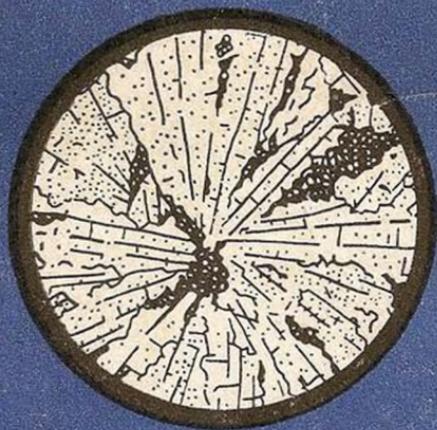


Б. Л. Залищак, Л. В. Бурилина, Р. И. Кипаренко

*Определение
породообразующих
минералов в шлифах
и иммерсионных
препаратах*



Б. Л. Залищак, Л. В. Бурилина, Р. И. Кипаренко

*Определение
породообразующих
минералов
в шлифах
и иммерсионных
препаратах*

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ



МОСКВА «НЕДРА» 1981

В основу предлагаемого справочного руководства положена книга В. Н. Лодочникова «Главнейшие породообразующие минералы», с дополнениями В. С. Соболева, вышедшая в 1974 г. пятым, по существу стереотипным, изданием. Опубликованная впервые в 1931 г., она до сих пор является настольной книгой геологов не только потому, что написана талантливым ученым, но главным образом благодаря своей верной методической основе — разделению минералов по показателям преломления на естественные для восприятия глазами группы. Такая методика позволяет научиться определять главные, в особенности бесцветные, минералы «с ходу», не обращаясь к ключевым таблицам и справочникам, и одновременно способствует распознаванию отличающихся от них по свойствам в шлифах более редких минералов.

В настоящее время накоплены обширные и разнообразные сведения о породообразующих минералах. Это позволило сопроводить описания минералов рисунками ориентировки оптической индикатрисы в кристаллах (большой частью из справочника В. Е. Трёгера, 1968), диаграммами и уравнениями «химический состав — оптические свойства» для изоморфных серий, диаграммами, учитывающими структурное состояние, зарисовками и фотографиями, некоторыми методиками окрашивания шлифов и другими данными, облегчающими диагностику и определение состава минералов оптическими методами. Авторы попытались свести воедино известные им наиболее достоверные и важные материалы, опубликованные в последние годы, в то же время опустив описания минералов конкретных месторождений.

Исчерпывающие сведения о породообразующих минералах, а также обширную библиографию читатели могут почерпнуть из следующих справочников и монографий.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Н. Оптическая минералогия. — ИЛ, 1953.

Годовиков А. А. Минералогия. — Недра, 1975.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Пороодообразующие минералы. В пяти томах. — Мир, 1965—1966.

Копченова Е. В. Минералогический анализ шлифов и рудных концентратов. — Недра, 1979.

Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. — Недра, 1965.

Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. — Недра, 1974.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы горных пород. — Недра, 1979.

Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. — МГУ, 1973.

Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.

Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Тома I—II. — Недра, 1968.

Минералы. Справочник. Тома I—III. — Наука, 1960—1972.

Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. — Недра, 1976.

Петрография. Часть 1. — МГУ, 1976.

Преображенский И. А., Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород. — Госгеолтехиздат, 1954.

Саранчина Г. В. Федоровский метод. — ЛГУ, 1963.

Соболев В. С. Федоровский метод. — Госгеолтехиздат, 1954; Недра, 1966.

Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Том I. — Госгеолтехиздат, 1953.

Трёгер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. — Недра, 1968.

В соответствующих разделах указаны наиболее важные монографии и статьи.

Часть зарисовок минералов в шлифах и шлихах заимствована из следующих работ.

Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гилберт Ч. М. Петрография. — ИЛ, 1957.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. — Изд-во АН СССР, 1955.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы горных пород. — Недра, 1979.

Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Тома I—II. — Недра, 1968.

Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. — Недра, 1966.

Харкер А. Метаморфизм. — М., 1937.

Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. — Мир, 1975.

Авторы выражают признательность В. И. Фельдману, взявшему на себя труд написать рецензию на первое издание работы, за замечания и предложения, которые учтены в настоящем издании. Авторы благодарны своим коллегам за помощь, оказанную при подготовке рукописи, — Г. А. Валуй (обсуждение полевых шпатов), Ю. Г. Пискунову, А. В. Зинькову, Л. Е. Козловой (подготовка иллюстраций), В. Г. Сазонову (фотографирование).

БЕСЦВЕТНЫЕ ИЛИ ПОЧТИ БЕСЦВЕТНЫЕ В ШЛИФАХ МИНЕРАЛЫ

1-я группа. $n \approx 1,410—1,470$

Минералы имеют ясную шагреневую поверхность, отрицательный рельеф, поэтому в стыках с другими минералами и бальзамом ($n=1,530—1,535$) кажутся розовато-золотистыми, полоска Бекке идет с минералов, если тубус поднимается или столик микроскопа опускается.

Опал — $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Минеральный гидрогель кремнекислоты. $n=1,406—1,460$. Изотропный, но иногда, вследствие внутренних напряжений или около включений, аномально двупреломляет, в скрещенных николях наблюдаются серые цвета интерференции. Содержание воды достигает 34 вес. %, в большинстве опалов составляет 2—14 вес. %. Ориентировочно о содержании воды в опале можно судить по величине показателя преломления (рис. 1). Кроме воды, в опалах могут присутствовать примеси алюминия, железа, титана, серы, марганца, циркония, ниобия, органического вещества; содержание каждого из них иногда достигает нескольких процентов. Они находятся в адсорбированном состоянии и в виде минералов-включений. В электронном микроскопе опал обнаруживает глобулярное строение с размером глобуль в доли микрометра (менее 0,001 мм) и высокую микропористость, обуславливающую высокую адсорбционную способность. Будучи коллоидным веществом, опал не имеет кристаллических форм и образует корки, почковидные массы, оолиты, агрегаты, заполняющие пустоты и трещины, цемент песчаников, псевдоморфозы по различным минералам, животным и растительным остаткам. Им сложены кремнистые туфы, гейзериты, панцири диатомей, скелеты радиолярий, спиккулы губок. Может замещать целые участки пород с сохранением мельчайших деталей их структурно-текстурного рисунка, что позволяет восстанавливать первичную природу замещенных образований.

Спайность отсутствует, но могут наблюдаться трещины усыхания, иногда заполненные каким-либо веществом. В шлифах опал обыкновенно бесцветен, но вследствие сильного дисперсионного эффекта (эффекта Лодочникова) кажется розовато-золотистым и даже красноватым или буроватым, особенно в стыках с другими минералами и бальзамом. Окрашенными в красноватые, буроватые, серые (до непрозрачных) цвета и мутными, с пониженной прозрачностью, оказываются опалы с большим содержанием адсорбированных хромофоров, например соединений железа и марганца, органического вещества.

Образование опала происходит в поверхностных условиях в корках выветривания, при осадконакоплении и биогенным путем, а также в близповерхностных условиях из низкотемпературных (не более 150°C) гидротермальных растворов. Особенно часто опал встречается в областях кайнозойского и современного вулканизма в отложениях горячих источников и в пустотах эффузивных пород различного состава. Встречается опал в гидротермальных месторождениях, обычно как самый поздний минерал рудных жил. Огромные массы опала образуются при формировании осадочных месторождений железа, алюминия, марганца и биогенных осадков (опок, трепелов, диатомитов, радиоляритов).

Дегидратация опала начинается уже при 50°C , поэтому при диагенезе осадков, содержащих опал, он легко переходит в соответствующие полиморфные модификации кристобалита и тридимита, а при дальнейшем повышении температуры и интенсивности метаморфизма — в кварц, образующий крипто- и микрористаллические агрегаты с характерной агрегатной поляризацией. Агрегатная поляризация обнаруживается в скрещенных николях в агрегатах, сложенных мельчайшими зернами, имеющими разнообразную оптическую

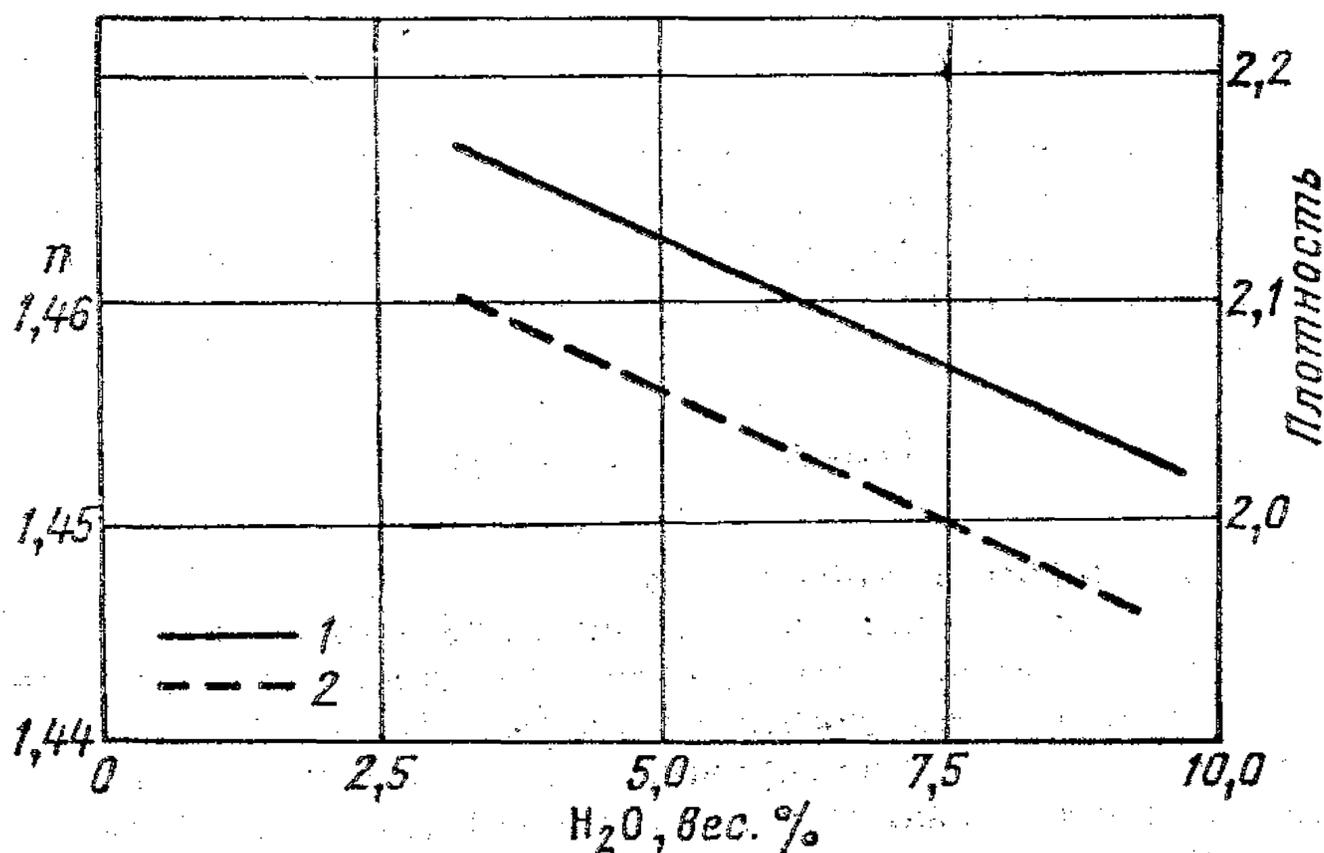


Рис. 1. Приблизительная диаграмма зависимости максимальных величин показателя преломления (2) и плотности (1) опала от содержания в нем воды [Трёгер, 1968]. В большинстве случаев показатели преломления и плотности ниже указанных

ориентировку в срезе шлифа и, как следствие, различную интерференционную окраску и положение погасания. Такие агрегаты свойственны не только кварцу, но и другим минералам; например кальциту в известняках, глинистым образованиям (особенно эффектен глауконит), биотиту в ороговикованных песчано-глинистых породах, слюдам и хлоритам в аргиллитах и некоторых филлитах.

Опал можно спутать с вулканическим стеклом эффузивов и туфов (липаритов, трахитов и других), но у стекла преломление более 1,480, а в вулканических пеплах, внешне похожих на опал, в шлифах видны характерной формы пепловые частицы — рогульки, изогнутые клинья, серповидные обломки. Наибольшие трудности возникают при необходимости отличить опал от флюорита, так как оба могут образовываться в сходных условиях. В случае флюорита возможно обнаружение сечений кубических и октаэдрических кристаллов, совершенной спайности, трещины которой образуют равносторонние треугольники, наконец, преломление у флюорита не может быть ниже 1,430. Тем не менее, если не применять специальные методы, отличить их в шлифах иногда друг от друга невозможно. Начинаящие очень часто смешивают опал — по его хорошей шагренево́й поверхности — с гранатом ($n > 1,700$). Но у опала рельеф отрицательный, а у граната положительный, что всегда следует проверять по полоске Бекке. Гранат — минерал, который из всех породообразующих наиболее часто встречается в хорошо ограненных кристаллах ромбододекаэдрического или тетрагонтриоктаэдрического габитуса.

Наилучший критерий идентификации опалов — вид дифракционной кривой, которая подтверждается результатами ИК-спектроскопии, дилатометрии, термического анализа.

Флюорит — CaF_2

Кубический. $n=1,433—1,435$. Из примесей в заметных количествах установлены редкие земли (до 17—20 вес. % TR_2O_3), в иттрофлюорите преобладает иттрий, в церфлюорите — церий; в таких флюоритах $n=1,442—1,457$. Часто присутствует до 1—3 вес. % стронция. Флюориты, обогащенные редкими землями, чаще всего генетически связаны со щелочными породами и редкометальными гранитами, тогда как флюориты, связанные с доломитами, отличаются высокой чистотой. Флюоритам свойственны газовой-жидкие и жидкие включения, содержащие растворы солей и органических соединений (в т. ч. нефть и битумы). В шлифах флюорит обычно наблюдается в виде агрегатов неправильных зерен, заполняющих промежутки между другими минералами, и редко можно увидеть разрезы правильных кристаллов кубического или октаэдрического габитуса. Скрытокристаллические массы светлого фиолетового флюорита, известные под названием *ратовкита*, встречаются в доломитах, в виде цемента в песчано-глинистых и угленосных породах. Описаны разнообразные агрегаты флюорита — шестоватые, радиально-лучистые, кокардовые, а также псевдоморфозы по многим минералам. Характерна спайность по октаэдру (111); в шлифах при благоприятных разрезах трещины спайности, пересекаясь, образуют равносторонние треугольники или, что то же, три системы пересекающихся друг друга под углом 60° параллельных трещин — это надежный диагностический признак, позволяющий отличать флюорит от похожих на него минералов. Однако следует иметь в виду, что спайность не всегда обнаруживается в шлифах.

Флюорит — минерал изотропный, черный в скрещенных николях, очень редко наблюдаются серые аномальные цвета интерференции в кокардовых образованиях, выросших на другой минерал или обломок породы. В шлифах обычно бесцветный, но густо окрашенные в образцах фиолетовые, синие, красные, зеленые флюориты в шлифах обнаруживают пятнистое распределение окраски различной интенсивности такого же цвета. Интенсивная окраска отчасти обусловлена примесью урана в веществах, включенных в флюорит, — радиоактивных минералах и углеводородах. Нередко она наблюдается в виде не плеохроирующих ореолов вокруг таких включений. При нагревании до 200°C окраска, как правило, исчезает. Также как и опал, бесцветный флюорит, благодаря ясно выраженному дисперсионному эффекту, кажется в шлифах розовато-золотистым, особенно в стыках с бальзамом. Именно флюорит и опал наиболее удобны для того, чтобы научиться замечать дисперсионный эффект.

Флюорит — минерал пневматолитово-гидротермальный, может образовываться при температурах порядка 500°C . Как аксессуарный минерал встречается в интрузивных породах, обычно в щелочных и редкометальных гранитоидных, в некоторых эффузивах, широко развит в различных пегматитах, грейзенах, некоторых скарнах. Крупные массы флюорита известны в жилах некоторых низкотемпературных гидротермальных месторождений. Образование *ратовкита*, содержащегося в осадочных породах, связано с вулканическими процессами, сопровождавшими осадконакопление. Флюорит установлен в современных образованиях горячих источников.

Как уже указывалось, флюорит можно смешать с опалом и, если не обратить внимание на знак рельефа, — с гранатом. Можно смешать флюорит с минералами группы содалита и с анальцимом, но у них выше преломление, что при определенном навыке наблюдения шагреновой поверхности и дисперсионного эффекта легко устанавливается, и спайность наблюдается лишь в одном направлении.

Тридимит — SiO_2

Известны четыре полиморфные модификации тридимита, из которых наиболее полно изучен высокотемпературный тридимит гексагональной сингонии, устойчивый в интервале $870—1470^\circ\text{C}$. Другие полиморфные модифи-

жации, видимо, менее распространенные, устойчивы при температурах ниже 250°C . Тридимиты содержат обычно 3—5 вес. % примесей, в состав которых входят алюминий, железо, кальций, натрий, калий, титан, вода. Природные тридимиты имеют следующие оптические свойства: $n_p=1,471-1,479$; $n_m=1,472-1,480$; $n_g=1,474-1,483$; $n_g-n_p=0,002-0,004$; $+2V=66-90^{\circ}$. Оптические свойства синтетических тридимитов несколько иные: $n_p=1,469$; $n_m=1,470$; $n_g=1,473$; $+2V=35-43^{\circ}$. Плоскость оптических осей $\parallel (100)$. $N_p=a$; $N_m=b$; $N_g=c$. Спайность несовершенная и в шлифах не наблюда-

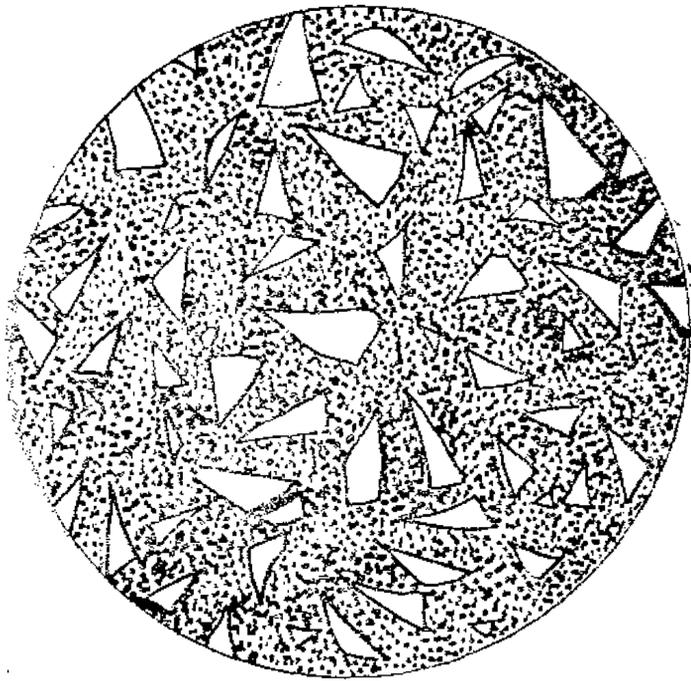


Рис. 2. Формы двойников тридимита в эффузиве (схематическая зарисовка). Диаметр 1 мм. Без анализатора

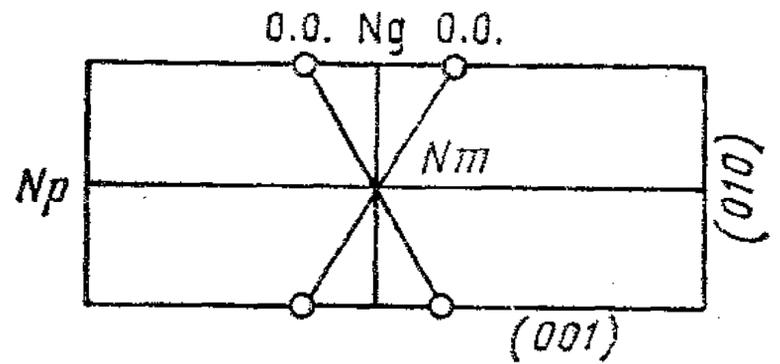


Рис. 3. Тридимит. Разрез $\parallel (100)$

ется, но характерны более или менее ровные трещинки. При двойниковании образуются клиновидные кристаллы, состоящие из двух или более индивидов (рис. 2), и гексагональные пластинки со свойственными тридимиту клиновидными двойниками по секторам, подобно кордиериту, причем плоскость оптических осей перпендикулярна к следам (в шлифе) внешнего ограничения кристаллов (граням).

При скрещенных николях обнаруживаются клиновидные и секториальные двойники, иногда сложные полисинтетические двойники, как у лейцита. Сравнительно реже наблюдаются гексагональные пластинки, сферолиты тонковолокнистого строения, лейсты (с прямым погасанием и отрицательным удлинением, рис. 3), агрегаты мельчайших зерен неправильной формы. Тридимит — бесцветный, с хорошо заметным дисперсионным эффектом розовато-золотистого оттенка (дисперсионный эффект наблюдается без анализатора).

Известен в пустотах кислых и основных (реже) эффузивов и как продукт раскристаллизации вулканического стекла обсидианов. В некоторых районах молодого вулканизма — один из главных породообразующих минералов эффузивов. Кристаллизация тридимита происходит под воздействием газов в пневматолитовую стадию. Именно такой тридимит по своим клиновидным и секториальным двойникам легко диагностируется. Низкотемпературный тридимит встречается в некоторых гидротермальных месторождениях, в корках выветривания как продукт совместной кристаллизации с опалом. Акцессорный тридимит известен в каменных метеоритах (богатых кальцием ахондритах) и некоторых лунных породах. Является важной составной частью динасового кирпича; нередко присутствует в породах совместно с кристобалитом, кварцем и опалом. Известны параморфозы кварца и кристобалита по тридимиту.

Тридимит можно спутать с кристобалитом, однако для последнего характерны черепитчатое строение и сферолиты, тогда как для тридимита очень типичны клиновидные и копьевидные двойники и более или менее ровные трещины. Это позволяет их легко распознавать в шлифах. Если они не обнаруживают характерные признаки, то отличием будет точное определение показателя преломления (у кристобалита не ниже 1,484) и знака кристалла (кристобалит — отрицательный, иногда слабо двуосный, до -35°). В сра-

станциях этих минералов ясно видно, что кристобалит имеет преломление большее, чем тридимит. Для определения знака и даже осности минерала с двупреломлением ниже 0,008 необходимо иметь толстые шлифы, в которых цвета интерференции минерала (в главном сечении) были бы не ниже белых. В отличие от других полиморфных модификаций кремнезема, тридимит растворяется в кипящем растворе соды. По точному определению показателя преломления в иммерсионных жидкостях, если другие признаки не замечены, слабо двупреломляющий тридимит отличается от опала (n не больше 1,460) и флюорита ($n=1,434$). От цеолитов, имеющих близкие к тридимиту показатели преломления, отличается по отсутствию спайности, столь характерной для цеолитов.

2-я группа. $n \approx 1,470—1,530$

Минералы этой группы имеют преломление ниже бальзама и при некотором навыке в них можно различать рельеф и ограничения, но шагреньевая поверхность отсутствует или очень плохо заметна. Дисперсионный эффект очень ясный: минералы в бальзаме кажутся розоватыми — золотистыми.

Кристобалит — SiO_2

Известны две полиморфные модификации кристобалита: высокотемпературный кубический, устойчивый в интервале температур $1470—1728^\circ\text{C}$, и низкотемпературный тетрагональный, устойчивый при температурах ниже 200°C . Видимо, большинство природных кристобалитов представляет собой параморфозы по высокотемпературной кубической модификации. В химическом отношении изучен недостаточно. Примеси алюминия, железа, натрия и калия установлены в количествах, значительно превышающих допустимые для кварца.

$n_e=1,484$; $n_o=1,487$; $n_o-n_e=0,003$; одноосный отрицательный, иногда аномально слабо двуосный ($-2V$ до 35°). Вследствие задержки перехода в низкотемпературную модификацию, встречается изотропный кристобалит, причем изотропность может сохраняться в отдельных частях двупреломляющих кристаллов. Изотропный кристобалит имеет $n=1,486$. В шлифах наблюдается большей частью в виде агрегатов табличек, в которых без анализатора при достаточно большом увеличении замечается черепитчатое строение. Часто образует тонковолокнистые сферолиты, редко наблюдается в виде октаэдров, кубиков, скелетных кристаллов. Спайности в шлифах не обнаруживает. В скрещенных николях наблюдаются полисинтетические двойники, причем двойниковые полосы пересекаются под разными углами, иногда создавая впечатление пятнистого строения. Бесцветный.

Кристобалит — обычный минерал молодых кислых эффузивов, хотя встречается реже, чем тридимит. Часто образует срастания с тридимитом в агрегатах, заполняющих пустоты в эффузивах, и в этом случае легко диагностируется. Известен как продукт раскристаллизации обсидианов в виде сферолитов и скелетных кристаллов. Известны параморфозы кварца по кристобалиту. Встречается также совместно с халцедоном и опалом. Кристобалит является составной частью динасового кирпича.

Как отличать кристобалит от тридимита, указано при характеристике тридимита. От некоторых цеолитов, имеющих похожие формы и близкие показатели преломления и двупреломление, кристобалит отличается прежде всего по отсутствию спайности, но надежно отличить их друг от друга в шлифах не всегда представляется возможным; от лейцита — по показателю преломления, а также по характерным формам лейцита, содержащим закономерные включения. Еще раз необходимо напомнить, что для определения оптического 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.

Цеолиты — $(A, B_{0,5})_n [Al_n Si_m O_{2(m+n)}] \cdot qH_2O$

A — Na, K, реже Cs, Li; B — Ca, реже Ba, Mg, Sr; n — число атомов алюминия и элементов $(A, B_{0,5})$; m — число атомов кремния; q — число молекул воды, содержание которой колеблется в пределах 8—32 вес. %.

Цеолиты являются водными каркасными алюмосиликатами, обладающими полостями и каналами, занятыми крупными катионами и молекулами воды, имеющими значительную свободу перемещения и способность в большей или меньшей мере к катионному обмену и дегидратации — регидратации без нарушения структуры кристаллов. Алюмосиликатные каркасы цеолитного типа обнаруживают сходство со структурой полевых шпатов и фельдшпатовидов. В химическом отношении Ca-, Na-, K-цеолиты можно рассматривать как гидраты полевых шпатов, часть которых отличается и более высоким относительным содержанием кремнезема. Цеолитные свойства установлены также для водных каркасных берилло-, алюмо-, фосфато-, титано- и цирконо- силикатов, развитых на соответствующих месторождениях. Часть из них по своим свойствам в шлифах близка к рассматриваемым цеолитам. Предложен ряд классификационных схем природных цеолитов, основанных на особенностях их структуры, химизма, ионообменных и адсорбционных свойств, термической и химической устойчивости и др. Известно свыше 30 минеральных видов цеолитов, объединяющих около 60 разновидностей. Интенсивные исследования, обусловленные широким практическим применением цеолитов, постоянно приводят к открытию новых видов цеолитов.

По наличию общих структурных элементов каркаса, образованного кольцами $(Si, Al)O_4$ -тетраэдров, и сходных каналов выделяют 9 кристаллохимических групп цеолитов (в скобках указаны наиболее распространенные виды, характеристика которых приведена ниже): анальцима (анальцим) — четверные кольца; ломонтита (ломонтит) и филлипсита (филлипсит) — сочетания четверных колец; натролита (натролит, мезолит, сколецит, томсонит) — цепочки из четверных колец, соединенных пятым тетраэдром; морденита (морденит, аштонит) и гейландита-клиноптилолита (гейландит, клиноптилолит, стильбит) — пятерные кольца; эрионита (эрионит) — одиночные шестерные кольца; шабазита (шабазит, гмелинит) и фожазита — двойные шестерные кольца. Природный фожазит — минерал очень редкий, но его искусственные аналоги находят широкое практическое применение.

В каждой группе цеолитов, характеризующейся однотипной структурой, намечается зависимость изменения в формулах отношения $H_2O : Al$ от количества двух- и одновалентных катионов: оно уменьшается в направлении Ca-, (Ca, Na, K)-, (Na, K)-, (K, Na)-минералов.

Анальцим $Na [AlSi_2O_6] \cdot H_2O$. Кубический, однако многие образцы обладают анизотропией и относятся к тригональной или тетрагональной модификации. В природных анальцимах отклонение от идеальной формулы выражается в повышении содержаний кремнезема и воды до состава $Na [AlSi_{2,5}O_7] \cdot 2,3 H_2O$, изредка калия (калиевые анальцимы, до 9,5 вес. % K_2O). Установлен непрерывный изоморфизм в ряду анальцим — вайрацит $Ca [AlSi_2O_6] \cdot 2H_2O$, не имеющий широкого распространения в природных минеральных ассоциациях.

Изотропные анальцимы, обычно чаще всего встречающиеся, имеют $n = 1,485—1,489$. Двупреломляющие — $n_p = 1,485$ (минимальный), $n_g = 1,493$ (максимальный); $n_g - n_p$ не выше 0,003, при этом в толстых шлифах можно измерить угол $-2V = 0—85^\circ$. У синтетических анальцимов $n = 1,472—1,493$. Анальцим имеет такую же ясную шагреневую, поверхность, как и минералы 1-й группы, и поэтому его можно с ними спутать. У кальцийсодержащих анальцимов показатели преломления повышаются, и для вайракита составляют: $n_p = 1,498$; $n_g = 1,502$; $n_g - n_p = 0,004$; $+2V = 70—105^\circ$. Оптические свойства анальцима нередко изменчивы даже в пределах одного зерна. В хорошо образованных зернах анальцима в шлифах при достаточном числе разрезов видна спайность, развитая по (001). В анизотропных зернах в

скрещенных николях обнаруживаются пересекающиеся под различными углами полисинтетические двойниковые полоски, отчетливо заметные при введении кварцевой пластинки, так что в этом отношении такие двупреломляющие анальцимы напоминают лейциты. Но анальцим лишен минеральных включений, столь характерных для лейцита. В шлифах анальцим всегда бесцветен; в тех случаях, когда по микротрещинам развит лимонит, наблюдается буроватый оттенок. Анальциму свойственны изометричные зерна, по форме похожие на лейцит, образующие агрегаты в пустотах и интерстициях.

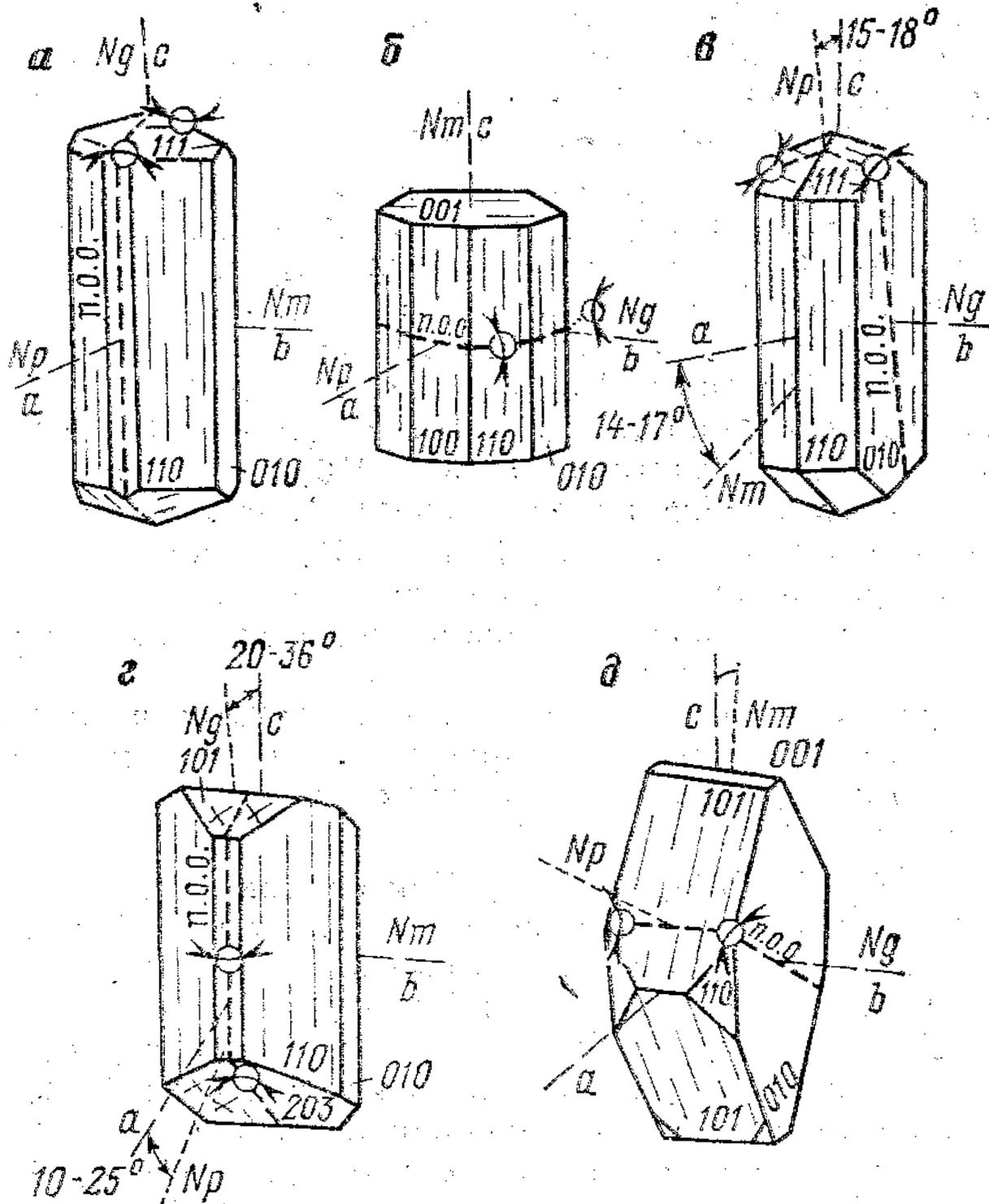


Рис. 4. Цеолиты:

а — натролит; б — томсонит; в — сколецит; г — ломонтит;
 д — гейландит

некоторых магматических пород, а также псевдоморфозы по полевым шпатам, нефелину, лейциту в тешенитах, эссекситах, сиенитах, кринанитах, базальтах. Описаны радиально-лучистые и шестоватые агрегаты анальцима. Тонкозернистые массы анальцима характерны для осадочных пород и туфов.

В основных породах анальцим можно спутать с лейцитом и вулканическим стеклом. Главным отличием служит показатель преломления, который у лейцита равен 1,508—1,511, а у стекла в таких породах не ниже 1,510, что по характеру шагреневой поверхности надо уметь распознавать. Стекло обычно окрашено, тогда как анальцим совершенно бесцветен, в лейците наблюдаются концентрически расположенные минеральные включения. Иногда анальцим в шлифе невозможно отличить от содалита.

Ломонтит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный (рис. 4). Состав большинства природных ломонтитов мало отклоняется от теоретической формулы. Они содержат небольшие примеси натрия, калия, магния, окисного железа. Важная особенность ломонтита состоит в том, что на воздухе он в течение

нескольких десятков минут теряет часть воды и переходит в леонгардит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 3,5\text{H}_2\text{O}$, что сопровождается рассыпанием минерала в порошок от легкого прикосновения.

$n_p=1,509-1,514$; $n_m=1,518-1,522$; $n_g=1,521-1,525$; $n_g-n_p \approx 0,010$ (до 0,016); $-2V=33-47^\circ$; $c:N_g=20-36^\circ$; $b=Nm$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Сильная дисперсия $r < v$. Форма выделений призматическая и волокнистая (вдоль оси c), поэтому удлинение всегда положительное. Спайность совершенная по (010) и (110) . Двойники по (100) с углом призмы 94° . Леонгардит, образовавшийся по ломониту, имеет: $n_p=1,502-1,507$; $n_m=1,512-1,516$; $n_g=1,514-1,518$; $n_g-n_p \approx 0,010$ (до 0,012); $-2V=26-44^\circ$; $c:N_g=8-33^\circ$. Оба минерала в шлифах бесцветны. Ломонит — обычный минерал измененных эффузивов (цеолитовая фация), современных гидротермальных источников. Известен аутигенный ломонит в песчаниках.

Филлипсит $(\text{Na}_2, \text{K}_2, \text{Ca})[\text{Al}_2\text{Si}_{2,6-6,8}\text{O}_{9,2-17,6}] \cdot (3,4-6,6) \text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Может содержать до 5 вес. % BaO , небольшие примеси стронция, магния. $n_p=1,483-1,504$; $n_m=1,484-1,509$; $n_g=1,486-1,514$; $n_g-n_p=0,003-0,010$, причем высокие значения соответствуют разностям, бедным кремнезмом. $+2V=60-80^\circ$. Слабая дисперсия $r < v$. $c:N_g=11-30^\circ$; $a:N_m=46-65^\circ$; $b=Np$. Плоскость оптических осей и Np перпендикулярны (010) . Проявлена ясная спайность по (010) и (100) . Форма выделений столбчатая (вдоль оси c) и пластинчатая по (010) . Встречаются сферолиты. В удлиненных зернах удлинение положительное. Почти всегда кристаллизуется в двойниках прорастания, по (100) и (120) , в виде прямоугольных крестов в двух или трех направлениях, наблюдаются и секториальные двойники. Обнаружение крестовидных двойников указывает на принадлежность цеолита к филлипситу. Бесцветный.

Филлипсит встречается вместе с другими цеолитами в миндалинах эффузивов. Значительные количества его присутствуют в вулканогенных отложениях солевых озер и глубоководных осадках океанов (вместе с клиноптилолитом и анальцимом).

Натролит $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Ромбический, редко тетрагональный (см. рис. 4). Отклонения от идеального состава у природных натролитов незначительны, установлены небольшие примеси калия и кальция. $n_p=1,473-1,483$; $n_m=1,476-1,486$; $n_g=1,485-1,496$; $n_g-n_p=0,010-0,013$; $+2V=58-66^\circ$. $a=Np$; $b=Nm$, $c=N_g$, удлинение положительное, погасание прямое. Слабая дисперсия $r < v$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Двойники по (301) и микроскопическое двойникование по (110) и (100) весьма характерны, но обнаруживаются иногда только при помощи федоровского столика. Хорошая спайность по (110) , трещины которой пересекаются под углом примерно 90° . Бесцветный. Форма выделений столбчатая и игольчатая, образует лучистые агрегаты, сферолиты.

Натролит широко распространен в нефелин- и содалитсодержащих породах, замещая в гидротермальную стадию различные минералы и выполняя жилы; в миндалекаменных эффузивах совместно с другими цеолитами. В шпреуштейнизированных нефелинах натролит является одним из основных вторичных минералов.

Мезолит $\text{Na}_2\text{Ca}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. По химическому составу занимает промежуточное положение между натролитом и сколецитом, иногда содержит примесь калия. $n=1,504-1,508$, двупреломление не превышает 0,001. При 15°C в комнате $+2V=80-85^\circ$, при 20°C $2V$ достигает 90° , и выше 20°C становится отрицательным (при $20-25^\circ \text{C}$ $-2V=80-85^\circ$), уменьшаясь до 0° , если температура шлифа будет равна 60°C . $b=Nm$; $c:Np \approx 8^\circ$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$, перпендикулярна удлинению. Сильная дисперсия $r < v$. Совершенная спайность по (110) , трещины которой пересекаются под прямым углом. Неизменно сдвойникован по (100) и (001) в виде призматических кристаллов, агрегатов тонких волокон или пучков волосовидных кристаллов, удлинение которых совпадает с $b=Nm$, поэтому может быть и положительным, и отрицательным. В тонких выделениях выглядит изотропным. Бесцветный.

Присутствует совместно с другими цеолитами в пустотах эффузивов. Сколецит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]\cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный (см. рис. 4). Химический состав примерно соответствует приведенной формуле, однако известны сколециты с повышенными содержаниями кремния, натрия и примесью калия. $n_p=1,507-1,513$; $n_m=1,516-1,520$; $n_g=1,517-1,521$; $n_g-n_p=0,007$; $-2V=36-56^\circ$; $c:Np=15-18^\circ$, удлинение отрицательное; $b=Ng$; $a:Nm=14-17^\circ$. Плоскость оптических осей перпендикулярна (010). Сильная дисперсия $r < v$. Почти совершенная спайность по (110), трещины которой пересекаются примерно под углом 90° . Сколецит образует тонкопризматические сдвойникованные кристаллы, агрегаты радиально-лучистых волокон, удлинение которых совпадает с кристаллографической осью c , иногда двойники прорастания по (100), реже по (110) и (001). Бесцветный.

Сколецит распространен в основных эффузивах в пустотах и трещинах, нередко в ассоциации с другими цеолитами, а также в габброидах, контактово-метаморфизованных известняках, альпийских жилах.

Томсонит $\text{NaCa}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_{2,5}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Ромбический (см. рис. 4). Отклонения от формулы выражены в заметных колебаниях всех элементов, устанавливаются примеси калия и стронция. $n_p=1,507-1,530$; $n_m=1,509-1,532$; $n_g=1,516-1,547$; $n_g-n_p=0,006-0,015$; $+2V=42-75^\circ$. $c=Nm$, $b=Ng$, $a=Np$, удлинение и положительное, и отрицательное, погасание прямое. Плоскость оптических осей \parallel (001), перпендикулярна удлинению. Отчетливая дисперсия $r < v$. Совершенная спайность по (010) и ясная по (100). Двойники по (110). Томсониту обычно свойственны разнообразные агрегаты призматических, игольчатых или пластинчатых кристаллов, удлинённых вдоль оси c . Бесцветный.

Встречается в основных породах совместно с другими цеолитами, выполняющими пустоты и жилы, в частности, широко распространен в траппах.

Томсонит — один из немногих цеолитов, которым свойственны широкие колебания оптических свойств.

Морденит $(\text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2)[\text{AlSi}_5\text{O}_{12}]_2\cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Ромбический. Основные изменения состава касаются переменных количеств кальция, натрия и калия. Калий содержится в подчиненном количестве, обнаружены примеси железа, магния, титана, известна стронциевая разновидность морденита (аштонит). $n_p=1,470-1,483$; $n_m=1,475-1,485$; $n_g=1,477-1,487$; $n_g-n_p=0,002-0,005$. Положительный или отрицательный $2V=76-90^\circ$. $c:Np=0-4^\circ$; $b=Ng$; $a=Nm$; прямое (или почти прямое) погасание во всех зонах, удлинение отрицательное. Плоскость оптических осей \parallel (100). Совершенная спайность по (100) и ясная по (010). Мордениту свойственны игольчатые и волокнистые кристаллы, удлинённые по оси c , образующие розетки, сферолиты, спутанные агрегаты. Бесцветный.

Морденит образуется в жилах и пустотах магматических пород, известен как продукт изменения вулканического стекла в туфах, как аутигенный минерал в осадочных породах.

Гейландит $(\text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_{6,0-7,5}\text{O}_{16-19}]\cdot (5,5-6,5)\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный (см. рис. 4). Характеризуется большими колебаниями отношения $\text{Si}:\text{Al}$, сопровождающимися соответствующими изменениями в содержании кальция (обычно преобладает), натрия и калия. Установлены примеси, иногда в заметных количествах, бария, стронция, железа. $n_p=1,491-1,505$; $n_m=1,493-1,505$; $n_g=1,500-1,512$; $n_g-n_p=0,005-0,007$; $+2V=0-53^\circ$, чаще около 32° . $b=Ng$; $c:Np$ меняется от $+89^\circ$ через 0° до -86° . Ясная дисперсия $r > v$. Совершенная спайность по (010). Плоскость оптических осей и Ng перпендикулярны (010), поэтому относительно следов совершенной спайности (010) погасание прямое, а знак зоны отрицательный. Гейландит обычно кристаллизуется в виде хорошо образованных таблитчатых кристаллов, уплощенных по (010). Ему свойственны агрегаты, сложенные параллельно сросшимися пластинками, — диагностический признак гейландита. Встречаются также агрегаты из беспорядочно расположенных зерен таблитчатой или изометричной формы. Бесцветный.

Гейландит — широко распространенный цеолит в миндалинах эффузивов и как продукт преобразования вулканического стекла и полевых шпатов туфов.

Клиноптилолит $(K_2, Na_2, Ca)[Al_2Si_{7,5-11}O_{19-26}] \cdot (6-8)H_2O$.

Моноклинный (рис. 5). По химическому составу клиноптилолит отличается от гейландита более высоким содержанием кремнезема (на 5—10 вес. %) и, как видно из сравнения формул, более высоким отношением Si:Al. В целом в клиноптилолитах калий количественно преобладает над натрием, обычна примесь магния. $np=1,476-1,488$; $ng=1,479-1,489$; $ng-np=0,002-0,004$. Совершенная спайность по (010), отмечается спайность по (101) и (110). $-2V$ весьма малый, иногда до 50° . Сильная дисперсия $r > v$. $a:Ng=15-45^\circ$; $b=Nm$. Плоскость оптических осей \perp (010). Для клиноптилолита характерны плотные микрокристаллические сплошные массы с размером индивидов,

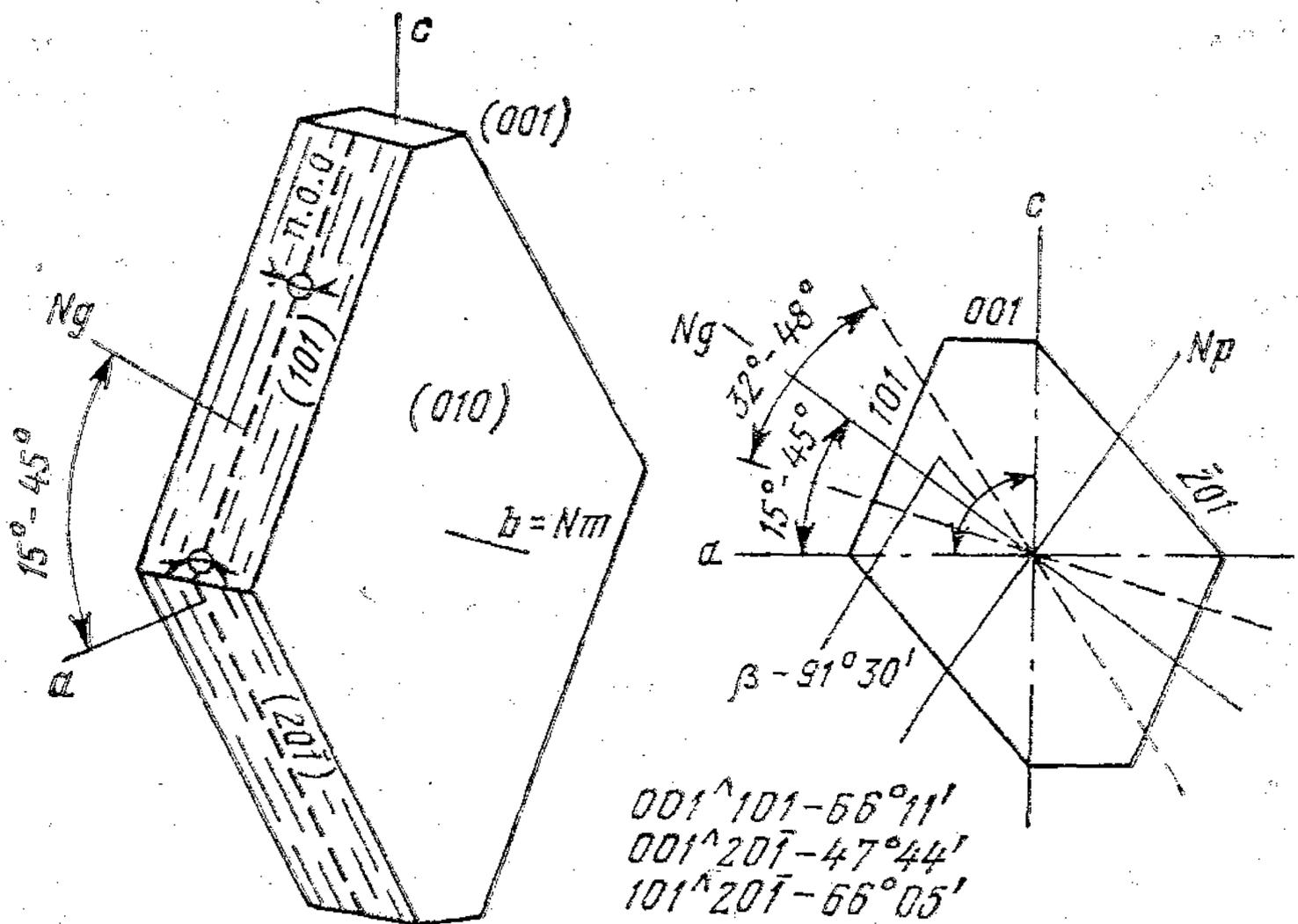


Рис. 5. Клиноптилолит

не превышающим 0,1—0,2 мм. Форма выделений: пластинчатая, игольчатая, волокнистая. Бесцветный.

Клиноптилолитом гидротермально-метасоматического происхождения сложены огромные массы в некоторых районах развития вулканогенно-осадочных и туфогенных толщ. Не менее широко развит аутигенный клиноптилолит в осадочных соляно-озерных и морских отложениях. Все эти формации по возрасту не древнее позднего мезозоя.

Стильбит $(Ca, Na_2)[Al_2Si_7O_{18}] \cdot 7H_2O$. Моноклинный. Синоним — десмин. Состав изменяется до $(Ca, Na_2, K_2)[Al_2Si_{5,2}O_{14,4}] \cdot 5,6H_2O$, причем содержание Na_2O колеблется от следов (стеллерит) до 3,6; K_2O — до 1,5; MgO — до 1,9 вес. %, иногда присутствуют примеси бария, стронция, железа; $np=1,484-1,498$; $nm=1,494-1,507$; $ng=1,496-1,509$; $ng-np=0,009-0,013$; $-2V=30-50^\circ$. $c:Np=3-12^\circ$; $b=Nm$; $a:Ng \approx 3-12^\circ$, удлинение отрицательное. Плоскость оптических осей \parallel (010). Дисперсия $r < v$. Совершенная спайность по (010). Почти всегда наблюдаются крестообразные двойники по (100), они же группируются в сноповидные агрегаты, а в пластинчатых по (010) кристаллах проявляется секториальное двойникование. Формы выделения таблитчатые, вытянутые по c , характерны сноповидные агрегаты (иногда сферолиты). Бесцветный.

Стильбит относится к распространенным гидротермальным цеолитам. Встречается в пустотах основных и средних эффузивов; как вторичный минерал в габброидах; в гидротермальных жилах.

Эрионит $(Na_2, K_2, Ca) [Al_2Si_{5,8-7,6}O_{15,6-19,2}] \cdot (4,8 - 6,8) H_2O$.

Ромбический. Присутствует примесь MgO , около 1 вес. %. $np = 1,467 - 1,472$; $ng = 1,473 - 1,476$; $ng - np \approx 0,003$. Минерал одноосный (?), положительный. Образует радиально-лучистые группы кристаллов и тонкие древовидные волокна с положительным удлинением по c и прямым погасанием. Бесцветный.

Известен как продукт изменения вулканического стекла кислых туфов и в пустотах базальтов. В последние годы установлено его широкое распространение.

Шабазит $(Ca, Na_2, K_2) [Al_2Si_{3-8}O_{10-20}] \cdot (5,4 - 9,4) H_2O$. Тригональный (рис. 6). Имеет колеблющийся состав, установлен непрерывный изоморфизм от кальциевого (левинит) до натрового (гершелит) члена. Содержание K_2O достигает 3, SiO_2 — 1,4, MgO — 1,6 вес. %, присутствуют примеси бария и железа. Оптические свойства шабазитов изменчивы. $n = 1,470 - 1,494$. Двупреломление $0,002 - 0,005$, но может достигать $0,014$. Оптический знак и осьность могут меняться даже в пределах одного кристалла. Известны одноосные и двуосные ($2V$ до 32°), положительные и отрицательные шабазиты. В базальных сечениях можно наблюдать шесть секторов с переменным погасанием и разным положением плоскости оптических осей, вследствие наличия взаимнопрорастающих двойников по (0001) . Иногда наблюдается ромбоэдрическая спайность по $(10\bar{1}1)$. $c = Nr$ или $c = Ng$. Для шабазитов характерны изометричные формы зерен. Бесцветный.

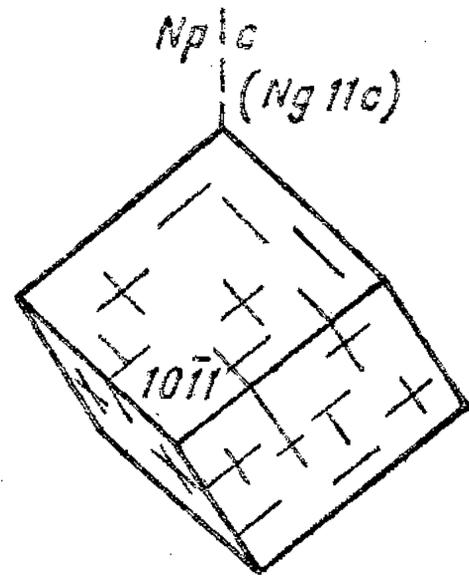


Рис. 6. Шабазит

Шабазит — минерал распространенный. Совместно с другими цеолитами выполняет пустоты и трещины в основных и средних эффузивах, а также замещает в них кальцийсодержащие минералы, известен в жилах гидротермальных месторождений, в отложениях современных горячих источников, образуется при изменении вулканического стекла туфов.

Гмелинит $(Na_2, Ca) [Al_2Si_4O_{12}] \cdot 6H_2O$. Тригональный. Может присутствовать также калий. $n = 1,464 - 1,480$; двупреломление $0,001 - 0,009$. В шлифах подобен шабазиту во всех отношениях. Изредка встречается в радиально-лучистых агрегатах. Образуется в тех же условиях, что и шабазит.

Цеолиты образуются в достаточно широком диапазоне температур и давлений, в щелочной и кислой среде, что определяет существование ряда цеолитовых фаций. Цеолиты в некоторых магматических породах образуются в позднемагматическую стадию при температуре порядка $600^\circ C$ в условиях высокой активности воды. Так, описаны факты образования анальцима в нефелиновых сиенитах, тешенитах, кринанитах, натролита в нефелиновых сиенитах, шабазита в щелочных оливиновых базальтах. Гидротермальные цеолиты развиты на многих месторождениях, в пустотах и трещинах разнообразных эффузивов, особенно базальтов и близповерхностных интрузий. Нередко устанавливается метасоматический гидротермальный процесс образования цеолитов — цеолитизация. Хорошо известна цеолитовая фация метаморфизма, например появление ломонтита в погруженных осадках.

Важное практическое значение имеют мезозойские — кайнозойские месторождения эрионита и шабазита в вулканогенно-осадочных озерных отложениях, клиноптилолита и морденита в осадочных соляных озерных и морских отложениях. Первые формируются в период вулканогенно-осадочного диагенеза при активном участии гидротермально-метасоматических процессов путем замещения тонкодисперсного вулканического пепла преимущественно кислого состава. Са-цеолиты (гейландит, ломонтит) ассоциируют с изменен-

ными угленосными формациями, Са-На-К-цеолиты (клиноптилолит) приурочены к нормальным морским отложениям, На-цеолиты (анальцим) связаны с красноцветными формациями аридного климата. Процесс образования цеолитов происходит в современных соляных озерах (клиноптилолит, эрионит, шабазит, анальцим, филлипсит), на дне океанов (филлипсит), в содовых и солончаковых почвах (анальцим, филлипсит и др.).

Цеолиты являются чуткими индикаторами условий минералообразования. При повышении температуры они переходят в пренит, эпидот, плагиоклазы и другие алюмосиликаты и силикаты. Низкие температуры в активной водной среде способствуют их разложению с образованием глинистых минералов и далее гидроокислов алюминия и кремнезема.

Диагностика цеолитов. Способность цеолитов выделять воду в процессе нагревания должна учитываться при изготовлении шлифов. Интенсивное нагревание в расплавленном бальзаме приводит к изменению свойств цеолитов и они делаются мутными. Иногда удается восстановить их свойства. При прокаливании цеолиты вспучиваются.

Так как все цеолиты в шлифах бесцветны, диагностирование можно начинать с выяснения формы выделений и определения показателя преломления. По формам выделений они делятся на изометричные, лучистые (длиннопризматические, игольчатые, волокнистые) и пластинчатые (листовидные, чешуйчатые, таблитчатые).

За исключением некоторых томсонитов (n больше 1,526, до 1,547), показатели преломления цеолитов ниже бальзама, по величине которых они делятся на три группы: 1) 1,465—1,500; 2) 1,502—1,508 и 3) 1,507—1,525.

Особую группу составляют филлипсит, гейландит и стильбит, имеющие $n=1,483—1,514$. Поэтому прежде всего необходимо решить, не является ли определяемый минерал одним из этих трех. Двупреломление их близко к полевым шпатам и кварцу. По наличию крестовидных двойников диагностируются филлипсит ($+2V$, удлинение «+») и стильбит ($-2V$, удлинение «-»). Гейландит образует агрегаты параллельно сросшихся пластинок с прямым погасанием (знак зоны «-») относительно следов спайности ($+2V$), ему не свойственны длиннопризматические и игольчатые формы.

В группе $n=1,465—1,500$ определяется форма выделений изучаемого цеолита: изометричная (анальцим, шабазит, гмелинит) или призматическая-волокнистая (эрионит, натролит, морденит, клиноптилолит).

Анальцим от шабазита и гмелинита отличается по своей изотропности. Если анальцим анизотропен, то в нем можно наблюдать сложные перекрещивающиеся двойниковые полоски, тогда как шабазит и гмелинит обнаруживают двойники из шести секторов. Гмелинит и шабазит в шлифах не различаются, но имеют разные рентгенограммы.

Среди лучистых цеолитов этой группы в шлифах нормальной толщины натролит определяется по двупреломлению (0,010—0,013), несколько превышающему двупреломление кварца, тогда как у остальных оно составляет 0,002—0,005. Морденит имеет отрицательное удлинение, эрионит — положительное, клиноптилолит отличается отрицательным весьма малым $2V$, тогда как эрионит одноосный положительный, а морденит имеет $\pm 2V=76—90^\circ$. Кроме того, размер индивидов клиноптилолита составляет 0,1—0,01 мм.

В группу $n=1,502—1,508$ попадает один мезолит: лучистый, удлинение «+» и «-», почти изотропный. Низкое двупреломление, не превышающее 0,001, сразу исключает подозрение на филлипсит, гейландит или стильбит, у которых двупреломление 0,003—0,013, а также цеолиты группы $n=1,507—1,525$.

Группа $n=1,507—1,525$ включает лучистые цеолиты: ломонтит, сколецит и некоторые разности томсонитов. Томсонит во всех зонах имеет прямое погасание и удлинение «+» и «-». Ломонтит и сколецит характеризуются косым погасанием, но у ломонтита удлинение положительное ($c:Ng=20—36^\circ$), у сколецита — удлинение отрицательное ($c:Np=15—18^\circ$).

В последние годы природные цеолиты во все больших масштабах находят практическое применение. Открыты месторождения клиноптилолита, эрионита, морденита, филлипсита, шабазита и некоторых других цеолитов.

Размеры кристаллов этих цеолитов не превышают первые доли миллиметра и обычно составляют сотые и тысячные доли. Оптические методы диагностики в этих случаях имеют вспомогательное значение. Изучение структуры, кристаллохимии, термостойкости, дегидратации — регидратации, адсорбции — десорбции, влияния природных катионов на свойства, устойчивости в реактивных средах и т. д. проводится методами электронной микроскопии, термического анализа, спектроскопии и др. Созданы полевые цеолитные лаборатории.

Группа содалита

Содалит $6\text{Na}[\text{AlSiO}_4] \cdot 2\text{NaCl}$.

Нозеан $6\text{Na}[\text{AlSiO}_4] \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$.

Гаюин $6(\text{Na}, \text{Ca}_{0,5})[\text{AlSiO}_4] \cdot 2-1(\text{Na}_2, \text{Ca}) \cdot \text{SO}_4$.

Лазурит $6\text{Na}(\text{AlSiO}_4) \cdot 2\text{Ca}(\text{SO}_4, \text{S}, \text{Cl}_2)$.

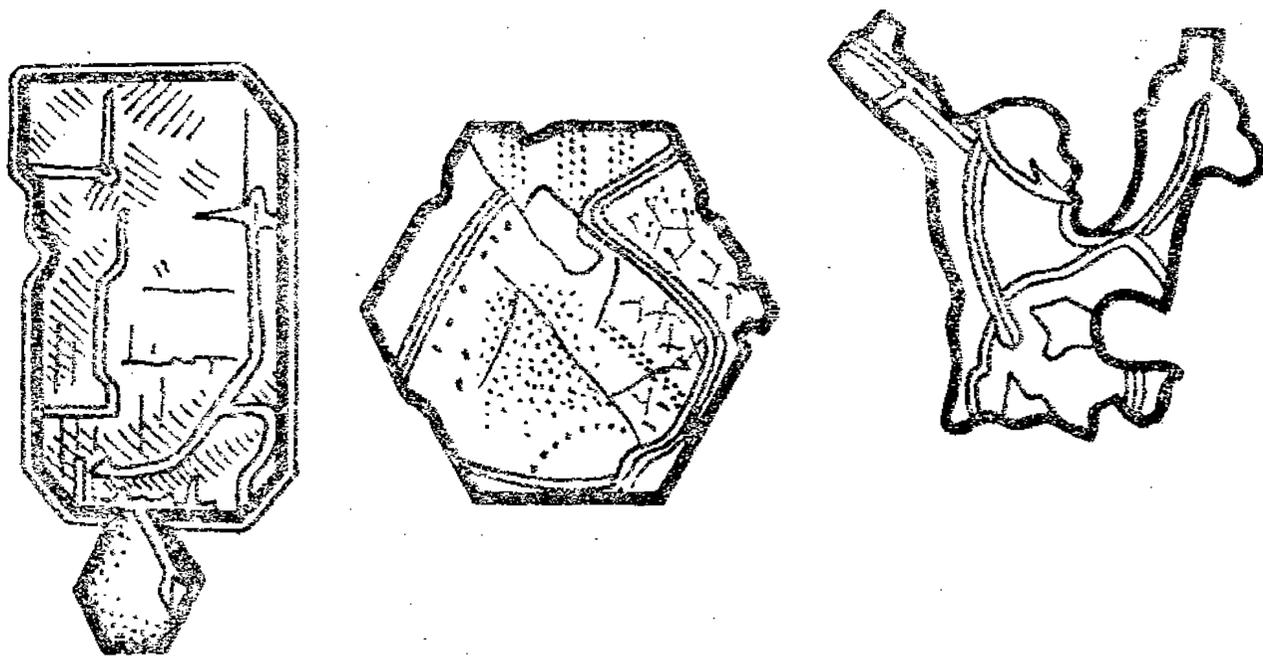


Рис. 7. Формы разрезов нозеана из лейцитифира [Хэтч и др., 1975]

Кубические. Лазурит рассматривается как богатая серой разновидность гаюина. Содалит имеет $n=1,483-1,487$; нозеан — $n=1,495$; гаюин — $n=1,495-1,505$. Изотропные; лишь около минеральных включений может проявляться слабая анизотропия. Иногда проявлена плохая спайность по (110). Двойники в шлифах не наблюдаются. В шлифах бесцветные, но иногда имеют розовый или голубой оттенок. Хорошие кристаллы редки. Для нозеана характерны бурые оторочки разложения, он встречается исключительно в щелочных эффузивах (рис. 7). Гаюин чаще, чем содалит и нозеан, бывает окрашен в голубой цвет и тоже встречается только в щелочных эффузивах. Лазурит и содалит распространены в нефелиновых сиенитах, некоторых эффузивных и метасоматических щелочных породах.

При их диагностике необходимо помнить, что только они бывают в шлифах голубые (окрашенный флюорит имеет характерную спайность и $n=1,434$) и что в них анизотропия не проявляется и, следовательно, нельзя наблюдать полисинтетическое двойникование (отличие от лейцита и анальцима). Однако необходимо минералы группы содалита всегда проверять химическими реакциями. Содалит флуоресцирует в ультрафиолетовых лучах оранжево-красным цветом, что отличает его от нефелина и полевых шпатов в образцах нефелиновых сиенитов.

Лейцит — $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$

Тетрагональный. $n=1,508-1,511$. $n_g-n_p=0,001$. Небольшой $+2V$ (до 0°). Спайность не проявляется. Характерно полисинтетическое двойникование

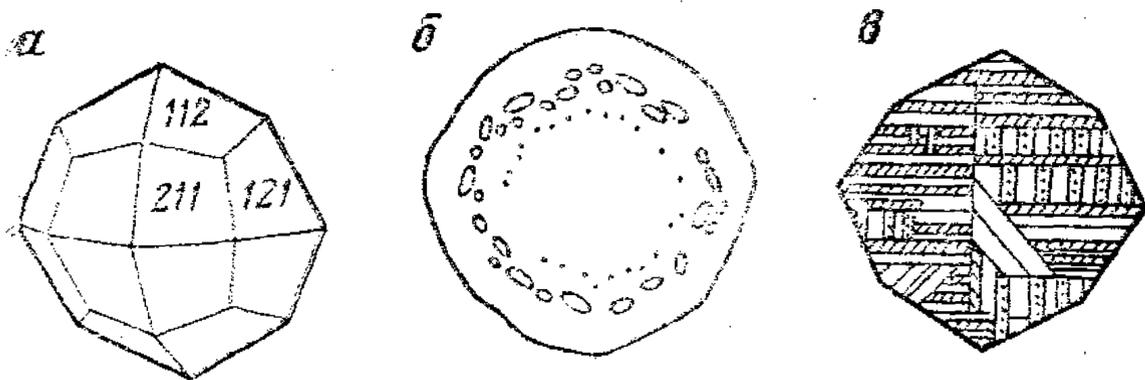


Рис. 8. Лейцит:
 а — кристалл; б — характер
 расположения включений;
 в — двойники в скрещенных
 николях



Рис. 9. Изометричные выделения лейцита с концентрически расположенными минеральными включениями в лейцитовом базальте. Диаметр 1,5 мм. Без анализатора [Вильямс и др., 1937]

в разных направлениях в одном зерне (наблюдается при введенной кварцевой пластинке). Формы выделений изометричные, обычны восьмиугольные и округлые разрезы. Обычны мелкие включения пироксенов и магнетита, располагающиеся параллельно ограничениям кристалла примерно по концентрическим окружностям (рис. 8, 9). Иногда кристаллы имеют скелетное строение, сохраняя изометричные очертания. Шагреновая поверхность не заметна, что делает похожим его на щелочные полевые шпаты. Смешать лейцит ни с каким минералом нельзя.

Лейцит — минерал щелочных (чаще всего калиевых) базальтоидов. В интрузивных щелочных породах лейцит, кристаллизуясь при высокой температуре, при понижении температуры становится неустойчивым и замещается (иногда с признаками метасоматоза) агрегатными псевдоморфозами, которые получили название псевдолейцита (агрегаты нефелина и калишпата) и эпилейцита (агрегаты цеолитов и калишпата или мусковита и калишпата). Эти псевдоморфозы распознаются по первичным изометричным формам разложенного лейцита.

Канкринит — $(\text{Na}, \text{Ca})_{6-8} [\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}] (\text{CO}_3, \text{SO}_4, \text{Cl})_{1-2} \cdot (1-5) \text{H}_2\text{O}$

Гексагональный (рис. 10). Богатая SO_4 разновидность называется вишневитом. Они дают непрерывный изоморфный ряд (рис. 11). Одноосный отрицательный. $n_e = 1,503-1,488$; $n_o = 1,528-1,490$; $n_o - n_e = 0,025-0,002$. Высокие значения показателей преломления и двупреломления соответствуют канкриниту, бедному сульфат-ионом, а низкие — вишневиту. Весьма совершенная призматическая спайность. Погасание прямое. Удлинение отрицательное. Двойники не наблюдаются. Формы выделений разнообразные: неправильные зерна, каймы вокруг нефелина и псевдоморфозы по нему, пластинки, призмы. В шлифах бесцветный.

Минерал постмагматический. Образуется в щелочных нефелинсодержащих породах, развиваясь вместо нефелина, в карбонатитах, в контактах гранитоидов и известняков. Иногда ему приписывается магматический генезис.

Смешать канкринит можно с мусковитом, на который он очень похож с первого взгляда, но у последнего преломление всегда выше бальзама (имейте в виду дисперсионный эффект). Минерал легко запоминается.

Вулканические стекла

Вулканическое стекло — обычный компонент эффузивов и вулканогенных пород, особенно в регионах с молодым вулканизмом. В эффузивах оно сла-

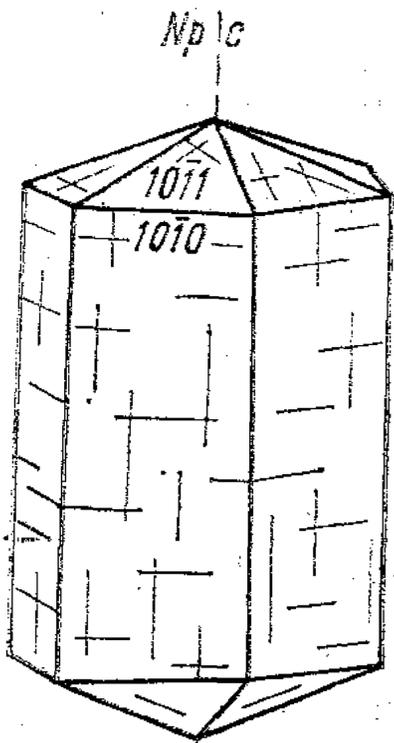
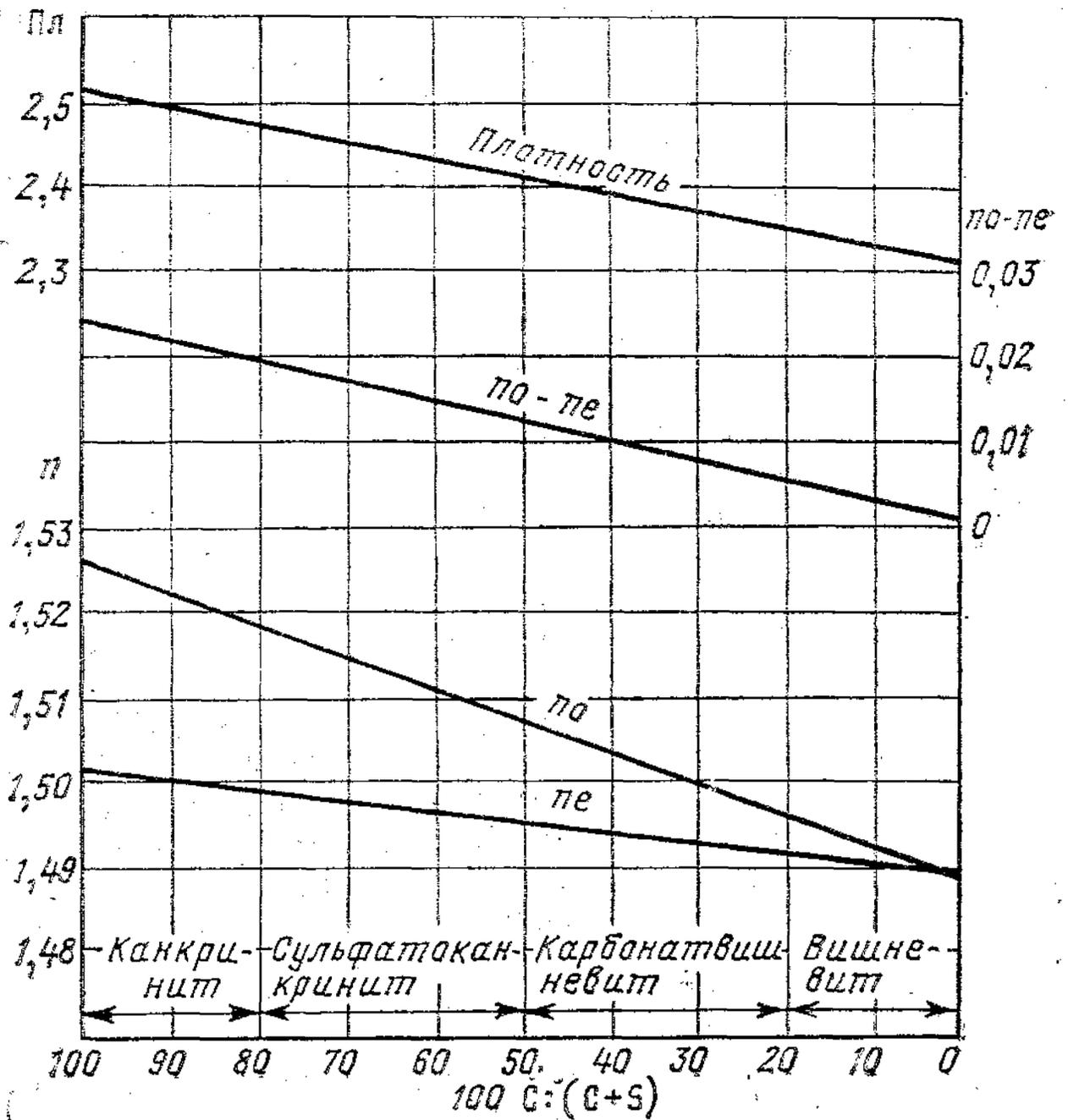


Рис. 10. Канкринит

Рис. 11. Зависимость оптических свойств от состава (мол. %) в серии канкринит — вишневит [Дир и др., 1966]



гает основную массу или выполняет интерстиции, в туфах — обломки остроугольной формы (рис. 12). Являясь аморфным веществом (переохлажденной жидкостью), вулканическое стекло не имеет кристаллических форм и спайности. Однако контракционные трещины развиты повсеместно. Они имеют разнообразную форму (извилистую, дуговую) и могут располагаться концентрически, как, например, в перлитах. Окраска и показатели преломления вулканических стекол варьируют в широких пределах. Для щелочноземельных эффузивов, пород нормального ряда, имеющих наибольшее распространение, свойства стекла закономерно изменяются. Намечаются следующие свойства стекол и зависимости от содержания SiO_2 (вес. %): свыше 75 — бесцветные, $n=1,494-1,505$; 65—75 — бесцветные, $n=1,515-1,535$; 55—65 — желтоватые, буроватые, зеленоватые, $n=1,545-1,590$; 45—55 — темно-окрашенные, $n=1,593-1,605$. Вулканические стекла щелочных эффузивов по окраске и показателям преломления резко отличаются от нормальных. Их состав определяется, как правило, химическим анализом.

В туфах неоднородного состава или подвергшихся вторичным изменениям диагностика стекла затруднена, и только наличие микролитов, которые почти всегда в большем или меньшем количестве присутствуют в стекле, служит надежным диагностическим признаком.

Вулканическое стекло легко разлагается, т. е. девитрифицируется, и превращается в микро- или кристоллический



Рис. 12. Форма частиц вулканического стекла в витрокластическом туфе. Диаметр 1 мм. Без анализатора

агрегат различных минералов, в зависимости от первичного состава и характера изменения. Девитрификация обычно проявлена в околорудных зонах, в зеленокаменно- и сольфатарноизмененных эффузивах, при процессах выветривания. Естественно, в этих случаях измерение показателей преломления для определения состава стекла производить бесполезно, и называть такие агрегаты вулканическим стеклом нельзя. Необходимо попытаться определить вторичные продукты, по которым можно судить о первичном составе стекла.

Гипс — $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Моноклинный. Это наиболее распространенный природный сульфат. Состав постоянный. Рис. 13. $n_p=1,519-1,521$; $n_m=1,523-1,526$; $n_g=1,529-1,531$; $n_g-n_p=0,010$; $+2V=58^\circ$. Плоскость оптических осей $\parallel(010)$. $c:N_p=38^\circ$; $c:N_g=52^\circ$; $b=Nm$. Удлинение и положительное, и отрицательное. Сильная наклонная дисперсия биссектрис и $2V$, $r > v$. Совершенная спайность по (010) , отчетливая по (100) и (011) . В шлифах бесцветный. Обычны двойники по (100) , реже по (101) . Формы выделений: зерна, таблицы по (010) , волокна и призмы, удлиненные по оси c . Пластинчатые спайные обломки обладают ромбовидными очертаниями. Оптические свойства гипса изменяются при нагревании; при температуре $100-200^\circ\text{C}$ обезвоживается и затем дает ангидрит.

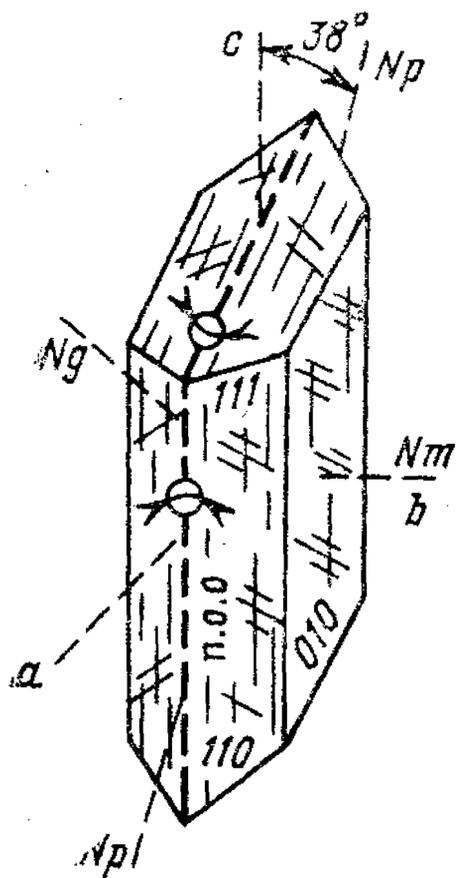


Рис. 13. Гипс

Гипс присутствует в различных осадочных породах, известняках, сланцах, мергелях, глинах, соленосных толщах. Он образуется при испарении морской воды в эвапоритах, воздействии на известняки кислых сульфатных вод, гидратации ангидрита. Гидратация ангидрита может происходить и в гидротермальных условиях.

При диагностике гипса следует всегда учитывать парагенетические ассоциации и возможность образования сульфатов. От ангидрита ($n=1,569-1,618$; $n_g-n_p=0,043$) гипс отличается меньшим преломлением и двупреломлением.

Калиево-натриевые полевые шпаты — $(\text{K}, \text{Na})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$

Природные полевые шпаты образуют три группы: 1) группу калиево-натриевых полевых шпатов, 2) группу плагиоклазов и 3) группу бариевых полевых шпатов, относящихся к каркасным алюмосиликатам. Бариевые полевые шпаты пользуются ограниченным распространением. Калиево-натриевые полевые шпаты (для краткости их часто называют калишпатами) и плагиоклазы составляют около 50% массы земной коры и присутствуют практически во всех породах. Лишь в некоторых ультраосновных, щелочных, глинистых и карбонатных породах они играют роль аксессуарных минералов.

В кристаллической структуре полевых шпатов содержатся крупные катионы K , Na , Ca и Ba , вокруг которых строится каркас из тетраэдров $(\text{Al}, \text{Si})\text{O}_4$. Отношение Si к Al близко к целым числам в калиево-натриевых полевых шпатах (3:1) и анортите (2:2), поэтому комплексные алюмокремниевые анионы в формулах имеют вид $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]^{-1}$ и $[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]^{-2}$, для промежуточных составов плагиоклазов — $[\text{Al}_m\text{Si}_n\text{O}_{2(n+m)}]^{-m}$, при $m \leq n$ ($m=0$ соответствует SiO_2). Отношение $(\text{Al}+\text{Si}) : \text{O}$ равно 1:2. Распределение атомов Si и Al может быть неупорядоченным и упорядоченным, оно и определяет характер изоморфных замещений и симметрию полевых шпатов.

В полевых шпатах широко проявлен изоморфизм в двух сериях (изовалентный $\text{Na} \rightleftharpoons \text{K}$ и гетеровалентный $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}$), отсутствует смесимость в системе $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, почти постоянно проявлено двойникование простое или полисинтетическое. Образуют два изоморфных ряда: $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ с содержанием $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ не более 10% (очень редко до 20%) и $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ с содержанием $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ не более 10%. В структуре полевых шпатов намечаются цепочки из четверных колец $(\text{Al}, \text{Si})\text{O}_4$ -тетраэдров, вытянутые вдоль оси c и образующие каркас, в пустотах которого располагаются катионы с координацией 8—10. Атомы Al и Si могут иметь в окружении один или два катиона.

По размеру элементарной ячейки параллелепипеда (по размеру c) они являются 7-ангстремными (щелочные полевые шпаты) и 14-ангстремными (анортит, целъзиан). В полевых шпатах установлено три типа беспорядка: 1) беспорядочное распределение катионов с координацией 8—10, 2) беспорядочное расположение катионов по отношению к Si и Al, 3) беспорядочное чередование 7-ангстремных параллелепипедов, что обуславливает существование высокотемпературных модификаций с неупорядоченной структурой (высокие или H—high), с промежуточной упорядоченностью и низкотемпературных модификаций с упорядоченной структурой (низкие или L—low). Нагревание приводит к образованию неупорядоченной структуры, которая может сохраняться геологически длительное время. Таким образом, степень упорядоченности зависит в основном от температуры, но на нее оказывают влияние давление, скорость кристаллизации, характер минералообразующей среды.

Принято рассматривать калиево-натриевые полевые шпаты в зависимости от их упорядоченности (т. е. температуры образования) в виде четырех серий твердых растворов:

1. Высокий альбит — высокий санидин. (H-альбит) (H-санидин)
2. Высокий альбит — низкий санидин. (H-альбит) (L-санидин).
3. Низкий альбит — ортоклаз. (L-альбит).
4. Низкий альбит — микроклин. (L-альбит).

Непрерывные твердые растворы свойственны первой серии; во второй распространены криптопертиты ($\text{Or}_{25} - \text{Or}_{60}$), а твердые растворы известны для членов за пределами этого интервала составов; в третьей и четвертой сериях способность образовывать твердые растворы еще больше ограничена (интервал несмесимости примерно $\text{Or}_{20} - \text{Or}_{80}$), кристаллы представляют собой сростки — ортоклаз-пертиты или микроклин-пертиты. Описаны породы, в которых ассоциируют минералы двух и даже трех серий. Известны факты отклонения от этой схемы: обнаружен метасоматический низкотемпературный высокий альбит, в водных растворах синтезированы твердые растворы серии высокий альбит — высокий санидин.

Валовый химический состав калиево-натриевых полевых шпатов отвечает твердым растворам ряда $\text{Or} - \text{Ab}$. Содержание CaO редко превышает 1 вес. % и лишь в анортоклазах может достигать 3—4 вес. %. Другие изоморфные примеси обычно не превышают десятых долей и достигают в отдельных случаях для BaO 1 вес. %, для Rb_2O до 3,3 вес. % и для Fe_2O_3 до 3 вес. % (или 10 мол. % железистого ортоклаза $\text{KFe}^{+3}\text{Si}_3\text{O}_8$).

Оптические свойства, изучаемые в шлифах, зависят не только от состава (отношения $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$), но и в большей мере от степени упорядоченности. Поэтому для определения щелочных полевых шпатов можно пользоваться только справочниками, в которых приведена классификация А. С. Марфунина. В образцах и шлифах обычно легко диагностировать минерал как калиево-натриевый полевой шпат, но только измерением точных констант можно установить его состав, степень упорядоченности и степень триклинности. Очень часто зерна калиево-натриевых полевых шпатов обнаруживают в скрещенных николях неоднородное, пятнистое строение, при этом пятна имеют разные оптические свойства ($2V$, характерные углы погасания) и, следовательно, разный состав и степень упорядоченности. Необходимо пытаться

Природные серии калиево-натриевых полевых шпатов
(см. рис. 19—22)

Оптические константы	Микроклины ($\text{Or}_{100}\text{Ab}_0$ — — $\text{Or}_{75}\text{Ab}_{25}$)	Ортоклазы $\text{Or}_{100}\text{Ab}_0$ — — $\text{Or}_{75}\text{Ab}_{25}$)	Санидины, пл. о. о. \perp (010) ($\text{Or}_{100}\text{Ab}_0$ — — $\text{Or}_{60}\text{Ab}_{40}$). Анортоклазы и ортоклаз- криптопертиты ($\text{Or}_{75}\text{Ab}_{25}$ — — $\text{Or}_{25}\text{Ab}_{75}$)	Высокие санидины, пл. о. о. \parallel (010), ($\text{Or}_{100}\text{Ab}_0$ — — $\text{Or}_{67}\text{Ab}_{33}$)	Анортоклазы, обогащенные кальцием (до 20% An)
np	1,514—1,519	1,518	1,518—1,528	1,518—1,527	до 1,536
nm	1,518—1,523	1,522	1,522—1,533	1,523—1,532	до 1,548
ng	1,521—1,526	1,524	1,524—1,535	1,524—1,534	до 1,549
$ng—np$	0,007	0,006	0,006—0,007	0,006—0,007	до 0,013
$—2V$	66—84°	33—84°	18—60°, до 84° в ортоклаз- криптопертитах	10—30°	до 62°

выяснить закономерности такого изменения, являющиеся отражением физико-химических условий образования породы.

Калиево-натриевые полевые шпаты (табл. I) делятся на существенно калиевые (микроклины, ортоклазы, собственно санидины), смешанные (их называют анортоклазами, сюда же относятся ортоклаз-криптопертиты и натриевые санидины, содержащие 30—60 атом. % Ab) и существенно натриевые (альбиты). В каждой из этих групп существует непрерывный ряд от упорядоченных («низкие») через промежуточные к неупорядоченным («высокие») разностям, т. е. от низкотемпературных до высокотемпературных. При этом в упорядоченных кристаллах степень триклинности колеблется от $\Delta=1$ (триклинные) до $\Delta=0$ (моноклинные); промежуточные по упорядоченности кристаллы обладают промежуточной степенью триклинности; неупорядоченные кристаллы являются моноклинными и псевдомоноклинными. В упорядоченных и промежуточных триклинных кристаллах могут быть развиты полисинтетические двойники. Кристаллы смешанных калиево-натриевых полевых шпатов при упорядочении структуры (понижение температуры) распадаются на псевдомоноклинные блоки триклинных субмикроскопически и субрентгеновски сдвойникованных индивидов, это так называемые ортоклаз-криптопертиты. В неупорядоченных и близких к ним промежуточных разностях (высокотемпературные полевые шпаты) калий и натрий образуют непрерывный ряд твердых растворов и им свойственны гомогенные кристаллы и простые ясно кристаллические двойники. Об упорядоченности щелочного полевого шпата судят по величине угла $2V$, который тем больше, чем больше упорядоченность. Исключение составляют обычные (низкие) и высокие санидины, которые различаются по ориентировке плоскости оптических осей (см. табл. I, рис. 21).

Явления упорядоченности детально изучены в структуре существенно калиевых полевых шпатов. Основные минеральные разновидности существен-

но калиевых полевых шпатов — санидин, ортоклаз и микроклин — отличаются друг от друга расположением Al в алюмо-кремнекислородных тетраэдрах. Санидины характеризуются статистически случайным расположением Al (25, 25, 25, 25% в каждом тетраэдрическом положении T_1O , T_{1m} , T_2O , T_{2m}), ортоклазы — частичной концентрацией Al в T_1O и T_{1m} (50, 50, 0, 0), микроклины — преимущественной концентрацией Al в T_{1m} (0, 100, 0, 0), рис. 14. С этой точки зрения они рассматриваются как упорядочивающиеся серии твердых растворов с непрерывным изменением значений степени упорядоченности. Процессы упорядочения приводят к изменению сингонии от моноклинной (у санидинов и ортоклазов) до триклинной (у микроклинов), колебаниям оптических свойств ($2V$, углы погасания и т. д.), двойникованию и распаду твердого раствора на чистые фазы (образование пертитов).

Всестороннее изучение полевых шпатов проводится методами рентгеноструктурного анализа, инфракрасной спектроскопии, ядерного магнитного резонанса и др. [см. Smith, 1974].

Калиево-натриевые полевые шпаты образуют таблицы, столбики, неправильные зерна. Хорошо проявлены две системы спайности по (001) и (010), первая в шлифах наблюдается всегда, вторая иногда бывает плохо заметна. В моноклинных кристаллах угол между ними равен 90° , в триклинных — почти 90° (рис. 15).

Как видно из табл. 1, у подавляющего числа калиево-натриевых полевых шпатов преломление ниже бальзама и кажутся они розоватыми-золотистыми, но шагреневая поверхность не заметна. Если освещение микроскопа не отрегулировано, сливаются с бальзамом. Двупреломление обычно 0,007, в скрещенных николях в шлифах нормальной толщины — серые и светло-серые, тогда как плагиоклазы и кварц — белые. Лишь у анортоклаза двупреломление достигает 0,013, т. е., как и кварц, он имеет белую интерференционную окраску. Натриевый санидин имеет $n_p=1,525$; $n_m=1,530$; $n_g=1,531$; $n_g-n_p=0,006$.

Необходимо запомнить, что в минералах с двупреломлением ниже 0,008 в шлифах нормальной толщины ($\sim 0,03$ мм) и более тонких определять оптический знак, угол $2V$ и осьность надо с осторожностью. Такие измерения желательно делать в более толстых шлифах, в которых цвета интерференции минерала (в главном сечении) были бы не ниже белых. Тем более это условие необходимо соблюдать при исследовании калиево-натриевых полевых шпатов, так как точная установка плоскостей спайности на федоровском столике возможна только в утолщенных шлифах (0,07—0,14 мм), а отличия осей индикатрисы в шлифах нормальной толщины не всегда улавливаются.

В скрещенных николях всегда можно наблюдать двойники, как простые, так и сложные полисинтетические (двойниковая решетка). Двойниковая решетка наблюдается только в микроклинах и некоторых анортоклазах и обусловлена одновременным двойникованием в одном зерне по альбитовому и периклиновому законам. Отсутствие решетки не может служить указанием на то, что данный полевой шпат не микроклин или не анортоклаз (рис. 16). Из геометрии соотношений альбитового и периклинового двойников

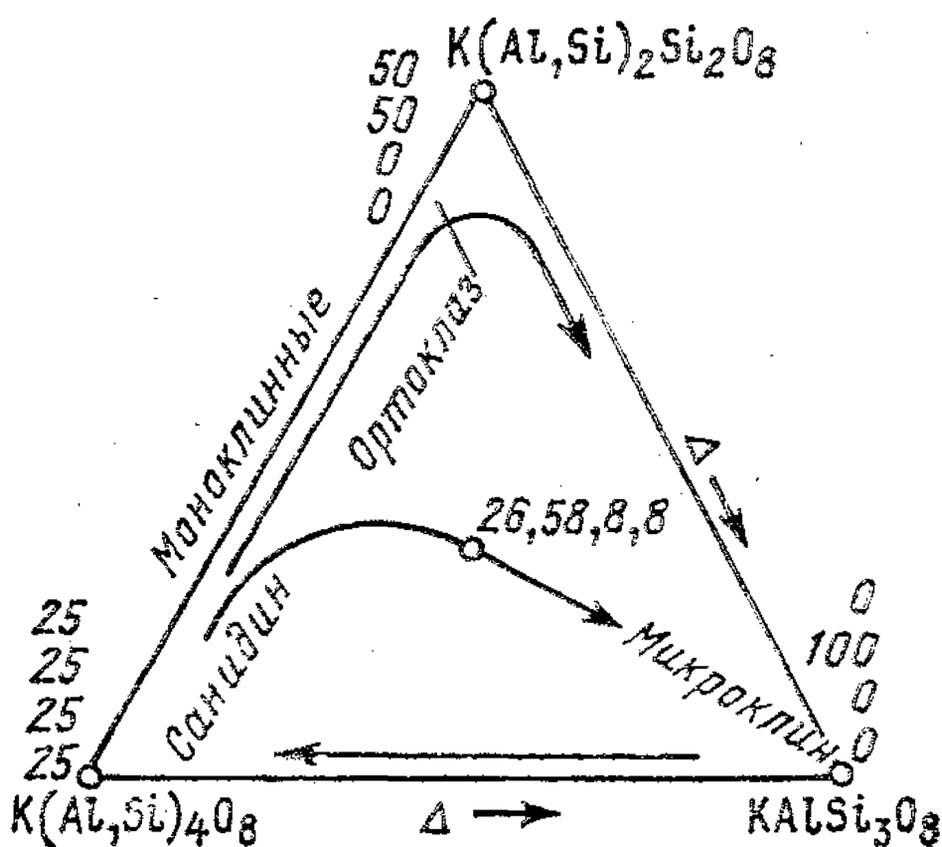


Рис. 14. Треугольник составов калиевых полевых шпатов, иллюстрирующий распределение Al в тетраэдрических положениях и изменение триклинности (Δ), по Т. Барту

следует, что микроклин решетчатой структуры образовался вначале в виде моноклинной сингонии. Характеристика некоторых законов двойникования дана в разделе, посвященном плагиоклазам.

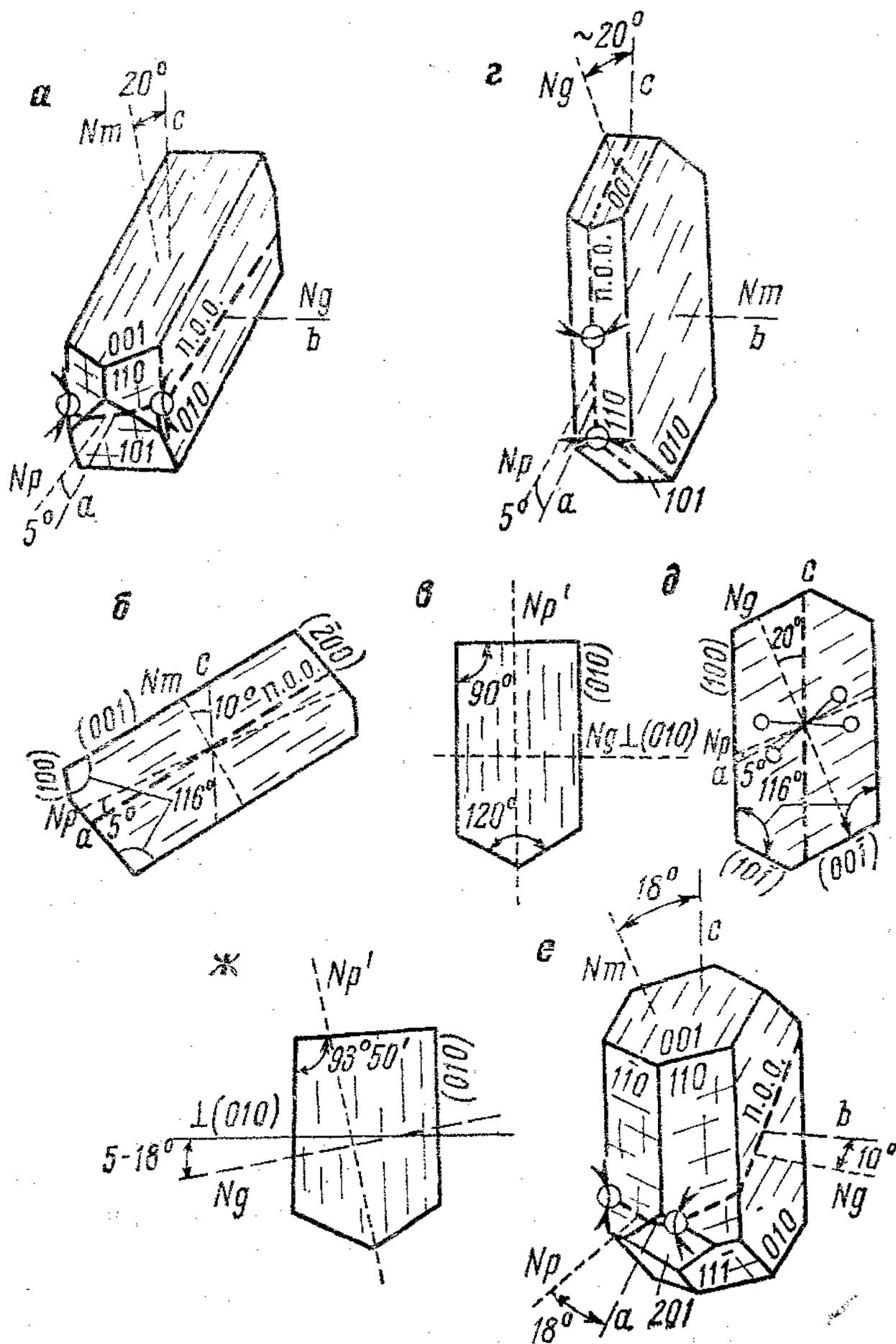


Рис. 15. Щелочные полевые шпаты:

a — ортоклаз; *б* — то же, разрез $\parallel (010)$; *в* — то же, разрез $\parallel (001)$; *г* — санидин; *д* — то же, разрез $\parallel (010)$; *е* — микроклин; *ж* — то же, разрез $\parallel (001)$

Щелочные полевые шпаты в шлифах бесцветные. Вследствие наличия большого количества равномерно распределенных мельчайших включений (продукты разложения, газовой-жидкие и твердые включения и др.) подавляющее большинство калиево-натриевых полевых шпатов в проходящем свете (без анализатора) бывают серыми, иногда с буроватым оттенком. Это очень важный диагностический признак; при этом надо иметь в виду, что преломление их всегда ниже балласта. Очень мутные калиево-натриевые полевые шпаты называются пелитизированными (рис. 17). При метасоматических изменениях пород калиево-натриевые полевые шпаты, как и плагиоклазы, бывают переполнены серицитовыми чешуйками. Распространенное представление о том, что они не серицитизируются, не соответствует действительности. Иногда в щелочных полевых шпатах наблюдается тонкодисперсный гематит как результат распада твердого раствора.

Очень характерным свойством калиево-натриевых полевых шпатов является часто наблюдающееся в них пертитовое строение. Пертиты — веретеновидные и струйчатые включения плагиоклаза в щелочном полево-

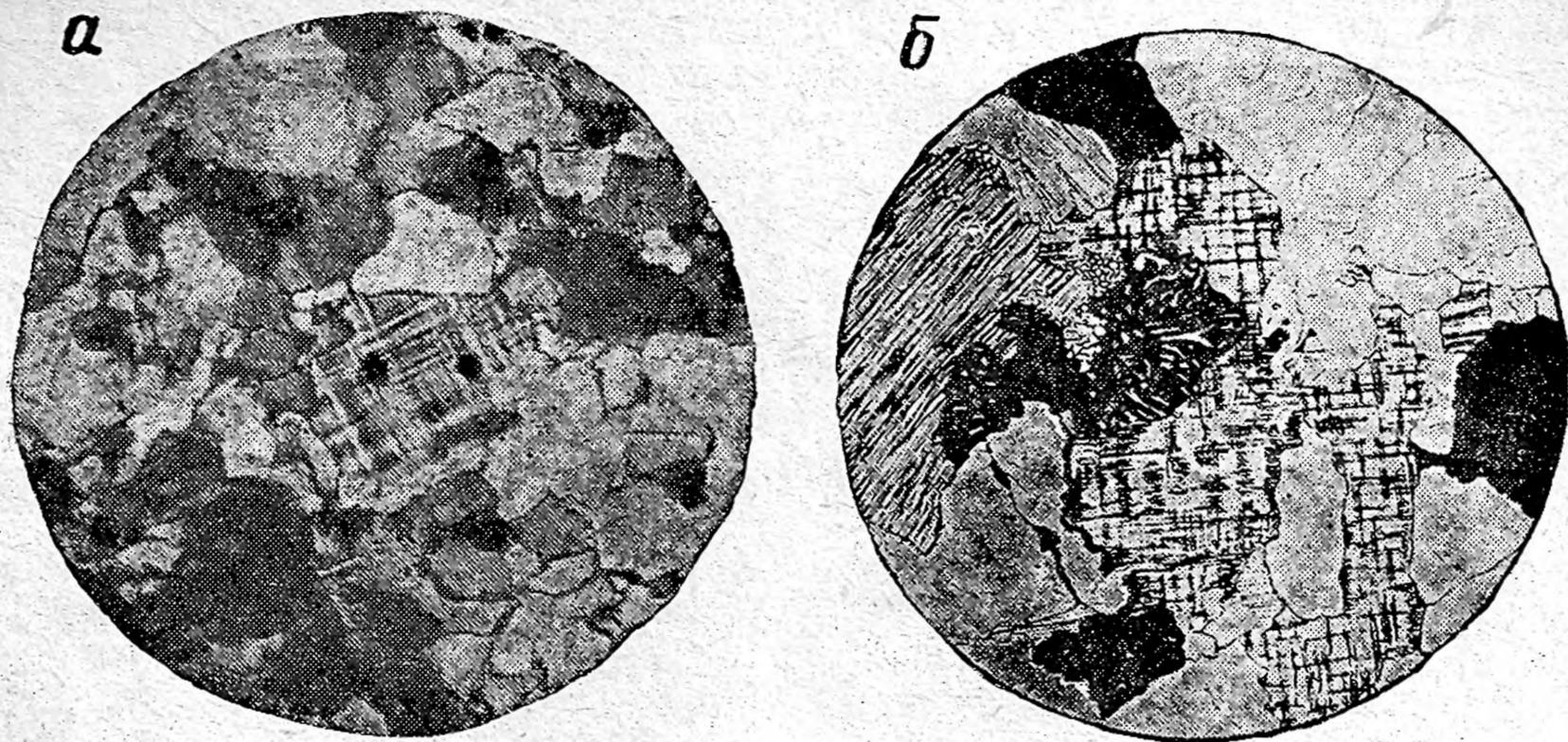


Рис. 16. Двойниковая решетка микроклина:

a — мелкозернистый гранит, диаметр 2 мм, николи скрещены; *б* — биотитовый гранит [микроклин-пертит-мирмекитовые сростки плагиоклаза (черное) и кварца (белые полосы в плагиоклазе); биотит (слева внизу); кварц], диаметр 4 мм, николи скрещены [Половинкина, 1966]

шпате, количество которых не превышает примерно 50% объема зерна, в противном случае такие образования называются антипертитами. Различают пертиты распада твердого раствора и пертиты замещения (рис. 18). Распад может носить субмикроскопический (криптопертиты, 0,001—0,005 мм), микроскопический (микропертиты, до 0,1 мм) и макроскопический (пертиты, 1—3 мм) характер. Известны рентгеновские (менее 15 ангстрем) и субрентгеновские (менее 0,001 мм) пертиты. Пертиты распада имеют веретеновидную и четковидную форму. Пертиты замещения имеют струйчатую или пятнистую форму, выходят за пределы зерна полевого шпата, образуя оторочки замещения. Широко развиты криптопертиты, обусловленные сростками, размеры которых близки и меньше разрешающей силы микроскопа. Такие полевые шпаты в скрещенных николях кажутся рябыми и в них можно уловить подобие полисинтетических двойников или решетки. Состав плагиоклаза обычно не бывает выше альбит-олигоклаза, но по дисперсионному эффекту видно, что пертиты имеют зеленовато-синий оттенок и ясно выделяются на золотисто-розоватом фоне калиево-натриевых полевых шпатов. Кроме того, при вращении столика микроскопа оба минерала ясно различаются по своей интерференционной окраске, например, пертиты — белые,

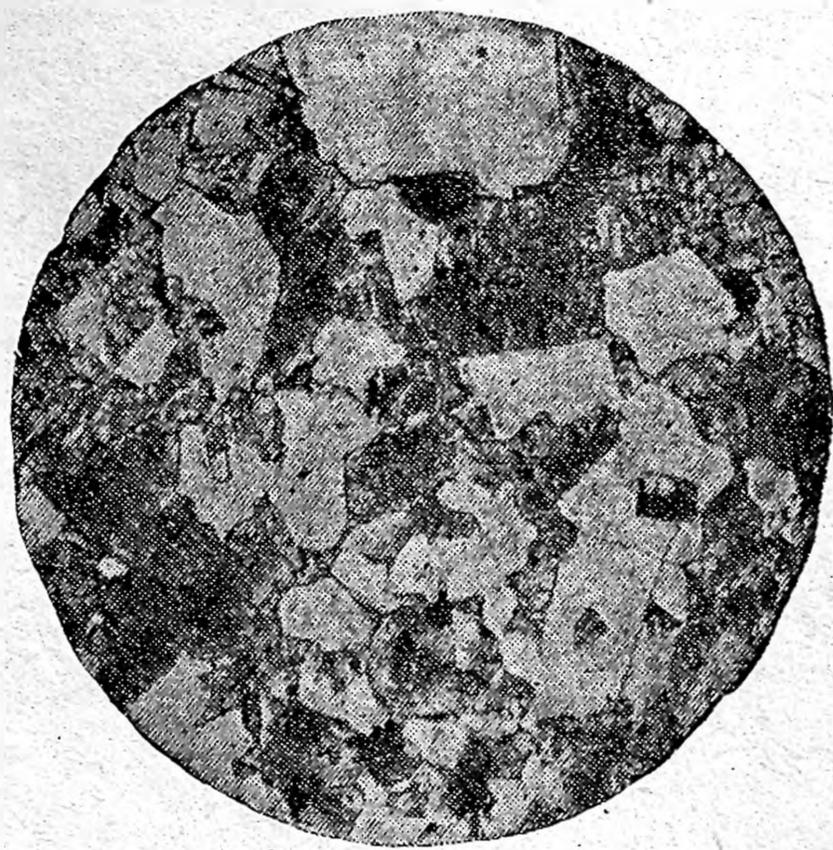


Рис. 17. Пелитизированные калиево-натриевые полевые шпаты в граните. Диаметр 6 мм. Без анализатора

а калишпат — серый (почти черный). Гаснут пертиты в одном зерне одновременно, это необходимо всегда замечать.

Точные методы определения калиево-натриевых полевых шпатов основаны на определении показателей преломления, $2V$ и углов погасания $Nm: \perp (001)$ на плоскости (010) и $Ng: \perp (010)$ на плоскости (001) . Измерения характерных углов с достаточной точностью и достоверностью возможны лишь в утолщенных шлифах (полевой шпат должен иметь белую, а кварц — желто-оранжевую интерференционную окраску).

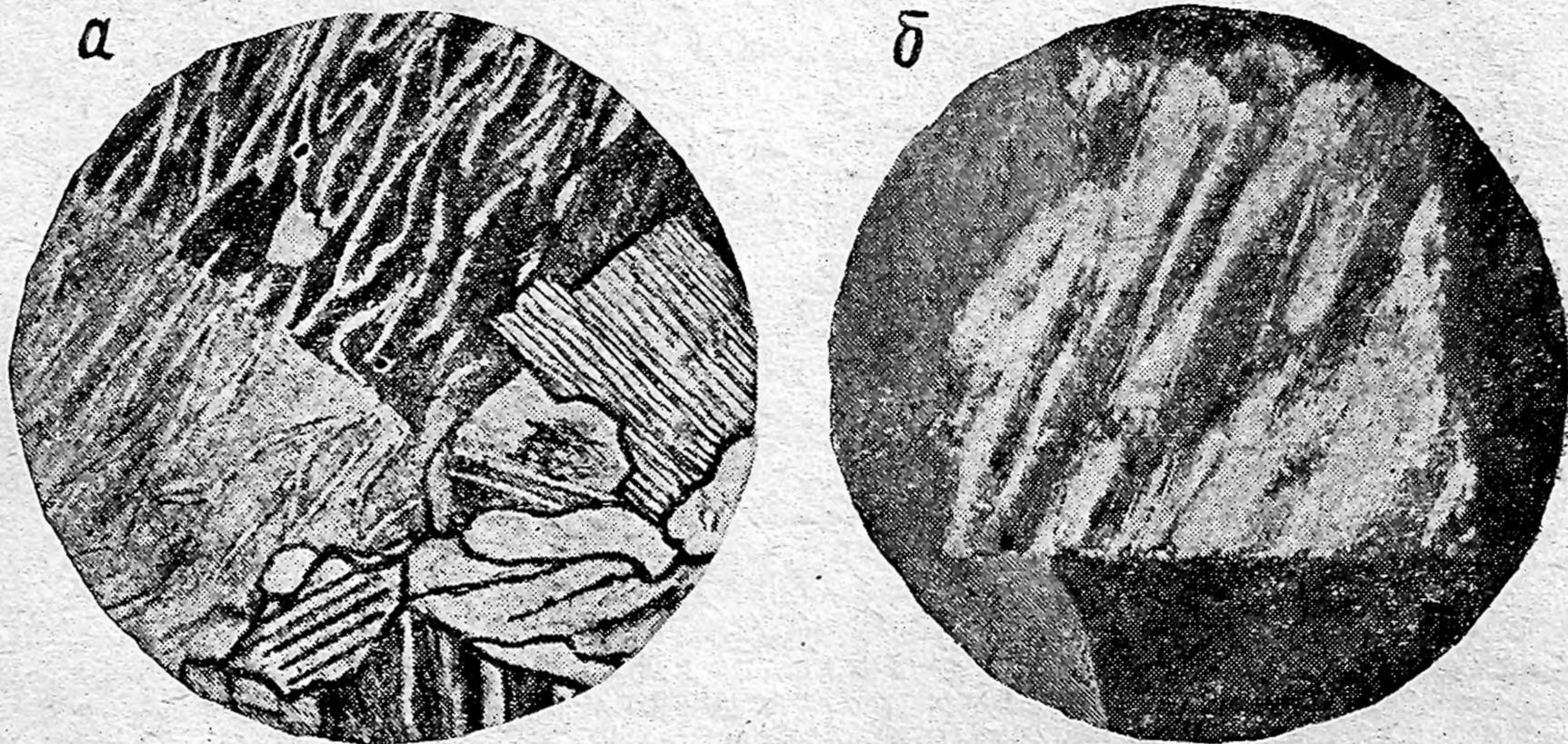


Рис. 18. Пертиты распада (а) и замещения (б) в калиево-натриевом полевом шпате. Диаметр 2 мм. Николи скрещены

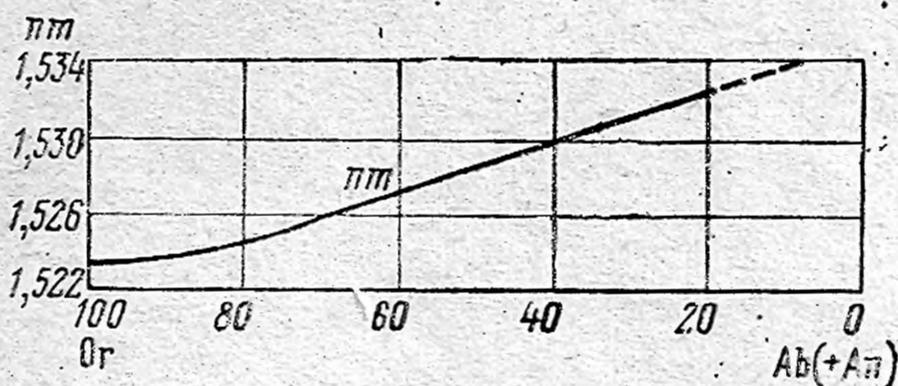


Рис. 19. Приблизительная зависимость показателя преломления от состава в серии санидин — анортотлаз и в ортоклаз-криптопертитах [Дир и др., 1966]

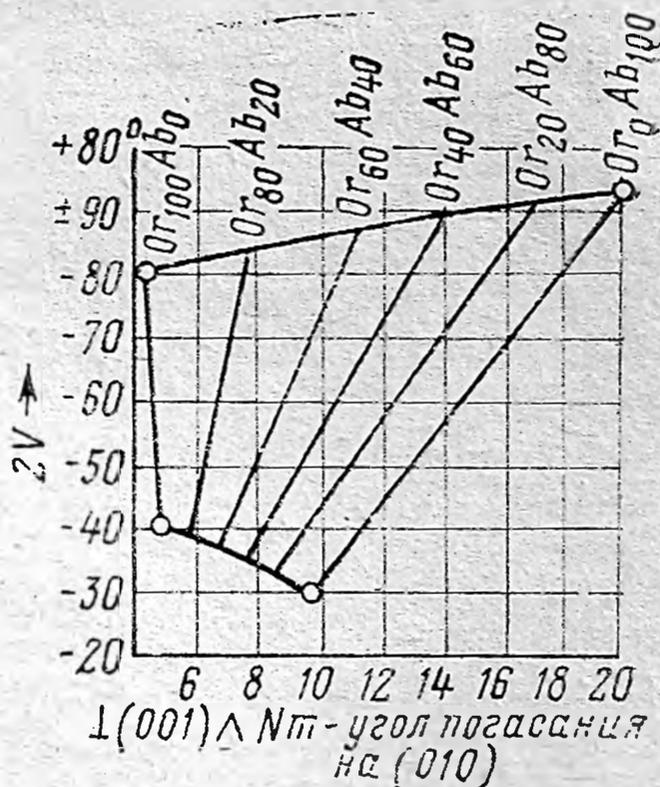


Рис. 20. Диаграмма для определения состава псевдомоноклинных и близких к ним криптопертитов [Марфуни, 1962]

Состав калиево-натриевых полевых шпатов определяется по диаграммам « nm — состав» и « $2V - Nm: \perp (001)$ — состав» в разрезах с хорошей спайностью (001) . При содержании до 63% альбитовой составляющей неупорядоченный полевой шпат обычно остается моноклинным, и двойники в нем простые. При большем содержании альбитовой составляющей полевой шпат обычно триклинный и является по существу альбитом, который легко определяется по преломлению и полисинтетическим двойникам. Известны редкие случаи образования природных моноклинных альбитов и триклинных санидинов.

Важное значение для оценки температур кристаллизации имеет определение содержания альбитового компонента в сосуществующих в породе калиево-натриевом полево шпате и плагиоклазе (термометр Барта и его усовершенствованные варианты).

Если исследуемый полевой шпат окажется существенно калиевым (менее 25% альбитовой составляющей), то определять упорядоченность и степень триклинности его следует при помощи диаграммы « $2V - Ng : \perp (010)$ » для существенно калиевых полевых шпатов. Для определения угла погасания $Ng : \perp (010)$ находят разрез $\sim NgNp$ с самой высокой интерференционной окраской и трещинами спайности (010), которые бывают обычно выражены хуже трещин спайности (001). Спайности (001) и (010) взаимно перпендикулярны или почти перпендикулярны, но спайность (001) в разрезах $\sim NgNp$ не может быть видна. На федоровском столике в утолщенных шлифах (0,07—0,14 мм) указанные определения можно сделать сравнительно быстро и точно (рис. 19—22).

Чтобы в калиево-натриевых полевых шпатах проявилась спайность (010), можно попытаться, предварительно осторожно расплавив бальзам на спиртовке и слегка нажимая на покровное стекло, расколоть пластинку шлифа. В шлифе должны появиться трещины, а в зернах минералов могут проявиться все трещины спайности и отдельности. Не следует ломать покровное стекло, допускать расползания пластинки шлифа и вскипания бальзама.

Структурное состояние существенно калиевых полевых шпатов оценивается по величине угла оптических осей. Так как при изменении упорядоченности происходит и изменение сингонии, различают упорядочение «моноклинное» (внутри санидинов) и упорядочение «триклинное» (от ортоклазов до микроклинов). Для определения степени упорядоченности А. С. Марфуниин предла-

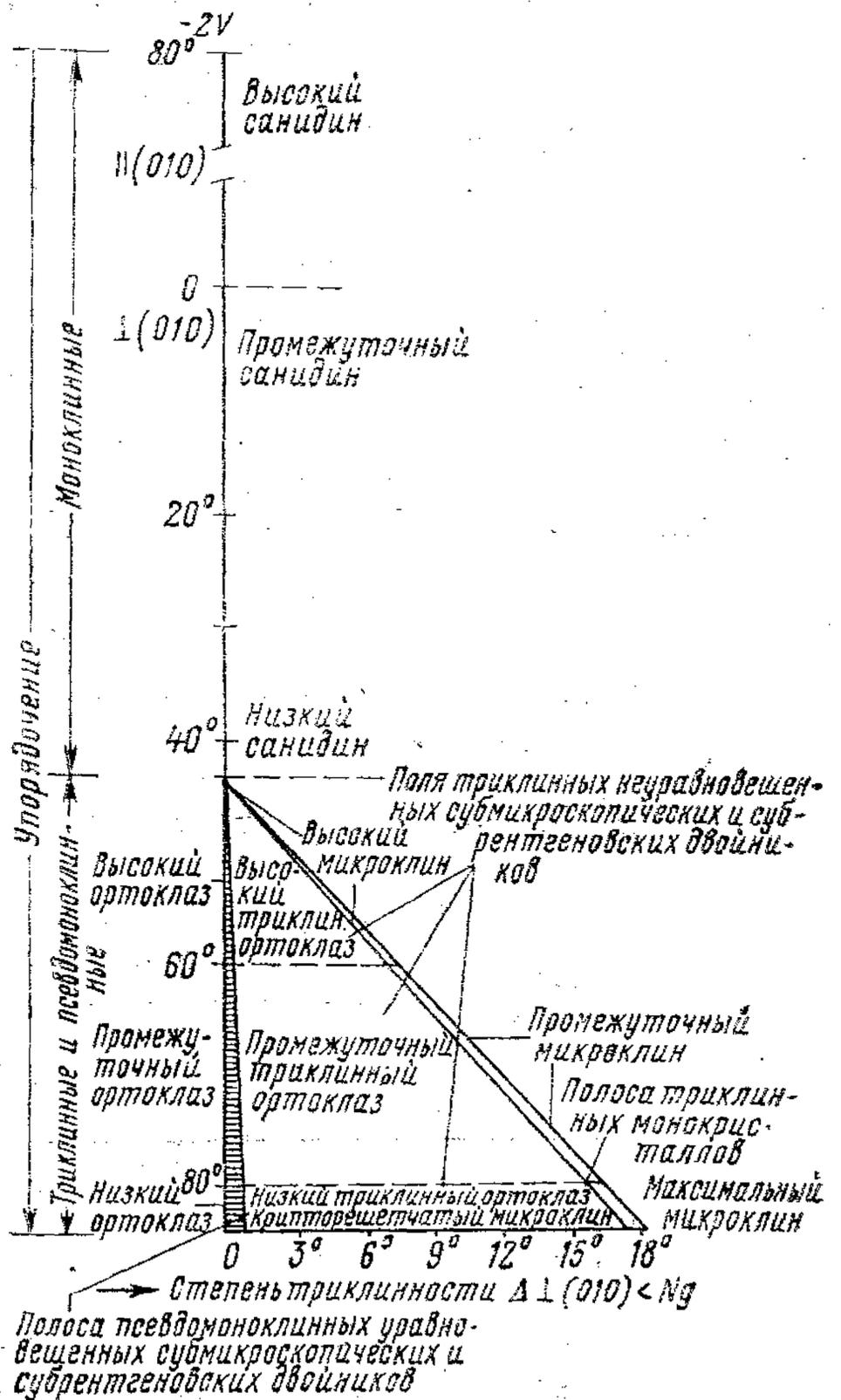


Рис. 21. Диаграмма для определения существенно калиевых полевых шпатов [Марфуниин, 1962]

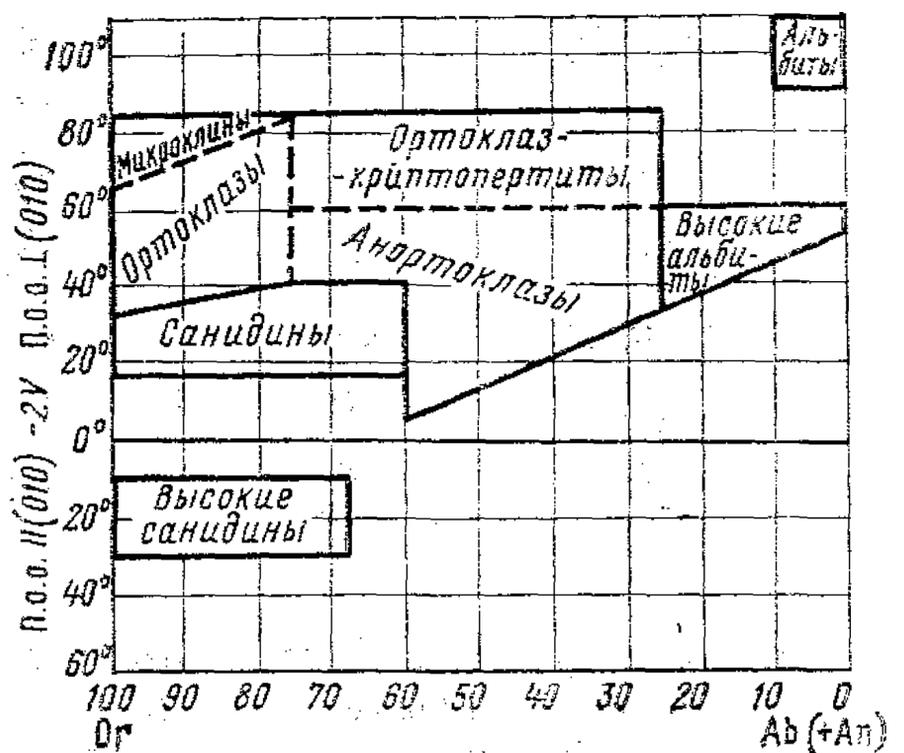


Рис. 22. Диаграмма для определения серий природных калиево-натриевых полевых шпатов по известному составу и $2V$ [Дир и др., 1966]

гает следующие формулы: 1) для санидинов с плоскостью оптических осей $\perp (010)$ $S_m = 0,01 (2V + 60)$; 2) для санидинов с плоскостью оптических осей $\parallel (010)$ $S_m = 0,01 (2V - 60)$; 3) для минералов ряда ортоклаз — микроклин $S_{тр} = 0,025 (2V - 44)$. Процесс упорядочения вызывает отклонение от моноклинной сингонии, которое измеряется углом $Ng: \perp (010)$, т. е. углом погасания на (001) . Это отклонение обозначается как «оптическая триклинность» и, по аналогии с «рентгеновской» триклинностью, может быть выражено количественно $\Delta_0 = 0,0555 X$, где X — угол $Ng: \perp (010)$.

Степень триклинности калиевых полевых шпатов на федоровском столике можно определить также по любому кристаллографическому элементу, наблюдаемому в зерне. Степень триклинности измеряется координатой Ng к соответствующему кристаллографическому направлению. Для этой цели можно пользоваться табл. 2, составленной В. В. Смирным [1962].

Таблица 2

Определение степени триклинности калиевых полевых шпатов по координатам главнейших кристаллографических направлений в их кристаллах
[В. В. Смирный, Вестник ЛГУ, № 24, вып. 4, 1962, с. 155]

Кристаллографические направления	Величина триклинности и соответствующая ей координата Ng			Диапазон изменения триклинности, градус
	$\Delta = 0,0$	$\Delta = 0,5$	$\Delta = 1,0$	
$\perp (010)$	0	9	18	18
$[010]$	0	9	18	18
$\perp (130)$	29,5	20,5	11,5	18
$\perp (\bar{1}\bar{3}0)$	29,5	38,5	47,5	18
$\perp (110)$	59,5	50,5	41,5	18
$\perp (\bar{1}\bar{1}0)$	59,5	68,5	77,5	18
$\perp (100)$	90	81	72	18
$\perp (\bar{1}\bar{5}.02)$	90	~81	72,5	17,5
$[100]$	90	~83	75,5	14,5
$\perp (\bar{2}01)$	90	83,5	77	13
$\perp (0\bar{2}1)$	46	~51	56,5	10,5
$\perp (001)$	90	~85	80,5	9,5
$\perp (021)$	46	41,5	37	9
$\perp (\bar{1}01)$	90	87,5	85	5
$[001]$	90	88,5	87	3

Точность таблицы $0,5^\circ$. После измерения степени триклинности и угла оптических осей по диаграмме А. С. Марфунина (см. рис. 21) определяем структурно-оптический тип калиевого полевого шпата.

Знание упорядоченности имеет большое значение при изучении магматических пород; так, например, одинаковую упорядоченность могут иметь полевые шпаты пород синхронных магматических тел какого-либо отдельного региона.

Калиево-натриевые полевые шпаты, наряду с плагиоклазами и кварцем, наиболее распространенные минералы самых различных пород, как магматических, так и метаморфических. Ортоклазы и микроклины — главная составная часть лейкократовых магматических пород, кристаллических сланцев и гнейсов, гранитных пегматитов, различных роговиков.

Большинство гранитоидов чаще всего содержит калиевые шпаты — Or_{70} , в щелочных породах известны пертитовые калиевые шпаты — Or_{20-50} . В эффузивах обычны калиевые шпаты — Or_{40-80} , а также анортоклазы — Or_{12-30} , причем в кислых эффузивах калиевые полевые шпаты более калиевые, чем в щелочных. В жильных и метасоматических гидротермальных образованиях нередко развиты низкотемпературные ортоклазы, обычно воднопрозрачные, называемые адулярами. Санидин как высокотемпературная модификация встречается исключительно в свежих вулканических породах. Анортоклазы также встречаются исключительно в свежих гипабиссальных, экструзивных и эффузивных, богатых натрием, породах. Аутигенные калиевые полевые шпаты часто встречаются в осадочных породах и по составу отвечают почти чистым разностям (до 0,3 вес. % Na_2O). В контактово-измененных породах и породах, испытавших неоднократный метаморфизм, устанавливаются две-три модификации калиево-натриевых полевых шпатов, обычно находящихся в реакционных взаимоотношениях. В эффузивах, гипабиссальных микрозернистых породах, некоторых метасоматитах такие полевые шпаты заключены в микрозернистой массе, нередко образуя тончайшие срастания с минералами кремнезема, плагиоклазом, гидрослюдами и т. д. Здесь возникают трудности не только в диагностике какого-либо конкретного зерна, но и в оценке структурно-текстурных особенностей и количественных отношений.

Для изучения таких полевых шпатов, тонких и сложных пертитовых срастаний, пелитизированных разностей и пр., с успехом применяется метод окрашивания прозрачных шлифов, а также полированных поверхностей образцов и различных фракций измельченных пород [см. Кигай В. А. Известия АН СССР, сер. геол., 1960, № 3, с. 101—104; Зелепугин В. В. Записки Всес. мин. об-ва, 1968, № 3]. При этом окрашенные шлифы остаются пригодными для изучения оптических свойств как полевых шпатов, так и других минералов, а образцы и фракции — для последующих анализов (в том числе и для иммерсионного метода).

Методика окрашивания состоит в следующем.

1. Приготовление раствора: 30 г азотнокислого кобальта $Co(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$ растворяют в 60 мл дистиллированной воды; 50 г азотистокислого натрия $NaNO_2$ — в 100 мл дистиллированной воды; в смесь обоих растворов добавляют 10—15 мл ледяной уксусной кислоты. Реактив готов к использованию через двое суток после приготовления. Хранить в темной посуде под тягой. Можно использовать готовый раствор натриевого кобальтиннитрита $Na_3Co(NO_2)_6$.

2. Готовится ванночка с плавиковой кислотой HF при комнатной температуре (или нагретой), на которую кладут поверхностями вниз открытые шлифы. Поверхности шлифов должны быть тщательно очищены от бальзама, абсолютно сухими и иметь одинаковую температуру с кислотой в ванночке (во избежание конденсации паров на поверхности). Травление ведется до появления легкого белого налета (1—4 мин).

3. Протравленные шлифы опускаются в плоскую ванночку с красителем на 2—15 мин. Окрашивание проводится при комнатной или более низкой температуре, так как чем медленнее протекает реакция, тем равномернее окрашивается шлиф. Калиевые полевые шпаты окрашиваются в яркий лимонно-желтый цвет. Слабо окрашиваются все минералы, содержащие калий.

4. Окрашенные шлифы промываются под слабой струей холодной воды, не протираются, высушиваются и покрываются покровными стеклами.

Калиево-натриевые полевые шпаты можно смешать, если не видна двойниковая решетка, с рядом минералов. От кварца щелочные полевые шпаты отличаются преломлением, меньшим чем у бальзама. На это в первую очередь необходимо обращать внимание, особенно в толстых шлифах. Чаще всего такие ошибки возможны при изучении санидинсодержащих эффузивов.

Кроме того, калиево-натриевые полевые шпаты никогда не бывают положительными. Надо приучить глаз различать дисперсионный эффект, который у кварца зеленовато-голубоватый, а у калиевых шпатов золотисто-розоватый. Также по преломлению они отличаются от похожего на них кордиерита, для которого характерны своеобразные вторичные продукты, и нефелина, который всегда одноосный отрицательный. Часто смешивают их с альбит-олигоклазами, когда в последних полисинтетические двойники не видны. Единственное отличие — это большее преломление плагиоклаза. Поэтому в гранитных породах и кислых эффузивах надо научиться по дисперсионному эффекту отличать несдвойникованные кислые плагиоклазы от калиевых шпатов. На присутствие в породе плагиоклаза указывают мирмекитовые вросстки кварца на стыках с щелочными полевыми шпатами. Если вросстки кварца наблюдаются в минерале, похожем на полевой шпат, то он является плагиоклазом. Мирмекитовые вросстки (или мирмекиты) имеют червеобразную форму, в пределах одного зерна плагиоклаза гаснут одновременно, отличаются по преломлению, которое больше бальзама, и по сравнительно высокому двупреломлению (см. рис. 16б).

3-я группа.

$n \approx 1,530—1,540$

Ограничения и рельеф вообще незаметны, и минералы как бы сливаются с бальзамом. При поворотах столика в сечениях с наибольшим двупреломлением в положениях погасания можно различать дисперсионный эффект: минерал нередко при этом в положении одной темноты имеет преломление больше бальзама (зеленовато-синеватый), а в положении другой темноты — меньше бальзама (желтовато-розовый), или в положении одной темноты сливается с бальзамом, а в положении другой темноты заметен дисперсионный эффект (преломление больше или меньше бальзама). Полоска Бекке улавливается с трудом, слабо заметна.

В Советском Союзе употребляется пихтовый бальзам или канифоль с преломлением 1,530—1,535; канадский бальзам имеет преломление 1,533—1,542. Колебания преломления этих смол обусловлены содержанием летучих веществ.

В. Н. Лодочников, разделив в своей книге бесцветные минералы на группы по показателям преломления, имел в виду, что неоднократно им подчеркивалось, не предварительное определение показателя преломления минерала иммерсионным методом, а возможность отнесения минерала по ряду признаков в шлифах к одной из выделенных групп. Разделение бесцветных минералов возможно по ряду характерных свойств, которые необходимо знать и уметь видеть в шлифах. Главное условие безошибочного определения интервала показателей преломления, к которому может относиться изучаемый минерал, — правильное освещение шлифа.

Минералы 3-ей группы по своим показателям преломления близки к бальзаму, поэтому для их определения особенно важно правильно установить освещение и конденсор. Этим условием, к сожалению, пренебрегают даже опытные специалисты, что приводит к серьезным ошибкам в определении минералов. Во всех руководствах по кристаллооптике и описаниях, прилагаемых к микроскопам, приемы регулировки освещения детально изложены. Здесь же необходимо напомнить следующее. Регулировка освещения поверхности шлифа, а вернее, поля зрения микроскопа, сводится к тому, чтобы получить равномерное освещение, не яркое (яркий свет не только утомляет глаз, но и скрадывает ограничения и детали строения зерна), но и не слишком слабое (слабый свет искажает многие свойства минералов). В поле зрения не должно быть видно радужных полос и пятен от нити накаливания электрической лампочки, так как они нередко маскируют цветные оттенки минералов или окрашивают минералы в не свойственные им цвета. Не рекомендуется устанавливать матовые светофильтры, так как они рассеивают свет, и движением конденсора не всегда удается получить ясную шагреневую поверхность и ограничения минералов. Матовые светофильтры

следует применять при работе с объективами малого увеличения, так как без матового светофильтра обычно не удается добиться равномерного освещения поля зрения.

Дальнейшая регулировка освещения осуществляется конденсором. Конденсор располагается под столиком микроскопа, состоит из линзы и ирисовой диафрагмы, при помощи винтовой передачи может передвигаться вверх—вниз. В зависимости от используемого объектива линзы конденсора меняются. Именно положением конденсора и диафрагмы, образующим оптимальный световой пучок, создается правильный эффект шагреновой поверхности минералов.

Эталон хорошей шагреновой поверхности — поверхность апатита, напоминающая поверхность ватманской бумаги. Лучше всего, если ее покажет знающий специалист. Шагреновую поверхность апатита надо запомнить и в дальнейшем при регулировке освещения ориентироваться на нее. Апатит — минерал достаточно распространенный, поэтому полезно иметь для этих целей эталонный шлиф с апатитом. После установки нормального освещения (передвигая конденсор вверх — вниз и изменяя диафрагму) у апатита должна появиться хорошая шагреновая поверхность. При движении конденсора вверх—вниз видно, что облик минералов в шлифе меняется, положением конденсора достигаются четкие ограничения, заметный рельеф и шагреновая поверхность минералов.

При правильном освещении преломление света в пластинках шлифов проявляется характерными эффектами и свойствами, знание которых совершенно необходимо для диагностики минералов.

1. Полоска Бекке.

2. Дисперсионный эффект Лодочникова.

3. Характер ограничений зерна минерала. Чем больше разница в показателях преломления минерала и среды в стыках с ним, тем более четкие ограничения он имеет: в бальзаме и близких к нему по преломлению минералах зерна гранатов, циркона, сфена, рутила имеют черное округлое окаймление в виде очень толстой черной линии с внутренней стороны, пузырьков воздуха в бальзаме.

4. Характер шагреновой поверхности минерала. Зерна минералов, показатели преломления которых мало отличаются от бальзама ($n=1,530—1,540$, 3-я группа), будучи приклеенными снизу и сверху бальзамом, имеют совершенно гладкую поверхность, неотличимую от бальзама. Разница в показателях преломления обуславливает появление шагреновой поверхности из-за преломления света в мелких неровностях на поверхности минерала, образующихся во время его изготовления.

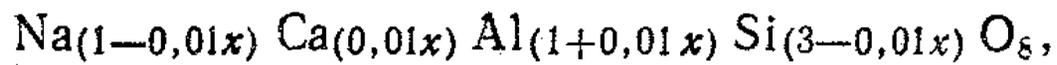
5. Рельеф минерала. При правильном освещении и определенной фокусировке можно заметить, что одни минералы как бы возвышаются над другими. Каждому минералу, в зависимости от окружающих его минералов, свойствен определенный рельеф. Минералы с большими показателями преломления кажутся более толстыми по сравнению с минералами, имеющими меньшие показатели преломления.

Плагиоклазы — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Плагиоклазы совместно с щелочными полевыми шпатами являются наиболее распространенными минералами в породах земной коры: магматических, метаморфических и осадочных. Они относятся к каркасным алюмосиликатам. В каркасе из связанных между собой $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ -тетраэдров большие полости заполнены катионами Na и Ca. Изоморфные замещения и характер распределения в кристаллической решетке катионов, определяемый главным образом температурными условиями кристаллизации, обуславливают сложность структур плагиоклазов. Главные особенности структур полевого шпата указаны в разделе, посвященном калиево-натриевому полевым шпатам.

Плагиоклазы представляют собой изоморфный ряд альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ — анортит, $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, (рис. 23). Состав плагиоклаза выражается процент-

ным содержанием в нем анортитовой составляющей или, что одно и то же, номером плагиоклаза от № 0 (альбит) до № 100 (анортит). Формула плагиоклаза любого состава будет иметь следующий вид:



где x соответствует номеру плагиоклаза и может принимать значения от 0 до 100. В отечественной литературе принято различать среди плагиоклазов

три группы по относительной роли в их составе кремнекислоты: кислые (альбит, олигоклаз), средние (андезин, лабрадор Ap_{50-60}) и основные (лабрадор Ap_{60-70} , битовнит, анортит).

Химический состав плагиоклазов изменяется от чистого альбита, $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, до чистого анортита, $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Содержание K_2O может достигать 2—2,5 вес. %, или от 5 мол. % KAlSi_3O_8 в основных плагиоклазах до 20 мол. % в альбите. Содержание других изоморфных примесей весьма незначительно. Установленные отклонения связаны с большей или меньшей примесью минеральных включений и продуктов разложения в плагиоклазах, очистить от которых анализируемый материал не всегда представляется возможным.

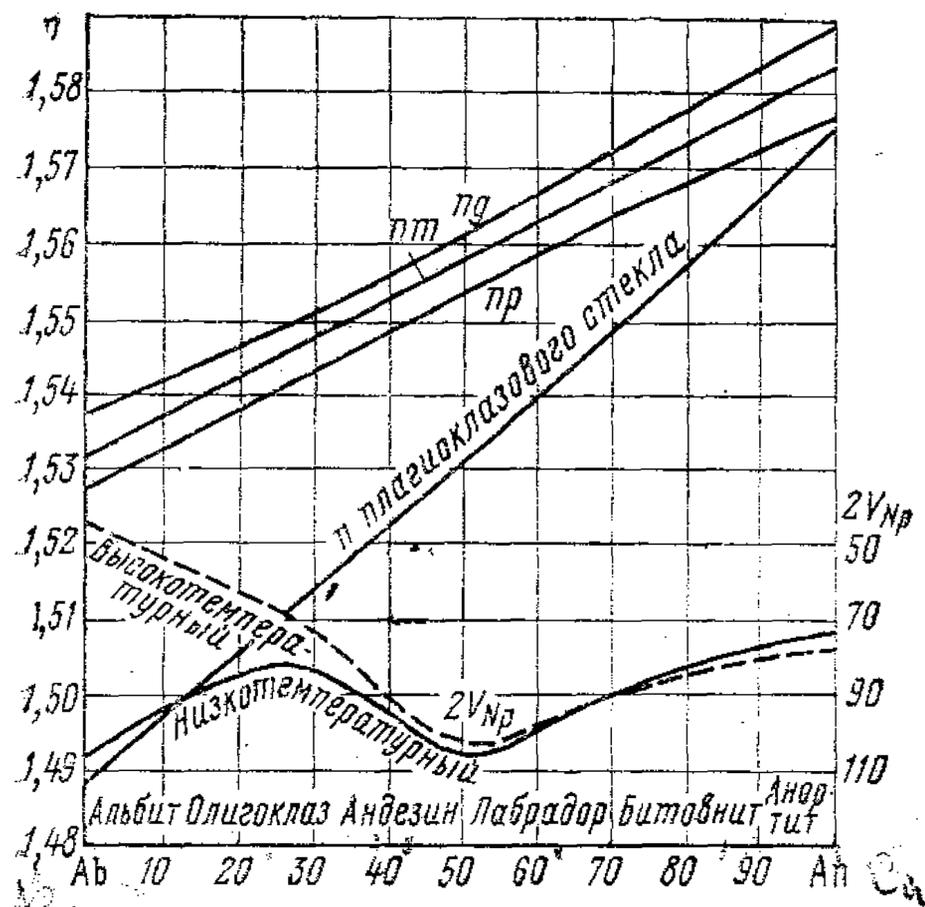


Рис. 23. Зависимость оптических свойств от состава плагиоклазов [Трегер, 1968]

Существует две серии плагиоклазов — высокотемпературные и низкотемпературные, отличающиеся друг от друга по своему структурному состоянию. Высокотемпературные неупорядоченные обладают неупорядоченным расположением Al и Si по двум тетраэдрическим положениям $T_1(\text{Si}_1)$ и $T_2(\text{Si}_2)$; встречаются в быстро застывших эффузивах, к ним относятся все синтезированные и некоторые природные плагиоклазы. Низкотемпературные упорядоченные обладают преимущественной концентрацией Al в одном тетраэдрическом положении T_1 ; свойственны глубинным породам, кристаллизовавшимся при постепенном снижении температуры сравнительно длительное время. В типабиссальных, некоторых метаморфических и метасоматических породах распространены плагиоклазы с промежуточным между двумя этими крайними сериями структурным состоянием. Видимо, плагиоклазы с промежуточной степенью упорядоченности пользуются исключительно широким распространением. Высокотемпературные плагиоклазы образуют непрерывную серию твердых растворов, а низкотемпературные обладают разрывами смешимости в интервале составов Ap_{3-25} (перистериты) и Ap_{50-60} .

Все высокотемпературные плагиоклазы в интервале составов Ap_0-90 имеют структуру типа высокого альбита, промежуточные по температуре образования плагиоклазы — переходную к структуре высокого альбита. В серии низкотемпературных плагиоклазов в зависимости от содержания анортитового компонента установлены следующие типы структур $\text{Ap}_0-\text{Ap}_{1-5}$ — структура низкого альбита (с 7-ангстремной ячейкой), $\text{Ap}_{1-5}-\text{Ap}_{21-25}$ — перистеритовая структура, $\text{Ap}_{21-25}-\text{Ap}_{70-75}$ — промежуточная структура, $\text{Ap}_{70-75}-\text{Ap}_{80-85}$ — объемноцентрированная анортитовая структура, $\text{Ap}_{80-85}-\text{Ap}_{90-95}$ — переходная анортитовая структура, $\text{Ap}_{90-95}-\text{Ap}_{100}$ — примитивная анортитовая структура (с 14-ангстремной ячейкой). $\text{Ap}_{1-5}-\text{Ap}_{21-25}$ обычно представляют собой субмикроскопические срастания — перистериты, по плоскости, близкой к (010), существенно натриевых и существенно кальциевых членов плагиоклазовой серии. Некоторые перистеритовые плагиоклазы обнаруживают эффект

иризации — яркий цветной отблеск на отдельных гранях и плоскостях спайности, особенно на плоскости (010). Объемноцентрированная анортитовая структура плагиоклазов $An_{70-75}-An_{80-85}$ характеризуется сочетанием 7- и 14-ангстремных ячеек. Прimitивной анортитовой структуре свойственна высо-

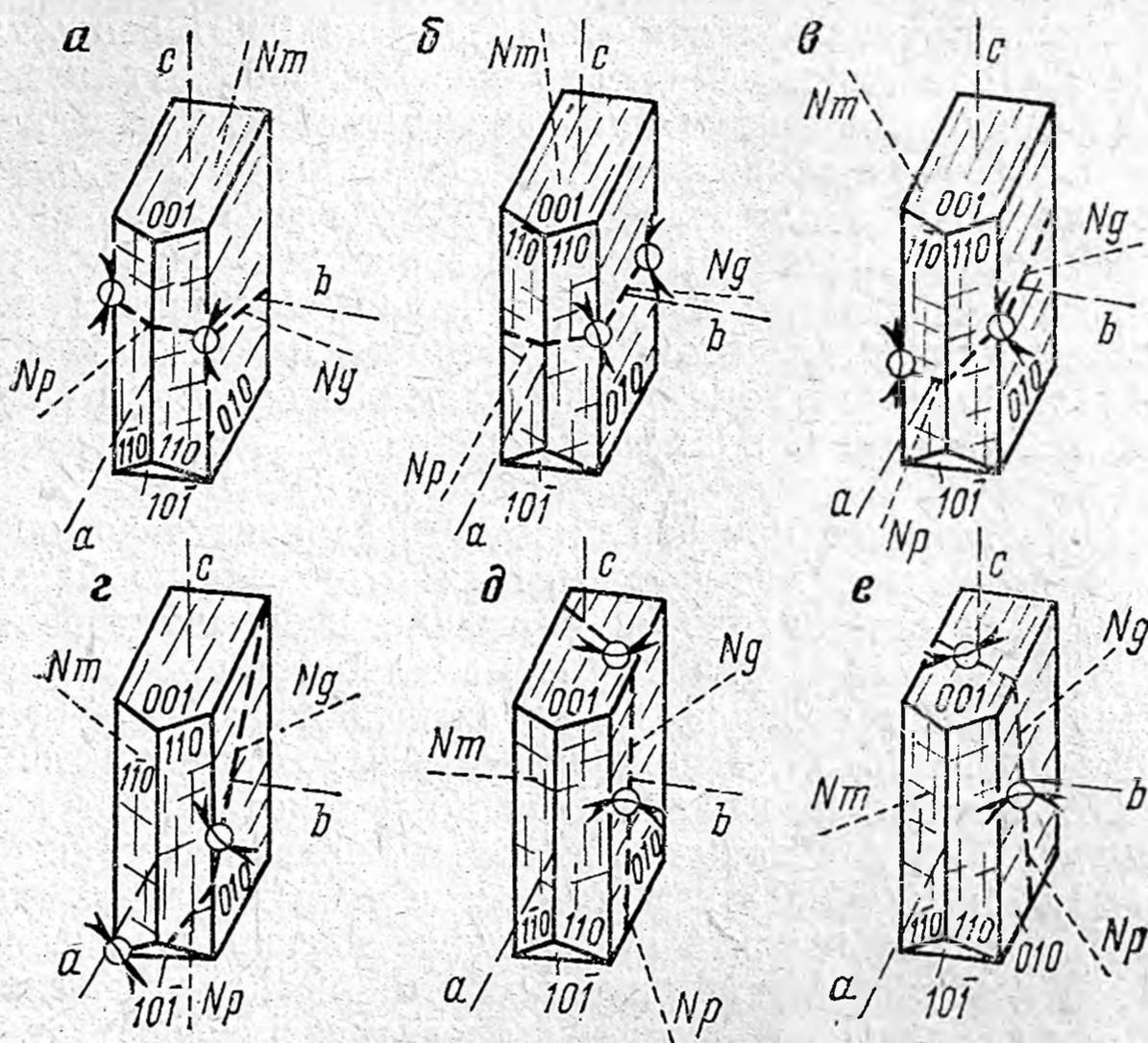


Рис. 24. Плагиоклазы:

a — альбит; *б* — олигоклаз; *в* — андезин; *г* — лабрадор;
д — битовнит; *е* — анортит

кая степень упорядоченности Si и Al, выражающаяся в чередовании тетраэдров таким образом, что каждый кремниевый тетраэдр окружен четырьмя алюминиевыми тетраэдрами и наоборот.

Всестороннее изучение плагиоклазов, как и калиево-натриевых полевых шпатов, проводится методами рентгеноструктурного анализа, инфракрасной спектроскопии, электронной микроскопии, ядерного магнитного резонанса и др. [см. Smith J. V. Feldspar minerals. Vol. 1 and 2. Berlin — ..., Springer, 1974. Vol. 1, I—XIX, 627 pp. Vol. 2, I—XIII, 690 pp.].

Плагиоклазы триклинные. $n_p=1,527-1,577$; $n_m=1,531-1,585$; $n_g=1,538-1,590$; $n_g-n_p=0,010-0,013$. $2V$ от -45° у высокотемпературных до $+$ или -78° у низкотемпературных (см. рис. 23).

Слабая дисперсия $r < v$. Почти всегда проявлена спайность по (001) и (010), пересекающаяся под углом около 90° . Иногда наблюдается слабо выраженная спайность по (110) и (110-bar). Характерно сложное полисинтетическое двойникование. В шлифах всегда бесцветные, иногда мутные (серые), буроватые из-за пылевидных минеральных включений. Форма чаще всего пластинчатая, параллельная (010), но нередко образуют лейсты, призмы, параллелепипеды (рис. 24, 25).

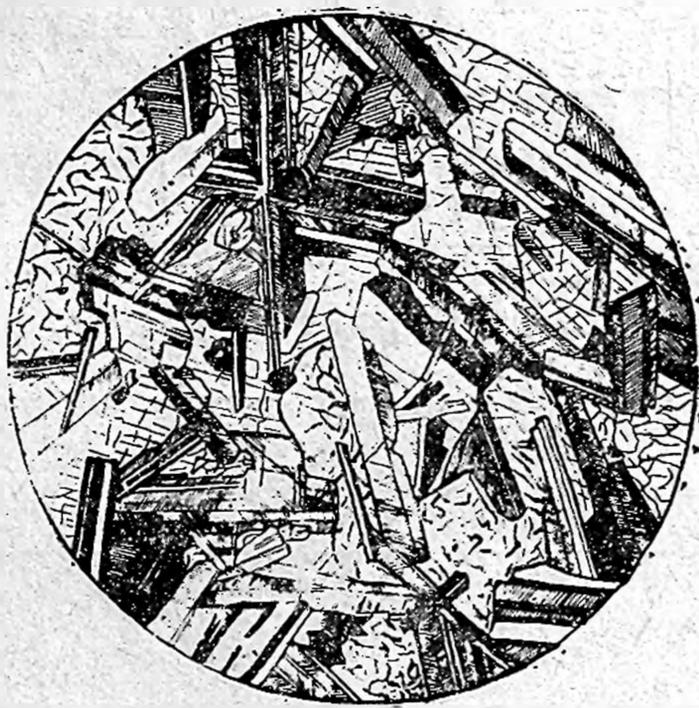


Рис. 25. Полисинтетические двойники плагиоклаза. Оливиновый диабаз. Диаметр 8 мм. Николи скрещены [Половинкина, 1966]

В чистых зернах плагиоклазов рельеф, ограничения и двупреломление похожи на кварц. Лишь у альбита преломление ниже бальзама по N_p и близко к бальзаму по N_g . Колебания двупреломления, в зависимости от состава, неправильны, и поэтому оно не может быть использовано для их определения. Показатели преломления возрастают с увеличением номера плагиоклаза, а именно: увеличение преломления на 0,001 соответствует увеличению номера на две единицы. Состав плагиоклазов наиболее точно определяется иммерсионным методом по показателям преломления, которые практически не зависят от температурного состояния, и лишь для составов $Ap_{0-20} ng$ ниже на 0,003, а nt выше на 0,002 у высокотемпературных плагиоклазов. Обычно иммерсионный метод применяется в случаях однородного состава зерен плагиоклазов и оказывается малоэффективным в зональных и неоднородных плагиоклазах. Высокую точность имеет иммерсионный метод определения состава плагиоклаза по плагиоклазовому стеклу, полученному из кусочков минерала в платиновой петле в пламени газовой горелки (см. рис. 23).

При беглых просмотрах шлифов можно предварительно оценивать состав плагиоклаза по показателю преломления относительно бальзама, кварца и калишпата, если они находятся в стыках и между зернами отсутствуют какие-либо пленки и частицы. Чистые альбиты приближаются по np к калишпату, они же, как правило, по np оказываются ниже бальзама ($n = 1,530-1,535$) и выше по ng . Примерное равенство преломления бальзама и np альбит-олигоклаза может сохраняться до плагиоклаза № 15—20. Кварц относится к минералам, у которых показатели преломления исключительно постоянны ($no = 1,544$; $ne = 1,553$). В стыках с плагиоклазами по взаимной ориентировке зерен можно оценить преломление плагиоклаза и, следовательно, его состав по табл. 3. Кстати, заметим, что в «Геологическом словаре» (1973 г. и 1978 г.) допущена досадная опечатка для показателя преломления no кварца: напечатано $no = 1,554$, а должно быть $no = 1,544$.

Таблица 3

Определение состава плагиоклаза в стыках с кварцем по взаимному расположению зерен (метод Бекке)

Параллельное положение ($Ne' \parallel Ng'$, $No \parallel Np'$)	Перекрещенное положение ($Ne' \parallel Np'$, $No \parallel Ng'$)	Состав плагиоклаза, №
Преломление кварца больше преломления плагиоклаза		0—15
$np' < no'$, $ng' < ne'$	$np' < ne'$, $ng' = no$	15—22
$np' = no$, $ng' < ne'$	$np' < ne'$, $ng' > no$	22—30
$np' > no$, $ng' = ne'$	$np' < ne'$, $ng' > no$	30—40
$np' > no$, $ng' > ne'$	$np' = ne'$, $ng' > no'$	40—50
Преломление плагиоклаза больше преломления кварца		50—100

no , ne' — показатели преломления кварца.
 np' , ng' — показатели преломления плагиоклаза.

Низкотемпературные плагиоклазы всегда имеют угол оптических осей более 75° , положительный у альбитов, большинства андезинов и лабрадоров и отрицательный у олигоклазов, битовнитов и анортитов (рис. 26). Бысокотемпературные и промежуточные по упорядочению плагиоклазы имеют иные углы оптических осей. В альбите и близких к нему плагиоклазах $2V$ становится отрицательным и уменьшается до 45° . Установлена сложная зависимость между величиной $2V$, отражающей температурное состояние, т. е. степень упорядочения, и составом плагиоклазов. Для кислых и средних плагиоклазов она выражена весьма четко, хуже для основных плагиоклазов и неопределенна для составов Ap_{45-55} . Зная состав и угол $2V$ плагиоклаза можно по диаграмме рис. 26 количественно оценить условную степень его упорядоченности. Угол $2V$ не может использоваться для определения состава плагиоклазов.

В плагиоклазах почти всегда наблюдаются полисинтетические двойники по альбитовому закону (в метаморфических породах иногда преобладает периклиновый закон). В шлифах такие двойники легко узнаются по неодновременному погасанию обеих систем индивидов — это один из главных диагностических признаков плагиоклазов в шлифах. Если плагиоклаз не обнаруживает характерных двойников, то определить его бывает довольно трудно.

Законы двойникования полевых шпатов принято систематизировать по положению двойниковой оси относительно плоскости срастания на нормальные (двойниковая ось перпендикулярна плоскости срастания) и параллельные (двойниковая ось параллельна плоскости срастания). Ниже дана краткая характеристика некоторых законов двойникования (рис. 27—29).

Альбитовый закон двойникования наиболее распространен среди плагиоклазов, микроклинов и анортоклазов, для двух последних характерна комбинация альбитового и периклинового двойникования. Плоскость срастания (010). Двойниковая ось перпендикулярна (010). Двойники полисинтетические. Символ закона — \perp (010).

Манебахский закон двойникования сравнительно редок, встречается среди плагиоклазов и калиево-натриевых полевых шпатов. Плоскость срастания (001). Двойниковая ось перпендикулярна (001). Двойники простые. Символ закона — \perp (001).

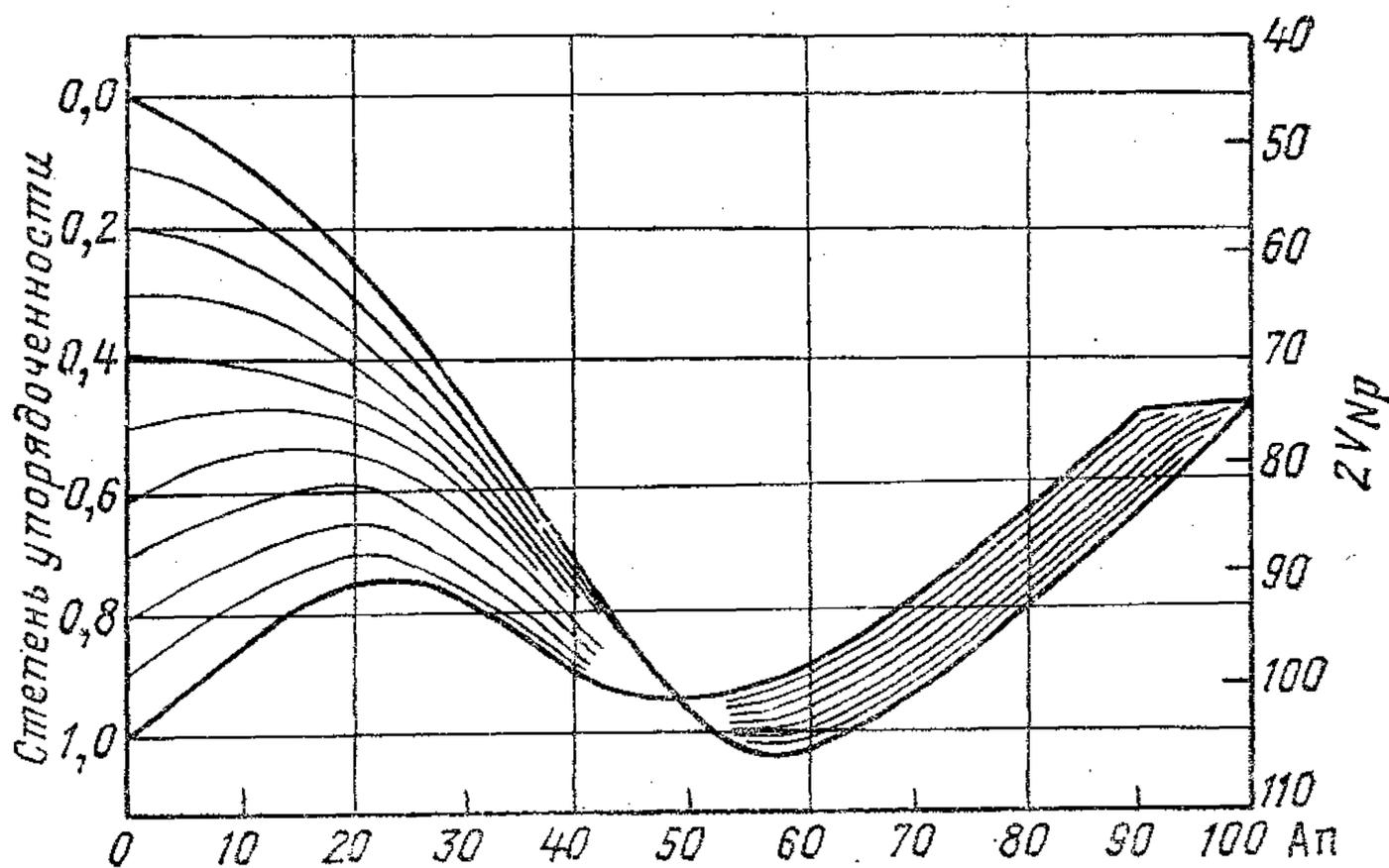


Рис. 26. Диаграмма «угол $2V$ — состав — степень упорядоченности» для определения степени упорядоченности плагиоклазов по известному составу и $2V$ [по Слеммонсу, Norsk. Geologisk. Tidsskr., 1962, В.42, Н.2, pp. 533—554]

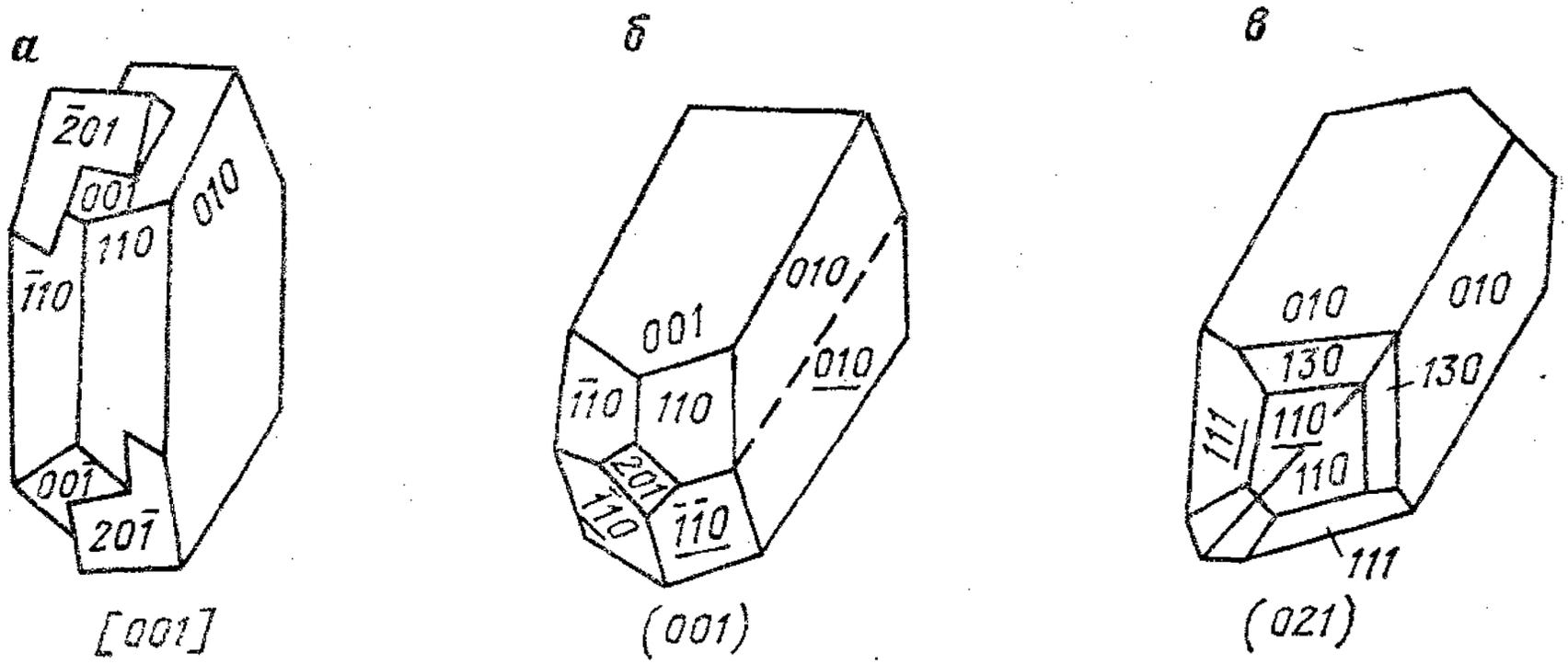


Рис. 27. Двойники полевых шпатов преимущественно в моноклинных модификациях:

а — карлсбадский; б — манебахский; в — бавенский

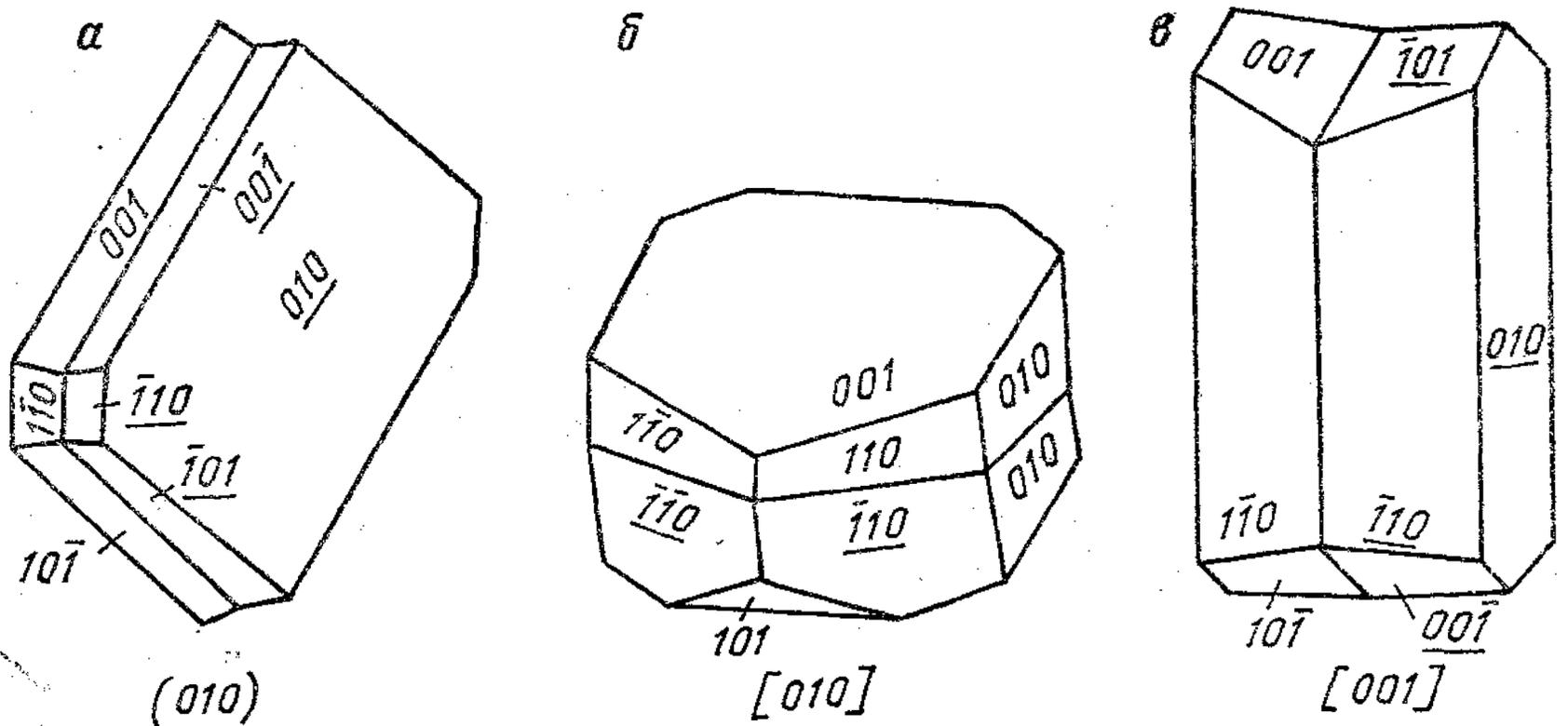


Рис. 28. Двойники полевых шпатов преимущественно в триклинных модификациях:

а — альбитовый; б — периклиновый; в — карлсбадский

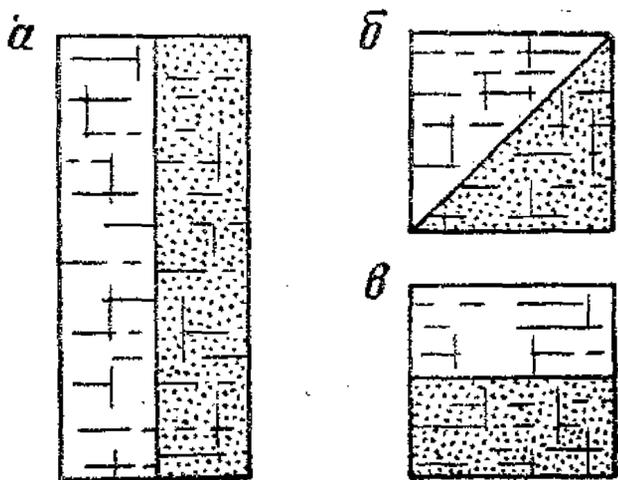


Рис. 29. Разрез двойников ортоклаза по оси c : карлсбадского (а); бавенского (б) и манебахского (в) в скрещенных николях

Бавенский закон двойникования также относительно редок, встречается главным образом среди щелочных полевых шпатов. Плоскость срастания грань (021) у правого двойника и $(\bar{0}21)$ у левого. Двойниковая ось перпендикулярна соответственно (021) и $(\bar{0}21)$. Двойники простые. Символ закона — $\perp (021)$ и $\perp (\bar{0}21)$. В разрезах, перпендикулярных $[100]$, двойниковый шов ориентирован по диагонали квадратных сечений — это отличительный признак закона в шлифах.

Карлсбадский закон двойникования встречается в плагиоклазах и калиево-натриевых полевых шпатах. Характерен, в частности, для ортоклазов и санидинов. Плоскость срастания (010). Двойниковая ось [001] лежит в плоскости срастания. Двойники простые. Символ закона — [001].

Периклиновый закон двойникования распространен среди плагиоклазов, микроклинов и анортоклазов (см. альбитовый закон). Плоскость срастания — ромбическое сечение, т. е. сечение, поперечное призме (110). Двойниковая ось [010] лежит в плоскости ромбического сечения, являясь его короткой диагональю. Двойники полисинтетические. Символ закона — $\frac{[010]}{r. c.}$

Альбит-карлсбадский закон двойникования встречается среди плагиоклазов. Плоскость срастания (010). Двойниковая ось перпендикулярна [001]. Двойники групповые или полисинтетические. Символ закона — $\frac{\perp [001]}{(010)}$

Ориентировка оптической индикатрисы закономерно изменяется в зависимости от состава и степени упорядоченности плагиоклазов. На этих закономерностях основаны методы определения состава и степени упорядоченности плагиоклазов: по ориентировке осей оптической индикатрисы относительно кристаллографических направлений элементов двойников, по характерным углам погасания. Наиболее надежные и полные результаты могут быть получены на 4- или 5-осном федоровском столике.

Состав низкотемпературного плагиоклаза проще всего определяется на плоском столике в характерных сечениях, наиболее удобными из которых являются: 1) зона перпендикуляра к (010) с ясными альбитовыми двойниками и 2) сечение, перпендикулярное к [100], с двумя системами трещин спайности (010) и (001). Определив угол погасания тем или иным способом, по специальным диаграммам определяют состав плагиоклаза (рис. 30). Точность этих методов высокая и не уступает другим (2—5 номеров).

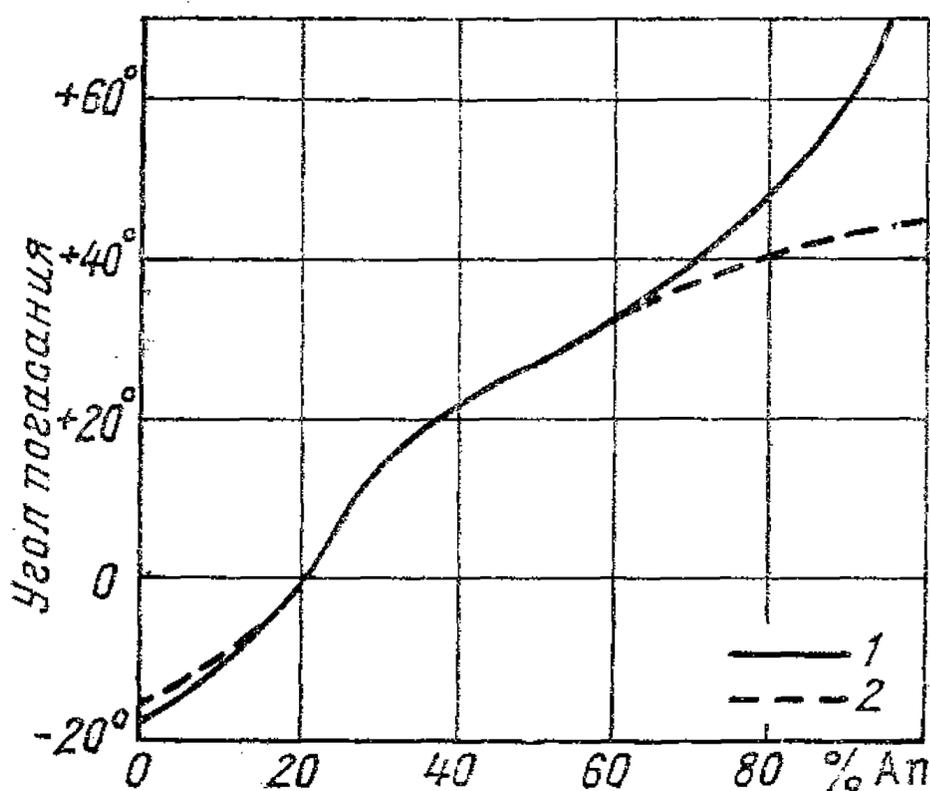


Рис. 30. Диаграмма для определения низкотемпературных плагиоклазов:

1 — методом максимального симметричного погасания в зоне, перпендикулярной к плоскости (010); 2 — по углам погасания в сечении, перпендикулярном к [100], т. е. перпендикулярном к плоскостям спайности (001) и (010)

Для определения состава методом максимального симметричного погасания в зоне перпендикуляра к (010) находят зерно с альбитовыми полисинтетическими двойниками. Двойниковые швы должны быть ровными, тонкими и взаимно параллельными. Если двойниковый шов установить параллельно нити микроскопа, то интерференционная окраска должна быть самой высокой (относительно других зерен), и двойниковая структура должна исчезнуть (зерно кажется монокристалльным). В случае альбитового двойника углы погасания индивидов от этого положения будут одинаковыми, но погасание одного индивида будет происходить при повороте столика вправо, а другого — влево. Такое погасание должно сохраняться во всех четырех квадрантах. Обычно при описании шлифа измерения производят для не-

скольких зерен, выбирая максимальное значение угла погасания. Этот метод находит особенно широкое применение в кислых плагиоклазах, в которых трещины спайности бывают плохо видны.

Не менее удобным является метод определения угла погасания в сечении, перпендикулярном к [100], т. е. перпендикулярном к плоскостям спайности (001) и (010). Эти сечения легко отыскиваются по двум пересекающимся почти под углом 90° трещинам спайности, особенно в средних и основных плагиоклазах. Угол погасания определяется между следом плоскости (010) и Np' , причем след плоскости (010) легко различается по развитию полисинтетических двойников. Он всегда меньше 45° , кроме анортита. Угол Np' : след (010) считается положительным, если Np' лежит в остром углу между трещинами спайности, и преломление плагиоклаза в этом случае будет выше балзама, т. е. плагиоклазы № 20—100. Угол Np' : след (010) считается отрицательным, если Np' лежит в тупом углу между трещинами спайности, он не может быть больше 16° и преломление плагиоклаза будет ниже балзама, т. е. плагиоклазы № 0—20. Для следа спайности (001) угол погасания Np' : след (001) будет всегда больше 45° (кроме анортита, в котором он равен 45°). На федоровском столике сечения с двумя системами трещин спайности устанавливать очень просто и, следовательно, определение состава плагиоклаза не представляет трудности.

Этими способами удобно выяснять изменение состава в зональных зернах плагиоклазов.

О. В. Парфенова [Вестник МГУ, Геология, 1971, № 6, с. 90—93] предложила диаграмму, по данным Тсубои и Сува, для определения состава и

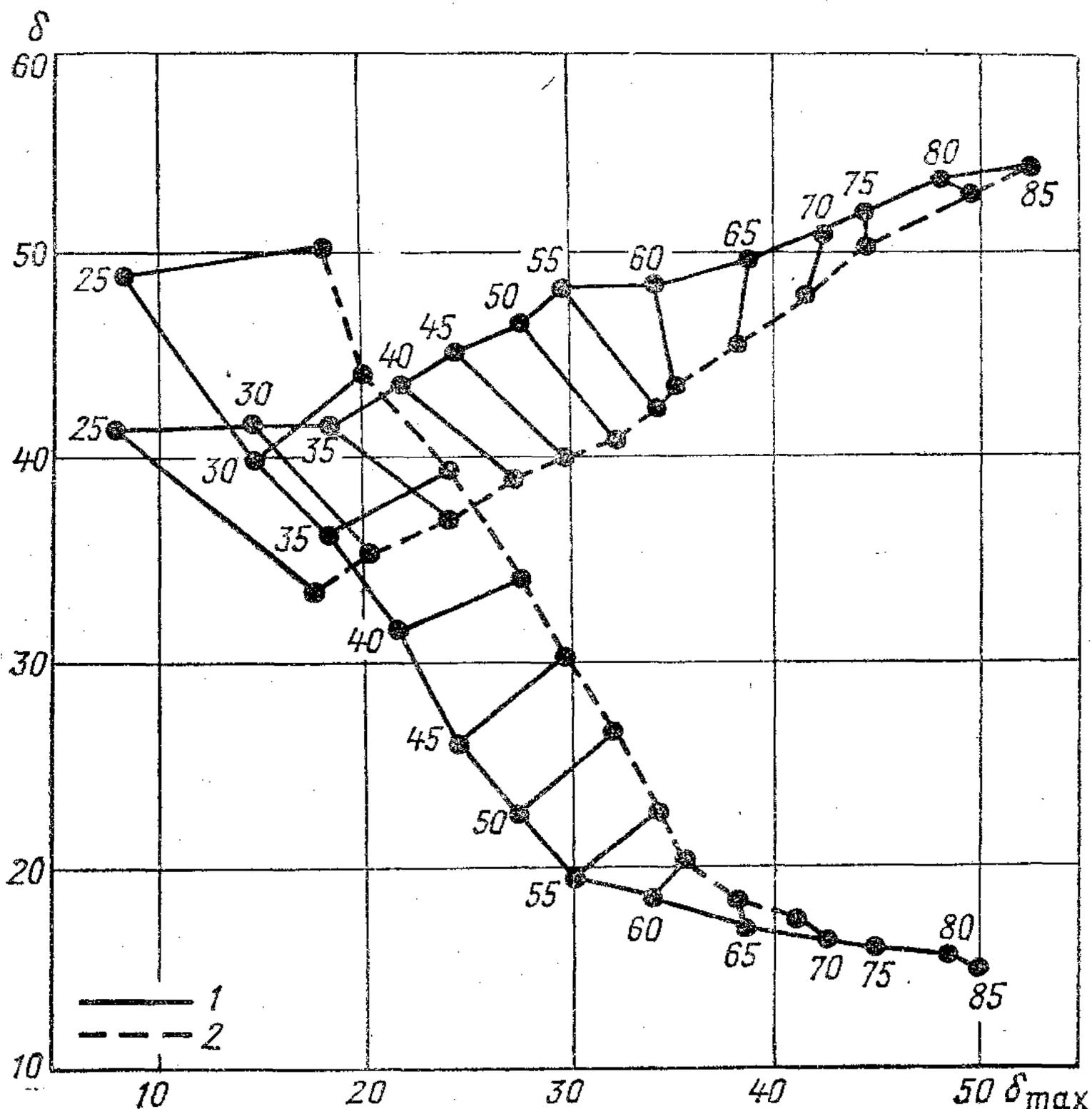


Рис. 31. Диаграмма «состав — степень упорядоченности — углы δ и δ_{max} » плагиоклазов № 25—85 [Парфенова, 1971]:

1 — низкотемпературные, 2 — высокотемпературные плагиоклазы

степени упорядоченности плагиоклазов (рис. 31). Угол δ измеряется в альбитовом двойнике как угол погасания между Np' (меньшая ось) и следом плоскости (010) в зоне \perp (010). Для этого находят сдвойникованные зерна, в которых одна система двойников изотропна, и измеряют угол погасания смежной системы двойников. Угол $\delta_{\text{макс}}$, является углом максимального погасания в зоне \perp (010) или, что то же, углом максимального симметричного погасания в альбитовых двойниках в зоне \perp (010). Для определения углов δ и $\delta_{\text{макс}}$ в одном зерне можно использовать федоровский столик.

Для одновременного определения состава и степени упорядоченности А. С. Марфуниным [1962] построена диаграмма проекций кристаллографических направлений плагиоклазов относительно осей индикатрисы N_g , N_m , N_p , нанесенных на сетку Федорова в виде дивариантных полей. Дивариантные поля позволяют определять плагиоклазы по спайности (001) и (010) и двойниковым осям наиболее обычных законов \perp (010), [001], $\frac{\perp[001]}{(010)}$ в пределах составов $Ap_0 = Ap_{60}$ (рис. 32). Угловые координаты N_g , N_m , N_p кристаллографических элементов измеряются по сетке Вульфа путем построения полной стереографической проекции плагиоклаза на 4-осном федоровском столике.

К. Уруно [Urano K., Science Reports Tohoku Univ., 1963, ser. 3, 8, N 2, pp. 171—220] предложил вариант диаграммы Марфунина в прямоугольных

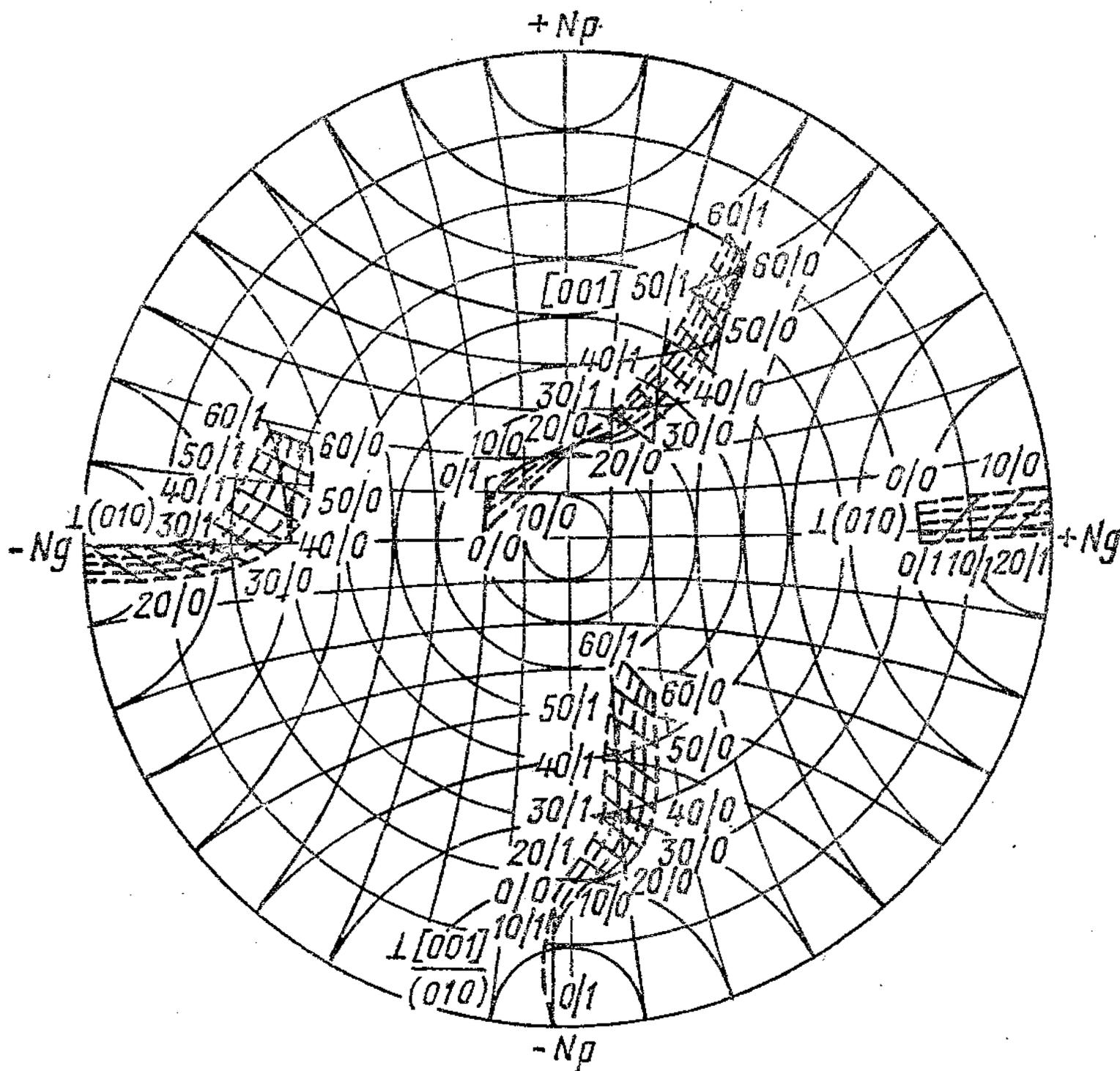


Рис. 32. Диаграмма «состав—степень упорядоченности — оптическая ориентировка» кислых и средних плагиоклазов [Марфунии, 1962].

В числителе — номер плагиоклаза; в знаменателе — условная степень упорядоченности

Рис. 33. Диаграмма «состав — степень упорядоченности — оптическая ориентировка для направления $\perp (010)$ » плагиоклазов № 0—100 [Уруно, 1963].

Символы Np или Nm соответственно отрицательны, если Np или Nm расположены с той же стороны следа (010) , что и полюсы (010) и (001) на проекции $\perp [001]$

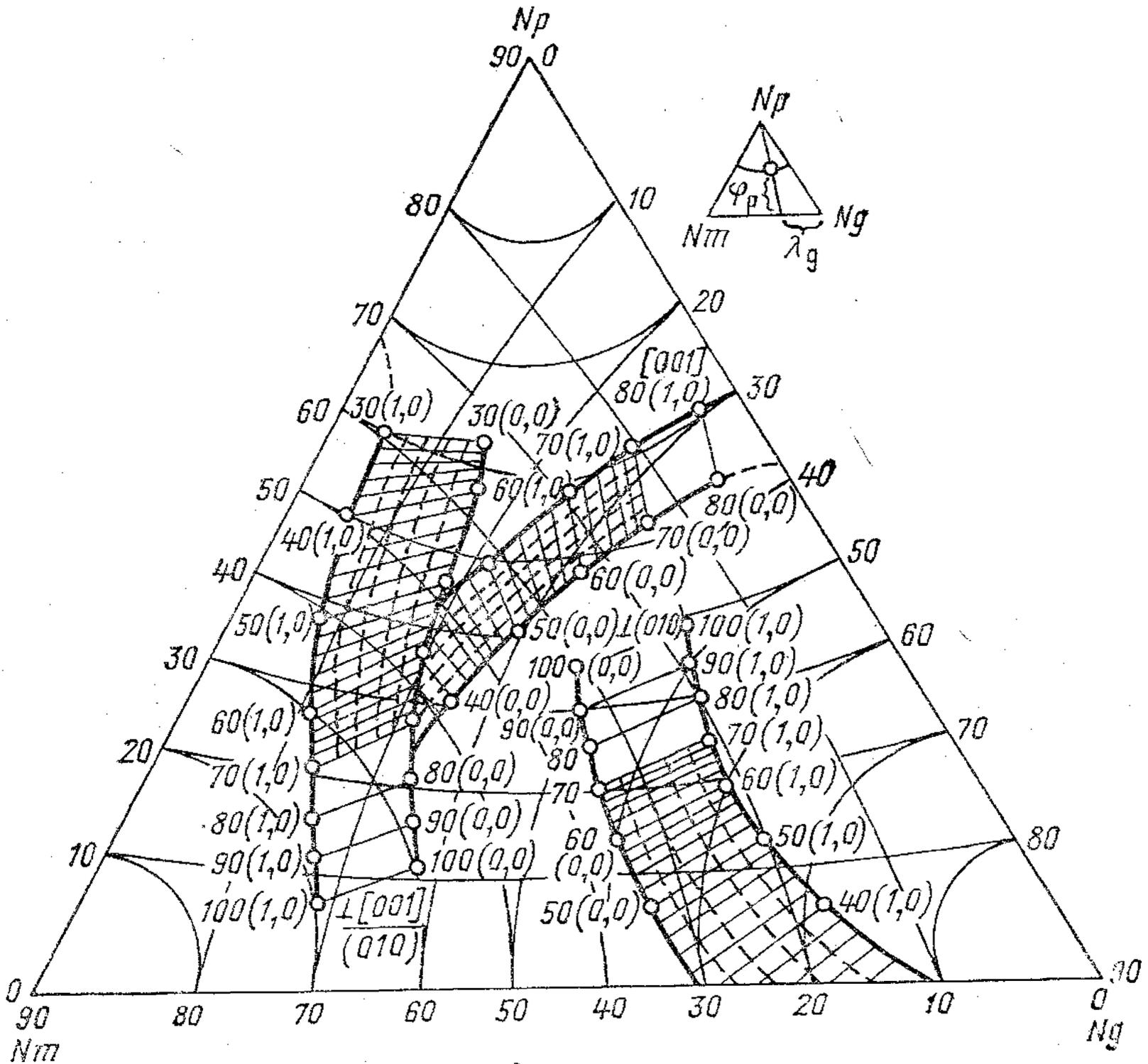
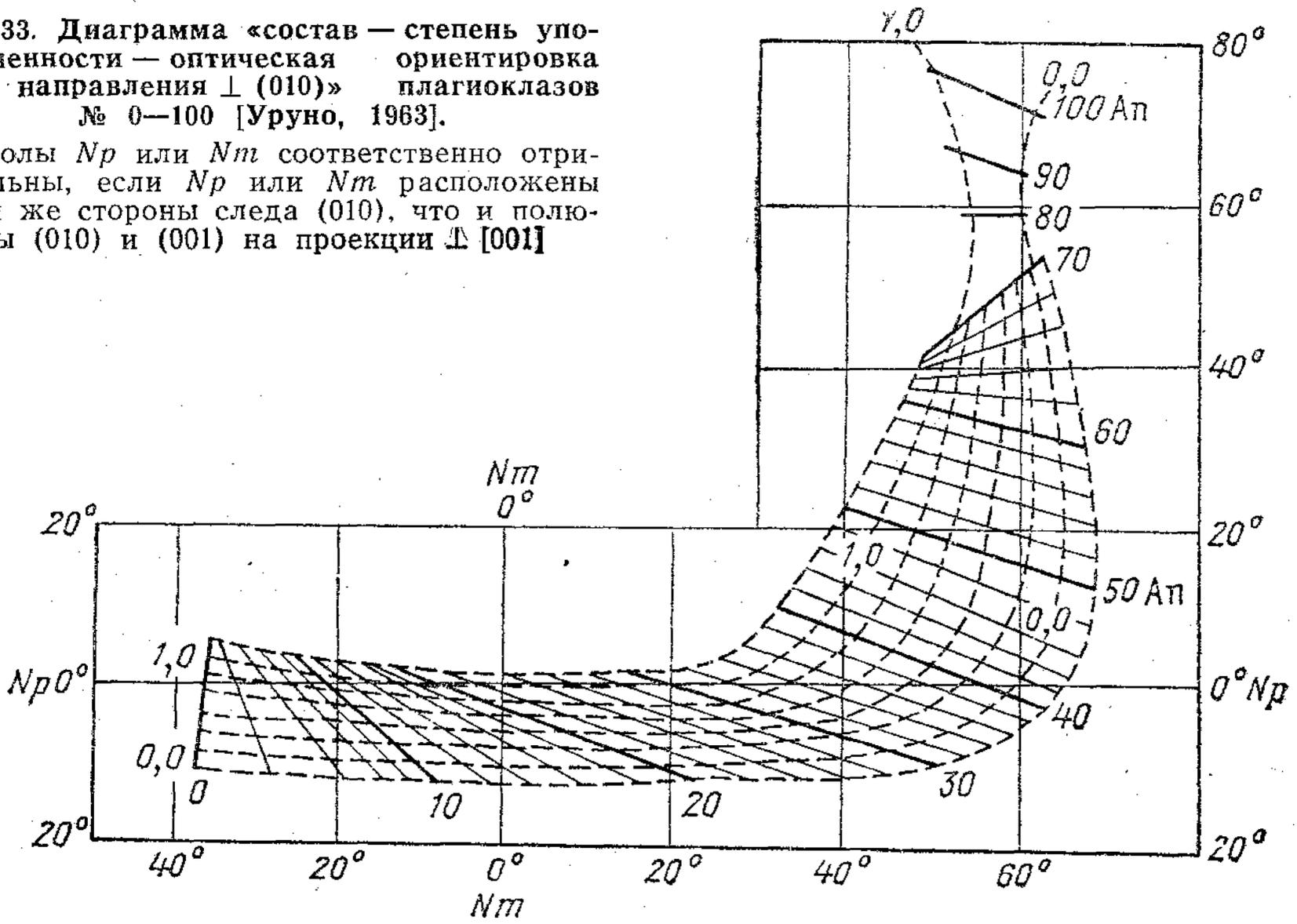


Рис. 34. Диаграмма «состав — оптическая ориентировка — степень упорядоченности» плагиоклазов № 30—100 [Ванде-Кирков, 1971].

Справа сверху: правило определения по полярным координатам φ и λ методом Заварицкого на 5-тиосном столике

координатах Nm и Np для направления $\perp (010)$ в интервале составов плагиоклазов $Ap_0=Ap_{100}$ (рис. 33).

Ю. В. Ванде-Кирков [Бюлл. Вулк. ст., 1971, № 50, с. 130—132] предложил вариант диаграммы Марфунина в проекции октанта $NgNmNp$ Доливо-Добровольского, позволяющий определять плагиоклазы как на 4-осном столике обычным способом, так и на 5-осном прямым измерением полярных координат φ и λ (метод Заварицкого) в интервале составов $Ap_{30}=Ap_{100}$ (рис. 34).

Очень часто кристаллы и зерна плагиоклазов обладают концентрически-зональным строением. Различают несколько типов такой зональности: нормальную, или прямую, обратную, ритмическую, коррозионную и др. Прямая зональность выражается в смене зон все более кислого состава от ядра к внешним зонам (рис. 35). В случае обратной зональности внешние зоны кристалла плагиоклаза оказываются более основными. Иногда наблюдается в одном зерне ритмическая зональность в виде повторяющихся зон с прямой зональностью внутри. Коррозионная зональность связана с аутометасоматозом или наложенными процессами изменения первичного плагиоклаза.

Определение количественных соотношений плагиоклазов и калиево-натриевых полевых шпатов, а также других особенностей состава и строения пород, может проводиться методом селективного окрашивания полевых шпатов [см. Зелепугин В. Н., Записки Всес. мин. об-ва, 1968, № 3, с. 367—370]. Для окрашивания плагиоклазов необходимо приготовить раствор родизоновокислого калия $C_6O_6K_2$ (0,05 г $C_6O_6K_2$ в 20 мл дистиллированной воды), который может сохраняться лишь в течение нескольких суток, и 5%-ный раствор $BaCl_2$.

Промытый водой шлиф после окрашивания кобальтиннитритом натрия (см. калиево-натриевые полевые шпаты), опускают на 2—3 сек в 5%-ный раствор $BaCl_2$, затем промывают водой (лучше дистиллированной), наносят на поверхность шлифа несколько капель красителя $C_6O_6K_2$ и выдерживают 1—2 мин до появления розовой окраски на плагиоклазах (длительная обработка красителем не рекомендуется). Шлиф промывается водой, высушивается и покрывается покровным стеклом обычным способом. В случае необходимости окраска чистых альбитов в желтый цвет производится кобальтиннитритом натрия после обработки их раствором хлорида калия. Окрашивание полевых шпатов не влияет на их оптические свойства. Таким образом, в желтый цвет окрашиваются калиево-натриевые полевые шпаты, в розовый — плагиоклазы (кроме альбита № 0—3, остающегося бесцветным), в желто-розовый или розовато-желтый — смешанные кристаллы, содержащие в заметных количествах кальций и калий (например, анортоклазы). Определенные различия в окраске свойственны вулканическим стеклам в зависимости от содержания калия и кальция. Метод окрашивания позволяет исследовать явления ликвации в застывших лавах, последовательность раскристаллизации вулканических стекол, строение сферолитов, различать лавовую и пирокластическую (пепловую) структуру основной массы вулкаников, т. е. отличать лавы от игнимбритов, характер метасоматоза в вулканических породах.

Полевые шпаты являются главной составной частью многих пород, поэтому классификации последних исходят из состава и количественных соотношений полевых шпатов. Основным, средним и кислым магматическим



Рис. 35. Зональный плагиоклаз. Диаметр 6 мм. Николи скрещены

породам в общем соответствуют основные, средние и кислые плагиоклазы. В некоторых эффузивных комплексах закономерности распространения плагиоклазов разного состава и разной степени упорядочения значительно сложнее. Они определяются интрателлурическим происхождением вкрапленников, реакционными взаимоотношениями вкрапленников и расплава, кристаллизацией плагиоклазов в промежуточных камерах, условиями остывания покровов и т. д. Нередко определенным типам пород свойственны определенные плагиоклазы: в гранитных пегматитах альбит-олигоклаз, в анортозитах обычны плагиоклазы Ap_{30-80} , в спилитах — исключительно альбит. Видимо, природные чистые альбиты редко бывают первичномагматическими, тем более в эффузивах. Широко проявленный натровый метасоматоз, как контактовый, так и региональный, сопровождается образованием значительных масс альбита, нередко имеющего в метасоматитах шахматное двойникование (шахматный альбит). Плагиоклазы разного состава известны в скарнах. В пертитах, как отмечено выше, состав плагиоклаза отвечает альбиту или альбит-олигоклазу.

Плагиоклазы метаморфических пород разнообразны по составу и степени упорядочения. Так, альбит является характерным минералом фации зеленых сланцев и фации глаукофановых сланцев. В кислых гнейсах распространены, как и в гранитах, кислые плагиоклазы, в амфиболитах и основных кристаллических сланцах — средние и основные плагиоклазы, причем, основность плагиоклаза возрастает с повышением степени метаморфизма. С другой стороны, понижение степени метаморфизма в ряду двупироксеновые гранулиты — пироксеновые амфиболиты — амфиболиты — эпидотовые амфиболиты снижает основность плагиоклаза.

Альбит известен как аутигенный минерал, с очень низким содержанием CaO (около 1 мол. %) и K_2O (не более 3 мол. %). Основные плагиоклазы Ap_{80-90} совместно с пироксенами и оливинами — главные компоненты лунных пород.

Вторичные изменения плагиоклазов разнообразны. Гидротермальный метасоматоз приводит к замещению их мусковитом — серицитом (грейзенизация, серицитизация), агрегатами соссюрита, состоящими из кальцита, слюды, эпидота, хлорита, альбита (пропилитизация, метаморфизм низких ступеней), известны замещения скаполитом, лотритом, пренитом, цеолитами, гидрослюдами и другими глинистыми минералами (аргиллизация, выветривание).

Широко развиты явления деанортитизации (при сохранении формы и строения первичных зерен плагиоклазов) и альбитизации (с образованием агрегатов и прожилков альбита в породе) плагиоклазов. Давно замечено, что кислые плагиоклазы более устойчивы к гидротермальным изменениям, чем основные. Поэтому в зональных плагиоклазах нередко процессы разложения начинаются в более основных (обычно центральных) зонах и не затрагивают подчас кислые по составу зоны (рис. 36).

В шлифах плагиоклазы легко диагностируются по характерным полисинтетическим двойникам (с учетом того, что они бесцветны, $n = 1,527-1,590$, имеют серо-белую интерференционную окраску в скрещенных николях). При отсут-



Рис. 36. Соссюритизация более основного ядра зонального плагиоклаза. Диаметр 4 мм. Николи скрещены

ствии таких двойников или в разрезах, параллельных (010) и не обнаруживающих двойникового строения, диагностика плагиоклазов сопряжена с известными трудностями. И в этом случае альбиты становятся похожими на калишпат, альбит-олигоклаз — на кварц. Кварц никогда не имеет такой спайности, как плагиоклазы, он минерал одноосный (или слабодвухосный) положительный. В особенности надо быть осторожным при изучении роговиков и зеленых сланцев, где кварца вообще может не быть, и весь похожий на него минерал окажется несдвойникованным альбит-олигоклазом. Кроме того, такие плагиоклазы, подвергаясь пелитизации, становятся сероватыми и мутными, кварц же всегда при таких изменениях остается чистым и прозрачным. Вообще же пылевидные минеральные и газовой-жидкие включения в кварце располагаются в виде полосок, цепочек, неравномерно распределены по зерну. Иногда и плагиоклазы содержат обильные газовой-жидкие включения, поэтому кажутся мутными, их следует отличать от пелитизированных разностей. В глубинных породах в плагиоклазе в стыках с калишпатом нередко наблюдаются червеобразные вроски кварца — мирмекиты.

Альбит и нефелин легко спутать, если не обратить внимания на исключительно прямое погасание по спайности и прямое или симметричное по ограничениям правильных разрезов у нефелина; нефелин минерал одноосный отрицательный. По двупреломлению отличие нефелина и альбита ненадежное, но зерна нефелина почти никогда не обладают волнистым или зональным погасанием, тогда как альбит, как правило, гаснет неоднородно.

Необходимо иметь в виду, что плагиоклазы в метаморфических породах часто совершенно не обнаруживают двойников. Поэтому их можно смешать с кварцем и кордиеритом. Но даже сдвойникованные плагиоклазы иногда настолько похожи на кордиерит, что отличить их можно только путем определения ориентировки оптической индикатрисы относительно спайности и двойников на федоровском столике или методом окрашивания шлифов родизоновокислым калием, что позволит также установить их количество и характер распределения в породе. Полисинтетические двойники кордиерита при измерении на федоровском столике дают те же координаты, что и простые бавенские двойники плагиоклазов. Однако в плагиоклазах бавенские двойники практически не встречаются и никогда не бывают полисинтетическими. Наконец, если проявлена спайность, то у кордиерита она всегда дает прямое погасание. Кордиерит часто сопровождается характерными вторичными продуктами разложения — желтоватыми или зеленоватыми агрегатами пинита (тонкая смесь серицита, хлорита, серпентина и примеси окислов железа), бесцветной слюдой с буроватыми и желтоватыми оторочками, хлоритом, биотитом, изотропным желтовато-зеленым веществом. Агрегаты серицита, развивающиеся по плагиоклазу, отличаются бесцветностью и отсутствием желтоватых и буроватых оторочек и пятен.

В иммерсионных препаратах полевые шпаты, плагиоклазы и калиево-натриевые, обнаруживают те же свойства и особенности, что и в шлифах, но обладают более высокой интерференционной окраской, если размер зерен превышает 0,03 мм.

Халцедон — SiO_2

Халцедон — плотная разность кремнезема — состоит из микроскопических кристалликов-волоконце кварца, размер которых снижается до 1—0,1 мкм, с субмикроскопическими пораами диаметром порядка 0,1 мкм. Волоконца образуют параллельно- или радиально-лучистые сростки в почковидных, гроздевидных, сферолитовых агрегатах, прожилках, псевдоморфозах по органическим остаткам и минералам. Содержание SiO_2 составляет 90—99 вес. %, обычны примеси воды (до 5,5 вес. %), железа, алюминия, магния, кальция, располагающиеся в порах. $n=1,530—1,543$; двупреломление 0,005—0,010. Удлинение волокон отрицательное, погасание прямое (рис. 37); разность халцедона с положительным удлинением называется

кварцином (рис. 38). В шлифах бесцветный, но примеси окрашивают в желтоватый или буроватый цвет. Агат — халцедон с концентрически расположенными полосками. Различают множество разновидностей халцедона по цвету, текстуре, характеру включений. Слои халцедона могут чередоваться с тонковолокнистым кристобалитом, опалом, кварцем.

Халцедон образуется из низкотемпературных гидротермальных растворов, а также при процессах диагенеза, эпигенеза и выветривания.

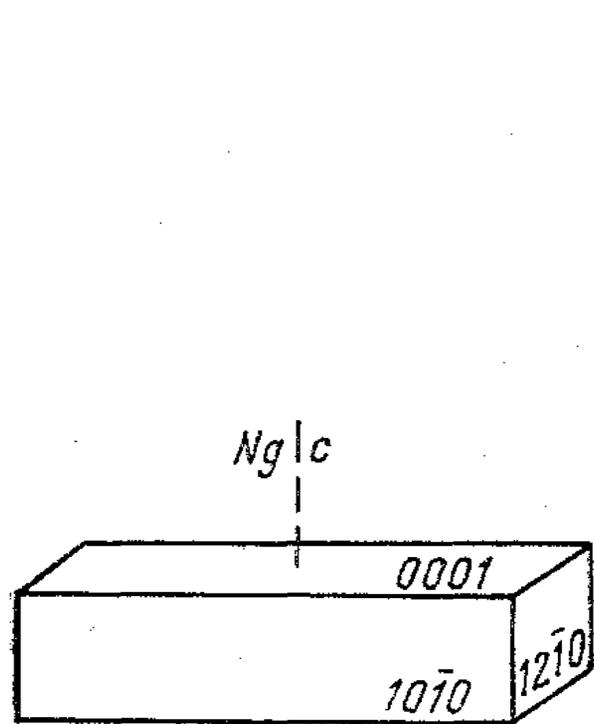


Рис. 37. Халцедон

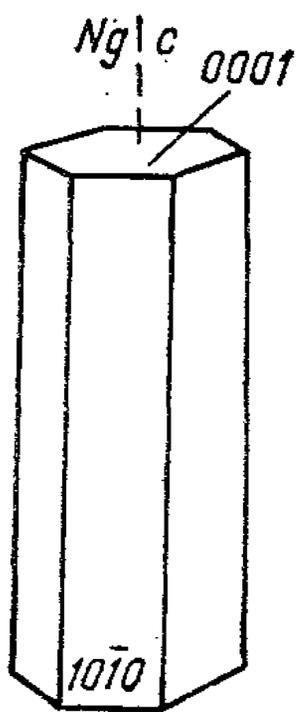


Рис. 38. Кварцин

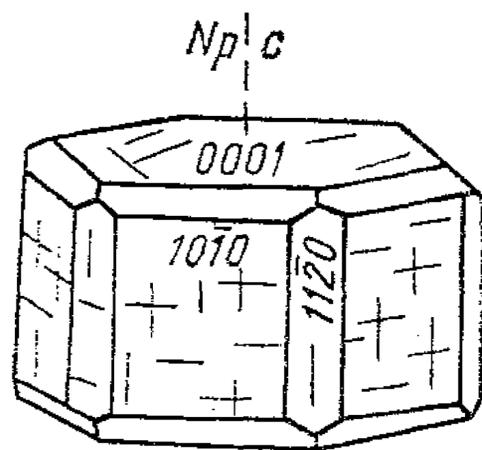


Рис. 39. Нефелин

Смешать можно с цеолитами (они образуют похожие агрегаты), но у последних преломление обычно значительно ниже бальзама (см. цеолиты).

Нефелин — $\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]_4$

Гексагональный (рис. 39). Нефелин рассматривается как часть изоморфной серии твердых растворов нефелин, NaAlSiO_4 , — кальсилит, KAlSiO_4 . Нефелин — каркасный алюмосиликат, основными элементами структуры которого являются шестерные кольца $(\text{Al}, \text{Si})\text{O}_4$ -тетраэдров, между которыми располагаются катионы щелочных металлов, образующие непрерывную колонку октаэдров. Установлена различная степень упорядоченности катионов натрия и калия в структуре нефелина в зависимости от температуры, определяемая рентгеноструктурным анализом [см. Самсонова Н. С. Минералы группы нефелина. М., Наука, 1973, 150 с.]. Нефелин относится к числу немногих исключений, для которых устанавливается понижение симметрии при переходе в высокотемпературную форму: гексагональный «низкий» нефелин — орторомбический (?) «высокий» нефелин. Известно несколько полиморфных модификаций в пределах изоморфной серии.

Большинство природных нефелинов (около 70%) по составу близко приведенной формуле, примерно 10% составляют более натровые разновидности и 20—25% — более калиевые. Принято показывать составы нефелина в молекулярных процентах нефелина (Ne)— $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$, кальсилита (Ks)— $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$ и кварца (Q)— SiO_2 . Нормативный состав большинства природных нефелинов лежит в пределах: Ne=72—82; Ks=13—24; Q=0,3—12 мол. %. Нефелин и кальсилит при температурах ниже 1050°C образуют ограниченную серию твердых растворов с разрывом смешимости в области составов Ne₇₅—Ne₀, при более высоких температурах смешимость расширяется до непрерывной серии. Нефелин образует ограниченные твердые растворы с калиево-натриевым полевым шпатом.

Кальсилит, аналогичный ему по составу очень редкий калиофиллит и ряд их полиморфных модификаций встречены в некоторых высоко-

кальцевых щелочных базальтоидах и псевдолейцититах (сынныриттах) в ассоциации с лейцитом, мелилитом, нефелином и ортоклазом. Кальсилит оптическими методами неотличим от нефелина, но в совместных сростках у кальсилита можно заметить более низкий показатель преломления и более высокое двупреломление; надежное отличие показывают рентгенограммы. На возможность присутствия кальсилита должны указывать упомянутые минеральные ассоциации и необычно высокие содержания калия в породах.

Постоянные примеси в природных нефелинах — кальций, магний, железо, вода — могут составлять несколько вес. %, иногда присутствуют и другие элементы.

Нефелин имеет $n_e=1,530-1,544$; $n_o=1,535-1,549$; $n_o-n_e=0,003-0,005$. Слабая дисперсия. Слабая спайность иногда проявлена по пинакочку и по призме. Одноосный отрицательный, иногда слабодвусный ($-2V=9-24^\circ$), в обычных шлифах коноскопическая фигура не имеет четкой формы. Увеличение показателей преломления обусловлено увеличением содержания калия и железа. Большинство природных нефелинов имеет $n_e=1,533-1,542$ при отношении $K_2O:Na_2O$ (вес. %), равном 0,3—0,5. При содержании примеси $Fe_2O_3=0,5-0,7$ вес. %, свойственным большинству нефелинов, $n_e=1,530$ соответствует отношению $K_2O:Na_2O$ (вес. %), равном 0—0,2, $n_e=1,535-0,3-0,5$. В шлифах бесцветный. Характерные формы: гексагональные таблицы, дающие в поперечном разрезе широкие прямоугольники, квадраты, правильные шестиугольники, распространен и в виде зерен неправильной формы. Очень часто кристаллы имеют зональное строение, подчеркнутое расположением минеральных включений. Однако оно мало влияет на оптические свойства нефелина, в т. ч. и на характер погасания. Встречается пятнистое погасание, но каждое пятно гаснет равномерно, без сколько-нибудь заметного волнистого погасания. Степень упорядоченности катионов в нефелинах может быть оценена по величине двупреломления. Неупорядоченные нефелины из лав обладают сравнительно высоким двупреломлением (до 0,010), в упорядоченных нефелинах более низкотемпературных образований двупреломление составляет 0,003—0,005.

Нефелин совместно с кварцем никогда не встречается. Нефелин — типоморфный минерал щелочных пород, не содержащих кварца. В комплексах щелочных ультраосновных пород известны нефелин-пироксеновые породы (рис. 40) магматического и метасоматического генезиса, а в богатых кальцием базальтоидах — ассоциация нефелина с лейцитом, мелилитом, но-зеаном. В щелочных габброидах нефелин ассоциирует с основными плагио-клазами. Наибольшее распространение имеет в комплексах нефелиновых сиенитов, связанных с ними фенитах, а также в фолонитах. Известны нефелинсодержащие гнейсы. Образование нефелина иногда происходит при контаминации гранитных магм материалом пород, богатых кальцием.

Нефелин легко под воздействием гидротермальных растворов замещается канкринитом, цеолитами (главным образом натролитом, иногда анальцитом, томсонитом), содалитом, мелкочешуйчатым серицитом или парагонитом, кальцитом, гонкозернистые и волокнистые агрегаты которых получили названия гидронефелина и шпреуштейна. Известна альбитизация нефелина. Обычно разложение нефелина начинается с периферии и по

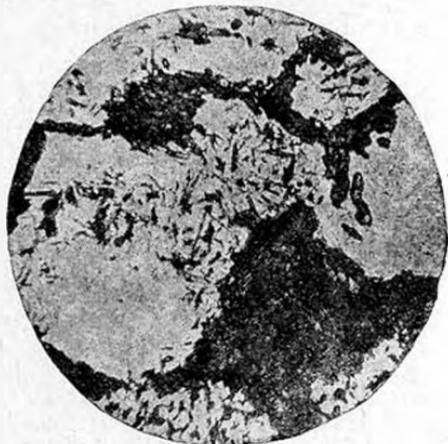


Рис. 40. Нефелин (белое) и игольчатый эгирин в ийолите. Диаметр 4 мм. Без анализатора

трещинам, что хорошо замечается в шлифах по сероватой окраске в проходящем свете и более высокому двупреломлению вторичных продуктов. При выветривании нефелина образуются агрегаты калиевой слюды (либенераита) с примесью каолинита. Известны замещения нефелина окрашенным аморфным веществом.

Нефелин с первого взгляда похож на ряд бесцветных минералов. Очень важным предварительным диагностическим признаком является отсутствие в нефелине волнистого или пятнистого погасания, столь характерного для кварца и щелочных полевых шпатов. По другим константам он сразу от них отличается. Нефелин легко разлагается в соляной кислоте, так, например, проверка микролитов (протравка шлифов) в случае подозрения на нефелин всегда дает однозначный ответ. Присутствие в породе кварца (минерала одноосного или слабодвуосного положительного) исключает нефелин. И вообще нефелин не встречается в породах нормального ряда, как это свойственно полевым шпатам, биотитам, амфиболам, пироксенам. Поэтому важным указанием на вероятность присутствия нефелина может служить принадлежность породы к щелочному комплексу, развитому в регионе, а также обнаружение щелочных амфиболов и эгирина. Выявление минеральных ассоциаций, содержащих нефелин, щелочные амфиболы и эгирин порознь или совместно, должно со всей определенностью указывать на возможность образования целого ряда своеобразных минералов натрия, титана, циркония, редких земель, ниобия, тантала, марганца, стронция и др., свойственных ультращелочным комплексам. Определение этих редких минералов осуществляется подготовленными специалистами [см. Власов К. А. и др. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». М., Наука, 1962—1964. Том 1—3].

Некоторые скаполиты по своему преломлению и двупреломлению похожи на нефелин, но отличаются прекрасной спайностью, трещины которой пересекаются под прямым углом. Кордиерит и нефелин похожи в шлифах, но, во-первых, встречаются в различных по происхождению породах и, во-вторых, кордиерит имеет большой угол оптических осей. Несдвойникованный альбит похож на нефелин, если нельзя оценить двупреломление (0,010 у альбита, около 0,005 у нефелина), но альбит дает по спайности и ограничениям косое погасание и имеет большой угол оптических осей. Нефелину свойственны прямоугольные разрезы, похожие на полевые шпаты, но в скрещенных николях, в отличие от последних, они не обнаруживают двойникование.

4-я группа. $n \approx 1,540—1,600$

Ограничения и рельеф, хотя и слабо, но уже заметны. Полоска Бекке наблюдается отчетливо. Дисперсионный эффект также виден хорошо: минералы в бальзаме кажутся зеленовато-голубоватыми, а бальзам — золотисто-желтовато-розоватым. Шагреневая поверхность обычно отсутствует или едва заметна при соответствующем освещении.

Кордиерит — $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_2 [\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}]$

Структура кордиерита, аналогичная структуре берилла, состоит из шестерных колец $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{18}$, связанных AlO_4 - и SiO_4 -тетраэдрами в гексагональные колонны, являющиеся основой каркаса. Колонны связаны друг с другом AlO_4 - и SiO_4 -тетраэдрами и $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}_6$ -октаэдрами. Каналы в центре гексагональных колонок позволяют входить в структуру крупным катионам Ca^{+2} , Na^+ , K^+ и молекулам воды, располагающимся внутри каналов. Исследование структуры (Г. В. Гиббс) и распределения железа и магния между кордиеритом и другими породообразующими минералами (А. А. Марашушев, Л. Л. Перчук) позволяет предполагать, что он является каркасным

алюмосиликатом, ведущим себя как водосодержащий минерал и близким к идеальному твердому раствору.

В структуре кордиерита обнаруживается разная степень упорядоченности Si и Al в кольцах $Al_2Si_4O_{18}$ и Al и (Mg, Fe) между кольцами. Предполагается, что явления порядка — беспорядка Si и Al вызывают отклонения от гексагональной сингонии, а явления упорядочения Al и (Mg, Fe) — существование высоко- и низкотемпературных форм, и могут происходить одновременно. Действительно, модификации природных кордиеритов обнаруживают: разную степень упорядоченности (высокотемпературные — низкотемпературные), неодинаковую ромбичность (гексагональные — ромбические) и широкие колебания железистости (магнезиальные — железистые). Они главным образом и определяют колебания свойств природных корди-

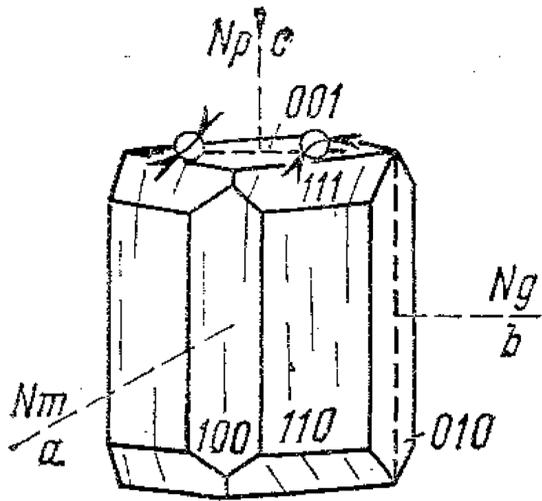


Рис. 41. Кордиерит

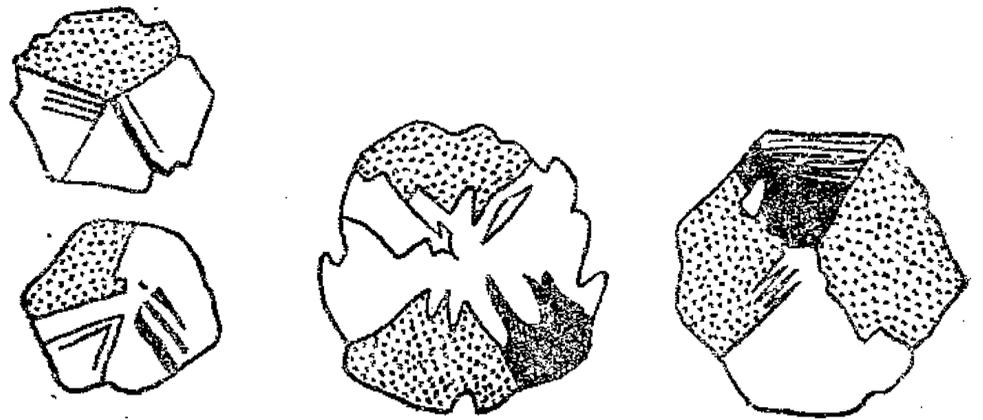


Рис. 42. Разрезы секториальных двойников кордиерита в скрещенных николях (Хэтч и др., 1975)

еритов. Взаимосвязь этих факторов и влияние каждого из них на свойства, в т. ч. оптические, до конца не выявлены, но во многом напоминают взаимоотношения в системе микроклин — ортоклаз — санидин. Так, предполагается, что гексагональный кордиерит (индиалит), состав которого изменяется от чисто магнезиального до чисто железистого, может существовать не только в высокотемпературной форме, но и в низкотемпературной. Степень упорядоченности зависит как от температуры, так и от продолжительности нагревания. Образующийся при высокой температуре неупорядоченный кордиерит при длительном тепловом воздействии переходит в упорядоченный.

Кордиериты представляют собой твердые растворы изоморфной серии $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ — $Fe_2Al_4Si_5O_{18}$ от почти магнезиальных до высокожелезистых членов. Изоморфные примеси (вес. %): MnO (до 2), Fe_2O_3 (до 2), CaO, Na_2O , K_2O , иногда BeO (до 2), H_2O (до 4) и CO_2 (до 1).

Большинство природных кордиеритов относится к магнезиальным разновидностям, довольно редко встречаются кордиериты с железистостью более 50. Симметрия природных кордиеритов промежуточная между гексагональной и ромбической, хотя большинство кристаллов описаны как ромбические (рис. 41).

$np=1,522-1,558$; $nm=1,524-1,574$; $ng=1,527-1,578$; $ng-np=0,005-0,018$. Большинство кордиеритов имеет $-2V=65-85^\circ$, но устанавливаются колебания от $-2V=39-90^\circ$ до $+2V=76-90^\circ$, отмечены одноосные положительные и отрицательные. $c=Np$; $b=Ng$; $a=Nm$. Плоскость оптических осей параллельна (100). Слабая дисперсия $r < v$. Спайность по (010), (001) и (100), но почти всегда плохо проявлена, в шлифах видны лишь единичные трещины. Обычны двойники, хорошо наблюдаемые в шлифах: простые, полисинтетические, секториальные, сложные; чаще всего встречаются полисинтетические и секториальные. Полисинтетические двойники в скрещенных николях похожи на двойники плагиоклаза, но при внимательном рассмотрении можно заметить, что они часто имеют клиновидную форму, т. е. двойниковые швы не строго параллельны. Секториальные двойники (рис. 42, 43) в шлифах наблюдаются в виде секторов с углами

30, 60 и 120°, расходящихся из одного центра. В секториальных двойниках одинаковую оптическую ориентировку имеет каждый третий сектор и поэтому в шлифах наблюдаются оптически непрерывные секторные пары. Форма выделений: большей частью изометрично-неправильные зерна с двойниковым строением, кристаллы редки. В удлинённых зернах всегда отрицательное удлинение. Содержат постоянно большее или меньшее количество включений минералов вмещающей их породы. Обычно кордиериты в шлифах совершенно бесцветны, но встречаются голубоватые и даже фиолетовые (железистые) разности. Если заметна окраска, то плеохроизм происходит

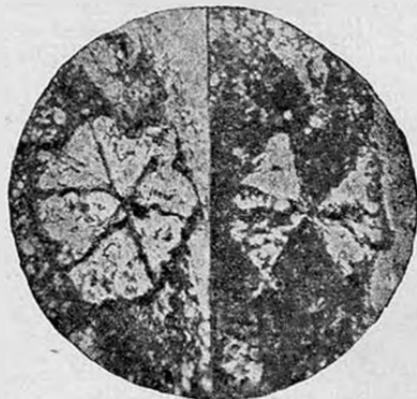


Рис. 43. Порфиробласт секториально двойникованного кордиерита в роговике. Диаметр 3 мм. Слева — без анализатора, справа — николи скрещены

по схеме: Ng — голубой, фиолетовый, Np — желтоватый, зеленоватый. Вокруг мельчайших включений (циркон и др.) наблюдаются плеохроичные ореолы, свойственные кордиеритам древних пород регионального метаморфизма. Ореолы имеют лимонно-желтый или темно-желтый цвет со светлым центром.

Большинство природных кордиеритов заключено в мелкозернистых породах и содержит иногда многочисленные минеральные включения, что в значительной мере затрудняет их всестороннее изучение. Обычно для изучения кордиеритов, кроме оптических методов, применяются рентгеновские микроанализаторы и рентгеноструктурный анализ.

Попытки создать универсальные количественные диаграммы, связывающие состав кордиеритов, прежде всего железистость и содержание воды, с их оптическими свойствами оказались неудачными. Диаграммы невысокой точности (± 10 – 15%) построены для кордиеритов определенного генезиса конкретных регионов. Вообще же более железистым и с высоким содержанием воды кордиеритам свойственны высокие показатели преломления. Большинство природных кордиеритов из определенных фаций близки по своему структурному состоянию (по величине индекса искажения Δ на порошковых рентгенограммах). Природные кордиериты, для которых известны Δ и химический состав, разделяются на три группы: 1) ромбические ($\Delta = 0,25$ – $0,30$; от $-2V = 68$ – 90° до $+2V = 90$ – 80°), которые составляют подавляющее большинство, 2) промежуточные ($\Delta = 0,10$ – $0,15$; $-2V = 40$ – 70°) и 3) гексагональные ($\Delta < 0,10$; $-2V < 40^\circ$).

Сравнительно удовлетворительными оказались диаграммы для определения железистости прокаленных кордиеритов, т. е. обезвоженных, находящихся примерно в одном структурном состоянии. При этом сколько-нибудь заметного окисления железа не обнаружено.

Так, для кордиеритов метаморфических пород гранулитовой фации, прокаленных (900 – $1000^\circ C$) на воздухе в силитовой печи в течение 10 мин, установлена следующая зависимость [В. И. Кицул и др., сб. «Петрология гранулитовой фации Алданского щита», М., «Наука», 1973, с. 124–130], атомн. %:

$$F = 2631 (np - 1,518), \pm 5, \quad F = 2353 (nm - 1,521), \pm 5,$$

$$F = 2142 (ng - 1,523), \pm 5,$$

где $F = 100 (FeO + MnO) / (FeO + MnO + MgO)$ атомн. %; np , nm , ng — показатели преломления прокаленных кордиеритов.

Г. Г. Лепезин с соавторами [Contrib. Mineral. Petrol., 1976, 58, № 3, pp. 319–329] предложил уравнения для определения железистости и содер-

жания воды по показателям преломления кордиеритов, прокаленных (30 час, 1100° С) в вакууме. Некоторые из них следующее:

$$F = 2995,018 \text{ nm} - 4564,423, \pm 3, \text{ атомн. \%};$$

$$\text{H}_2\text{O} = 132,979 \text{ nm} - 0,044 F - 202,667, \pm 0,13, \text{ вес. \%},$$

где $F = 100(\text{FeO} + \text{MnO}) / (\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})$ атомн. %, $\text{nm} = (\text{ng} + \text{np}) / 2$ — показатель преломления прокаленных кордиеритов. Причем величина nm оказывается выше на 0,005, чем в уравнении гранулитовой фации, для кордиеритов одинаковой железистости.

Кордиерит — обычный минерал термально метаморфизованных богатых глиноземом пород (роговики) и региональных метаморфизованных пород высоких ступеней метаморфизма (кристаллические сланцы, гнейсы, гранулиты). Известен в основных магматических породах, гранитах и пегматитах как результат ассимиляции магмой богатых глиноземом осадков, а также в кварцевых жилах.

В древних метаморфических породах кордиериты характеризуются полисинтетическими двойниками, плеохроичными ореолами, постоянно большими углами $2V = 70 - 85^\circ$. В кордиеритах контактовых роговиков, наряду с полисинтетическими, распространены тройники, шестерники и более сложные двойники, плеохроичные ореолы не наблюдаются, углы $2V$ и показатели преломления непостоянны даже в пределах одного шлифа, часто содержатся включения магнетита, углистых частиц, кварца и других минералов, обуславливающие ситовидное строение зерен.

Воздействие гидротермальных растворов быстро приводит к разложению кордиерита, обычно с образованием агрегатных псевдоморфоз серицита (иногда с примесью хлорита, серпентина и окислов железа), называемых пинитом. Окраска пинита желтоватая, зеленоватая, реже бывает бесцветной. Присутствие пинита с желтоватыми и буроватыми оторочками — важнейший диагностический признак, указывающий на присутствие в породе кордиерита и позволяющий сразу отличать его от кварца и плагиоклазов. Иногда кордиерит замещается буровато-желтым изотропным веществом, реже хлоритом, биотитом, тальком. В пятнистых сланцах и роговиках несомненно присутствовал кордиерит, который заместился агрегатными псевдоморфозами серицита и хлорита, давшими эти пятна. При выветривании кордиерит переходит в глинистые минералы.

Смешать кордиерит можно с кварцем, плагиоклазами, нефелином, если не видны секториальные двойники, лимонно-желтые плеохроичные ореолы и буровато-желтая или желтовато-зеленая окраска вторичного серицита и изотропного вещества. Нефелин, свойственный щелочным породам, — одноосный отрицательный. Бесцветные несдвойникованные зерна кордиерита похожи на кварц. Как уже отмечалось, в таких зернах всегда надо проверять осность и знак: кварц — одноосный положительный, кордиерит — двуосный, с большим, чаще всего отрицательным, углом $2V$. Некоторые альбит-олигоклазы (см. их характеристику) с трудом отличаются от кордиеритов. При этом следует обращать внимание на возможное появление голубоватой окраски у кордиеритов.

Кварц — SiO_2

Один из наиболее распространенных и стойких минералов земной коры. Известны две полиморфные модификации кварца: высокотемпературный гексагональный кварц, устойчивый при давлении в 1 атм в интервале температур 870—573° С, и низкотемпературный тригональный кварц, устойчивый при температуре ниже 573° С (рис. 44). Чаще всего встречается низкотемпературный кварц. В химическом отношении природный кварц относится к наиболее чистым минералам. Содержание примесей не превышает сотые-тысячные доли процента, это — алюминий, железо, натрий, калий и некоторые

другие. Кристаллы, зерна и агрегаты кварца окрашены в различные цвета. В шлифах окраска зерен и кристаллов не улавливается, они бесцветны. Обычно кварц содержит большее или меньшее количество включений — минеральных (в том числе твердых фаз включений расплавов) и газовой-жидких, которые наблюдаются в шлифах и специально изготовленных прозрачных полированных пластинках (рис. 45). Изучение их, и не только в кварце,

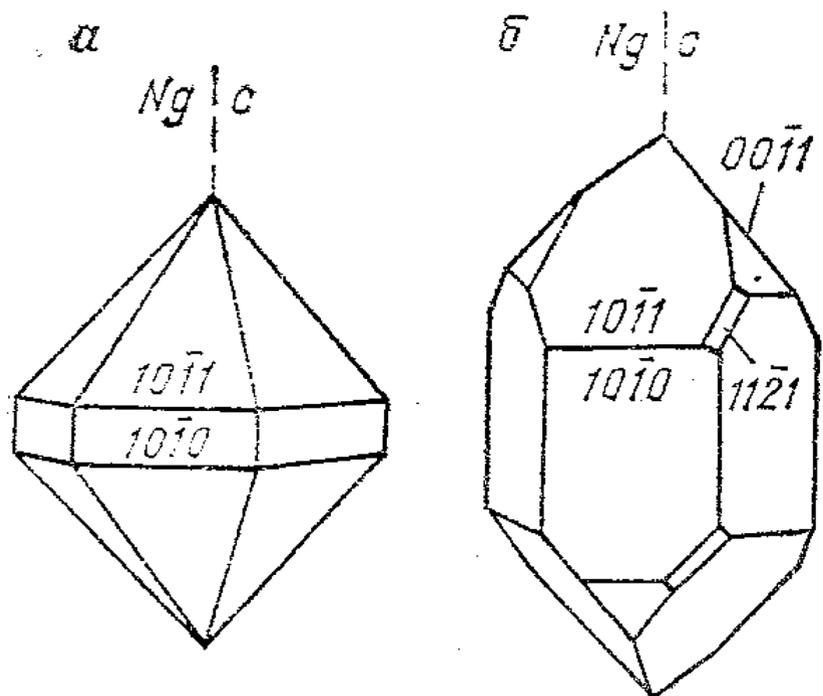


Рис. 44. Кварц:

а — высокотемпературный; б — низкотемпературный

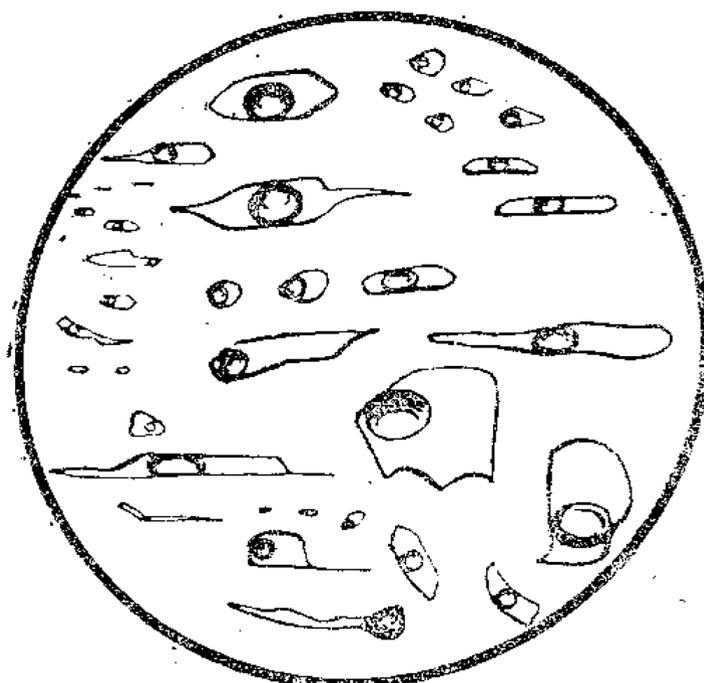


Рис. 45. Газово-жидкие включения в низкотемпературном кварце (кружки с темными каймами — пузырьки газа). Размер включений 0,01—0,1 мм

имеет важное как научное, так и практическое значение, и составляет предмет термобарогеохимии. Широкое распространение содержащего включения кварца в природных физико-химических системах почти во всем диапазоне температур и давлений, существующих в земной коре, сделало его незаменимым объектом для оценки температуры, давления, изучения газового и солевого состава в расплавах, газовых пневматолитовых и водных гидротермальных растворах. Разработаны методы изучения индивидуальных включений.

$n_o = 1,544$; $n_e = 1,553$; $n_e - n_o = 0,009$, практически неизменны для любых разностей кварца и используются в качестве стандартов (для света $\lambda = 589,29$ нм и 18°C $n_o = 1,544258$; $n_e = 1,553380$). Проведены тщательные исследования явлений поляризации в кварце, имеющие сложный характер. В продольных разрезах призматических кристаллов погасание прямое, удлинение положительное. Спайность не проявлена, при стрессовых деформациях может возникать система субпараллельных трещин. Кварц весьма чувствителен к проявлениям катаклаза, поэтому часто наблюдается волнистое, пятнистое, облачное погасание. Одноосный положительный, однако нередко кварц явно двуосный положительный (до $+2V = 10-20^\circ$). В кристаллах кварца двойникование весьма обычно и хорошо наблюдается, но в шлифах двойники не видны.

Кварц — обычный минерал магматических, метаморфических, осадочных пород и гидротермалитов (рис. 46). В гранитоидах, как правило, образован в неправильно-изометричных зернах, в кислых эффузивах — в идиоморфных дипирамидальных кристаллах высокотемпературной модификации, изометричных зернах, иногда изъеденной формы, а также присутствует в микрозернистой основной массе. Графические срастания кварца и полевых шпатов в пегматитах обуславливают скелетные формы кварца. Кварц — нередко главная составная часть гидротермальных жил, где он встречается в самых разнообразных формах и многочисленных генерациях. В осадочных породах присутствует как терригенный, так и аутигенный кварц. Образование кварцевого цемента в песчаниках нередко сопровождается регенерацией обломочных зерен. Граница между двумя генерациями кварца в таких случаях

иногда бывает видна благодаря присутствию каемки (чаще всего из окислов железа) вокруг обломочных зерен. В метаморфических породах (гнейсах, железистых кварцитах, различных сланцах и др.) характерны явления перекристаллизации кварца, используемые для выяснения генезиса и условий метаморфизма.

Знание особенностей кварца в шлифах совершенно необходимо каждому специалисту, потому что кварц постоянно используется как эталон для определения толщины шлифа, распознавания некоторых полевых шпатов, оценки величины показателя преломления других минералов и т. д.; по содержанию кварца производится классификация пород; ряд особенностей кварца позволяет решать вопросы генезиса пород и руд.

Смешать кварц можно с рядом минералов. В эффузивах кварц очень чистый и имеет однородное погасание, поэтому его часто смешивают с полевыми шпатами, лишенными двойников. Можно смешать кварц с нефелином, кордиеритом, несдвойникованным альбит-олигоклазом, с базальными сечениями бесцветной слюды. Поэтому всегда, если возникли подозрения, надо проверять даже казалось бы несомненный кварц по дисперсионному эффекту, осности и оптическому знаку.

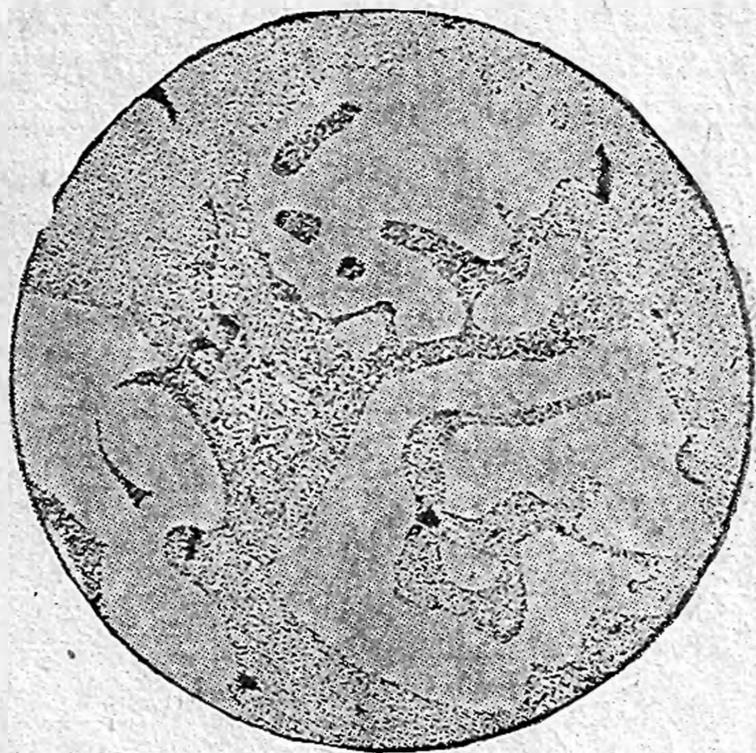


Рис. 46. Сложной формы вкрапления кварца (белое) в риолите с фельзитовой основной массой [Хэтч и др., 1975]

Группа скаполита

Тетрагональные (рис. 47). Природные скаполиты представляют собой твердые растворы серии $3\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \cdot \text{NaCl}$ (мариалит) — $3\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8] \times \text{CaCO}_3$ (мейонит), хотя крайние члены исключительно редки. В некоторых регионах скаполиты чрезвычайно широко развиты в богатых кальцием метаморфических породах. Принята следующая номенклатура скаполитов (по содержанию мейонитовой составляющей, Me): мариалит — Me_{0-20} , дипир — Me_{20-50} , мицзонит — Me_{50-80} , мейонит — Me_{80-100} .

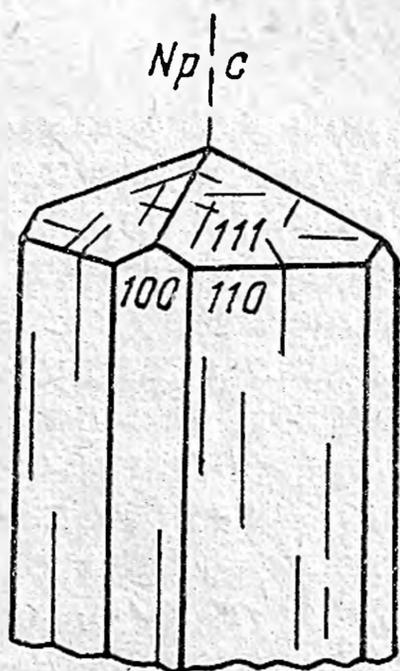


Рис. 47. Скаполит

Мариалит: $n_e = 1,540-1,541$; $n_o = 1,546-1,550$; $n = 1,535$; $n_o - n_e = 0,004-0,008$.

Мейонит: $n_e = 1,556-1,562$; $n_o = 1,590-1,600$; $n = 1,585$; $n_o - n_e = 0,024-0,037$.

Одноосные отрицательные, хорошая спайность по (100) и (110), трещины спайности дают прямое погасание и пересекаются под углом 90° ; в шлифах бесцветные, формы — неправильные зерна и призмы. Природные скаполиты имеют промежуточные свойства и чаще всего двупреломление $0,020-0,030$. Это делает их похожими на бесцветные пироксены и амфиболы, но скаполиты имеют мелкопятнистую интерференционную окраску и кажутся в скрещенных николях рябыми. Минеральные включения обычно очень обильны

и могут занимать большой объем в зернах, чем включающий их минерал. Это могут быть кальцит (в мраморах), кварц, пироксены, турмалин, амфиболы и др. Иногда скаполиты переполнены углистыми включениями и их можно смешать с хиастолитом. В некоторых районах они развиты как вторичные минералы по плагиоклазам в основных и средних породах. В этом случае их легко принять за мусковит — серицит, который не

бывает одноосным и не имеет пересекающихся под углом 90° трещин спайности. Необходимо иметь в виду отличия скаполитов от бесцветных пироксенов и амфиболов, а также дипира от всегда положительного кварца. По специальным диаграммам определяется состав исследуемого скаполита (рис. 48).

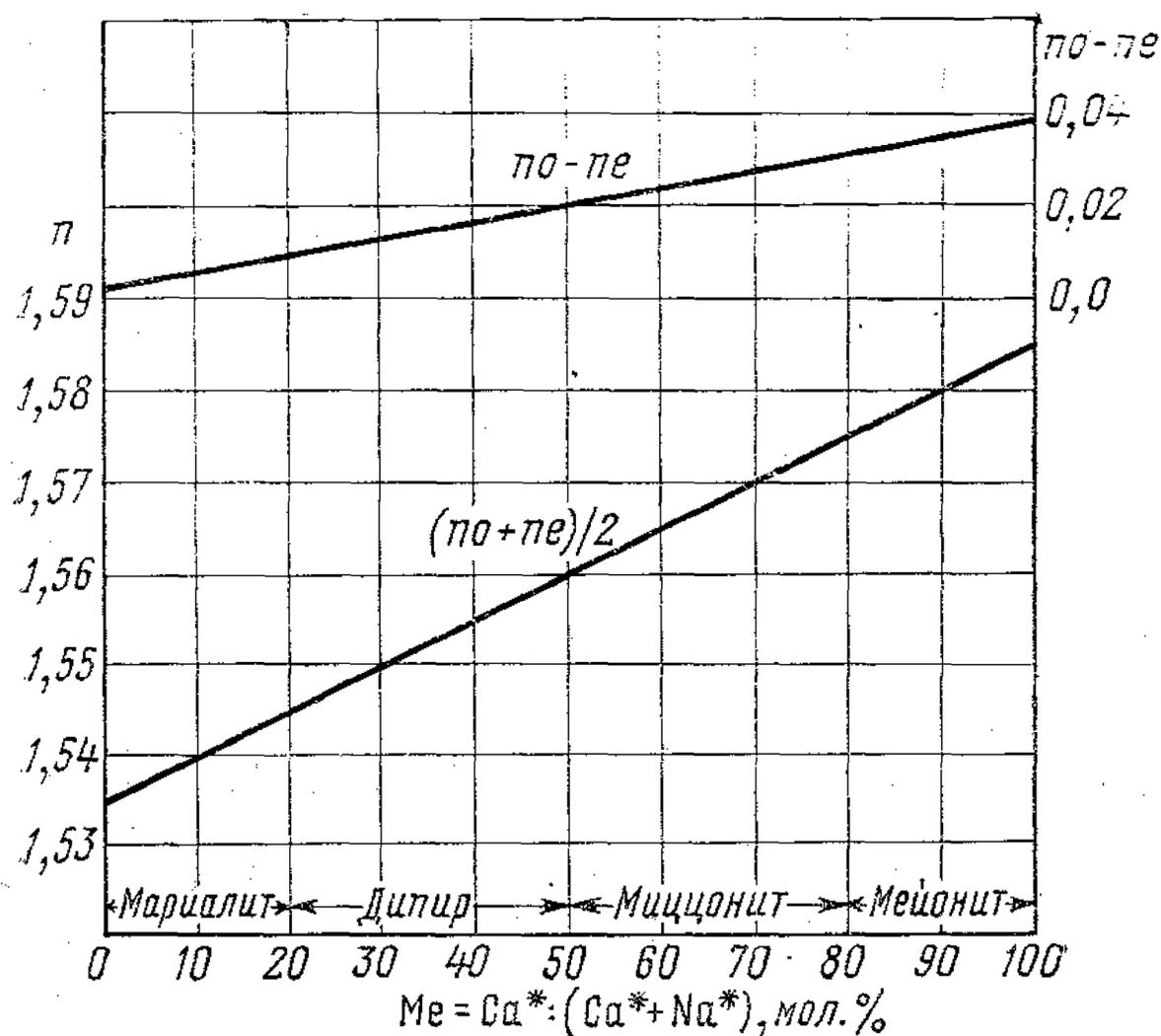


Рис. 48. Зависимость среднего показателя преломления $(n_o + n_e)/2$ и двупреломления от состава скаполитов (мол. % мейонита):

$Ca^* = Ca + Mg + Fe + Mn + Ti$;
 $Na^* = Na + K$ [Дир и др., 1966]

Скаполиты являются обычными минералами метаморфических пород, промежуточных между амфиболитовой и двупироксеновой фациями. Широко распространен процесс скаполитизации на скарновых железорудных месторождениях и в некоторых габброидах, нефелиновых сиенитах.

Бесцветные слюды (мусковит и литиевые слюды)

Слюды относятся к слоистым алюмосиликатам, основу которых составляют трехслойные пачки из двух внешних тетраэдрических слоев и одного внутреннего слоя катионных октаэдров. Каждый внешний слой состоит из сетки SiO_4 - и AlO_4 -тетраэдров. Во внутреннем слое октаэдрические позиции заняты магнием, железом, алюминием, литием и некоторыми другими катионами, а два из шести атомов кислорода, обуславливающих октаэдрическую координацию катионов, обычно замещены гидроксил-ионом или фтором. Пачки имеют отрицательный заряд, который компенсируется расположенными между ними катионами калия (большинство слюд), натрия (парагонит), кальция (маргарит), магния (вермикулит). Заполнение октаэдров в субячейке слоя двумя катионами отвечает диоктаэдрическому типу слюд (например, алюминий в мусковите), тремя катионами — триоктаэдрическому типу слюд (например, магний в флогопите). Известны слюды, промежуточные между ди- и триоктаэдрическими типами. Тетраэдрические слои имеют близкую к гексагональной сингонию, однако из-за различных углов поворота слоев относительно друг друга в пачках, в результате искажений, возникающих вследствие замены катионов кремния на катионы алюминия и появления крупных межслоевых катионов, сингония большинства слюд моноклинная. Расположение SiO_4 -, AlO_4 -тетраэдров, катионов в октаэдрических слоях может быть упорядоченным и неупорядоченным. На степень упорядоченности межслоевых катионов оказывают влияние также количество и ориентировка ионов гидроксила и фтора. Все эти явления обуславливают

существование большого числа политипов и образование смешаннослойных минералов типа слюда-хлорит, флогопит-вермикулит и т. д. В слюдах широко проявлены разнообразные изоморфные замещения (см. соответствующие разделы). Отмеченные особенности структуры и состава слюд определяют достаточно сложную их систематику.

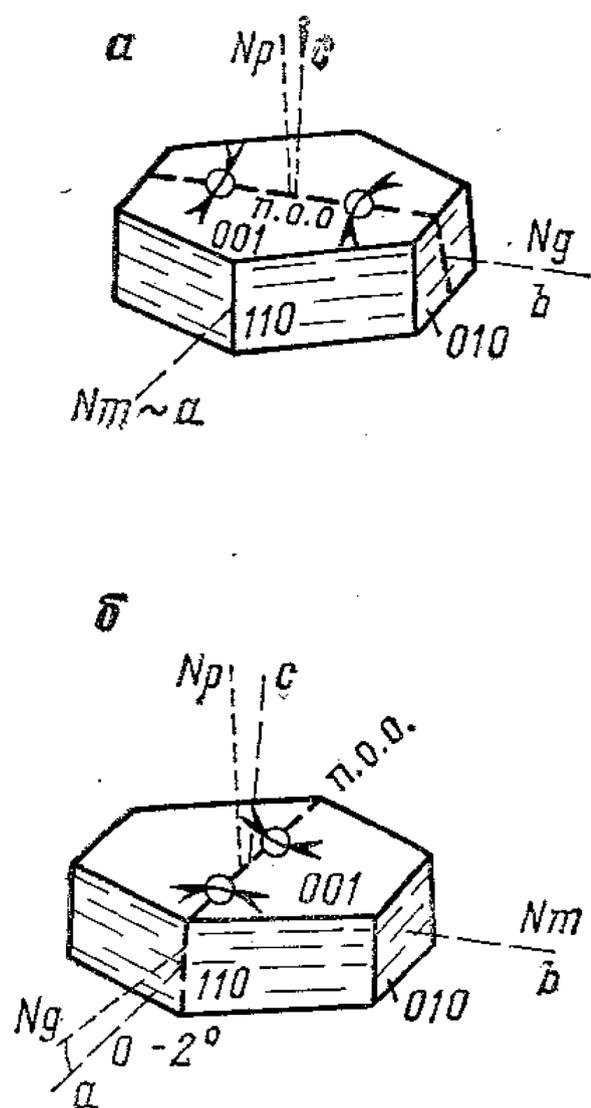


Рис. 49. Слюды:

а — мусковит, парагонит, фенгит, лепидолит, пирофиллит; б — циннвальдит

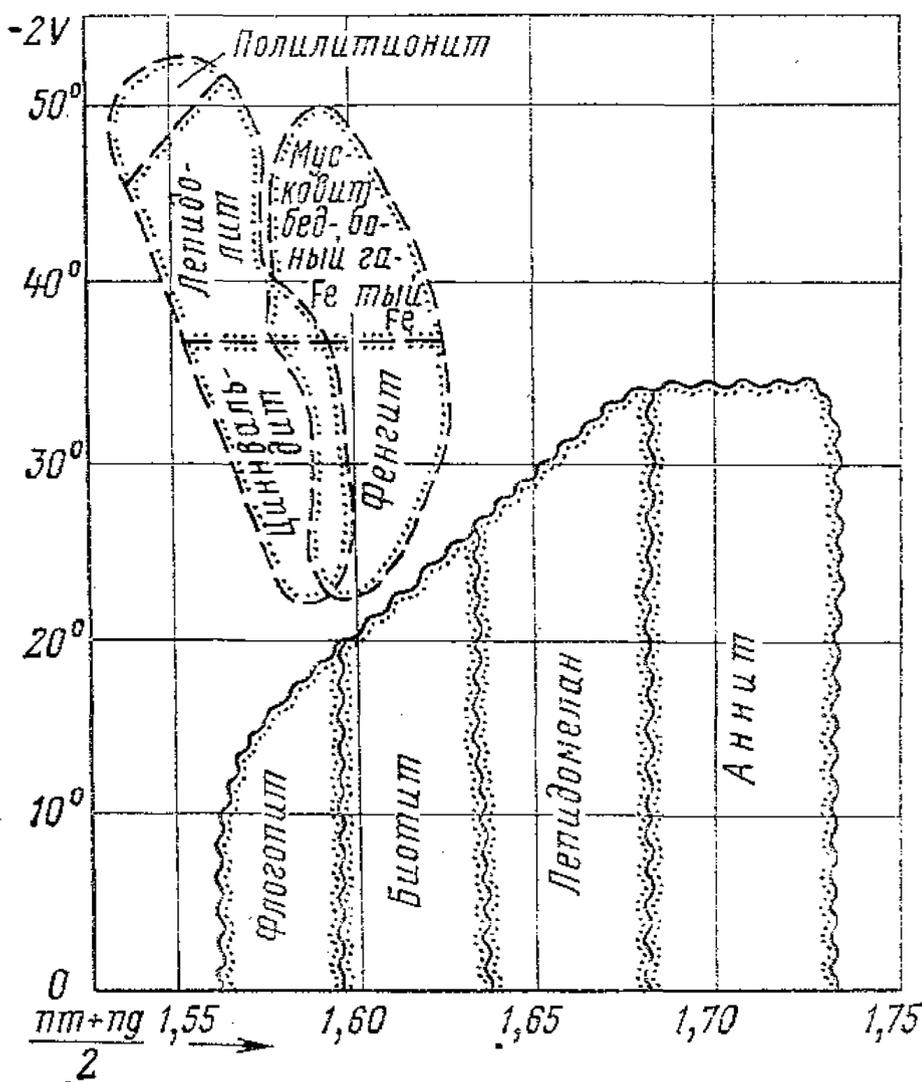


Рис. 50. Группа слюд [Трегер, 1968]

Моноклинные (рис. 49). Минимальные значения $np=1,525$; $nt=1,551$; $ng=1,554$; $ng-np=0,014$; $-2V=0-53^\circ$. Np почти перпендикулярна (001), а плоскость (001) — плоскость совершенной спайности. В сечениях $NgNt$, т. е. (001), двупреломление низкое, не выше 0,004, но в разрезах со спайностью двупреломление максимальное. Плоскость оптических осей перпендикулярна или параллельна (010). Дисперсия слабая. Встречаются двойники, плоскость срастания (001). Иногда слабо окрашены в буроватые, зеленоватые, синеватые, желтоватые, красноватые тона. Наибольшая абсорбция совпадает с плоскостью спайности. Хорошо образованные кристаллы имеют псевдогексагональные очертания. Вдоль спайности удлинение всегда положительное.

Мусковит и литиевые слюды образуются в гранитах, гранитных пегматитах, грейзенах, гидротермальных жилах; бесцветные флогопиты — в ультраосновных породах, в метаморфизованных известняках, доломитах; мусковит, парагонит, серициты — в разнообразных сланцах, гнейсах и метасоматитах.

Ориентировочное суждение о составе слюды может быть получено по данным рис. 50.

Мусковит $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$. $np=1,552-1,574$; $nt=1,582-1,610$; $ng=1,587-1,616$; $ng-np=0,036-0,049$; $-2V=30-47^\circ$; $c:Np=0-5^\circ$; $a:Nt=1-3^\circ$; $b:Ng=0^\circ$. Плоскость оптических осей перпендикулярна (010). Дисперсия $r > v$. Совершенная спайность по (001). Двойники срастаются по (001). В шлифах бесцветный. Заметна большая абсорбция в плоскости спайности (сравните с кальцитом, но в мусковите она слабей и заметна при условии правильного освещения шлифа).

Характерны изоморфные замещения. Калий замещается небольшим количеством кальция, рубидия, цезия и бария, и это замещение не вызывает отклонений от нормального мусковита. Натрий обычно содержится в количестве до 1 вес. % Na_2O (т. е. 12% парагонитовой составляющей). Но иногда натрий преобладает над калием и слюда рассматривается как самостоятельный минеральный вид — парагонит. Мусковиты могут содержать до 17 вес. % V_2O_5 , замещающего Al_2O_3 , и называются роскоэлитами. Мусковиты часто содержат по 2—4 вес. % Fe_2O_3 и FeO , до 2 вес. % MnO . Известны хромовые мусковиты — фукситы (до 6 вес. % Cr_2O_3). Мусковиты, содержащие до 3,5 вес. % Li_2O , называются литиевыми мусковитами, а с большим содержанием Li_2O — лепидолитами и рассматриваются как самостоятельные минеральные виды. Соотношение $\text{Si}:\text{Al}$ может изменяться от Si_3Al_1 до $\text{Si}_{3,5}\text{Al}_{0,5}$. Известны бесфтористые, чисто фтористые и промежуточные мусковиты. Серицит — микрочешуйчатая слюда неопределенного состава. Фенгит характеризуется отношением $\text{Si}:\text{Al}$, большим чем 3:1, что обычно сопровождается увеличением содержания железа и магния. Алургит — богатый марганцем фенгит. Гидромусковит характеризуется высоким содержанием H_2O и низким K_2O , что обусловлено замещением ионов калия на оксоний $(\text{H}_3\text{O})^+$. Гюмбелит — волокнистый магнезиальный мусковит. Иллит — криптокристаллические и смешаннослойные слюды и глинистые минералы.

Наибольшие трудности возникают при попытке отличить мусковит от бесцветного флогопита и талька. У последних $2V$ не поднимается выше 10° и они кажутся в коноскопе одноосными, а у мусковита $2V$ не снижается ниже 30° и он всегда дает двуосную фигуру (за редким исключением), которую в слюдах надо наблюдать в базальных разрезах (параллельных спайности), характеризующихся низкой интерференционной окраской и отсутствием спайности. Кроме того, у талька нельзя заметить эффект псевдоабсорбции и у него цвета интерференции близки к перламутровым. Однако эти отличия замечаются при известном опыте. Важным признаком являются парагенетические ассоциации: мусковит связан с гранитными породами, а флогопит и тальк — с ультраосновными и карбонатными породами, богатыми магнием. Отличить серицит от талька в шлифах бывает практически невозможно.

Удобнее всего определять осность слюд не в шлифах, где разрезы, параллельные плоскости спайности, редки, а в отдельных препаратах. Из образца пластинки слюды крошатся на предметное стекло и заливаются каплей глицерина или, если необходимо определить $2V$ на федоровском столике, бальзамом (в этом случае препарат необходимо закрыть покровным стеклом). В таком препарате во всех пластинках острая биссектриса будет более или менее параллельна оптической оси микроскопа. Пластинки слюды толщиной 1—2 мм можно непосредственно помещать на столик микроскопа или столик Федорова. Для определения осности слюд из микрочешуйчатых агрегатов такие препараты незаменимы.

Канкринит, который может быть принят за мусковит, а в щелочных породах они часто встречаются совместно, имеет преломление ниже бальзама. Базальные сечения мусковита можно принять за кварц или топаз. В отличие от последних, такие сечения мусковита имеют мелкопятнистое («ситовидное») погасание и в коноскопе дают прекрасную фигуру двуосного отрицательного минерала. Кварц и топаз — минералы положительные. У топаза хорошо заметна шагреневая поверхность ($n \approx 1,620$). Как и скаполит, мусковит часто развит по плагиоклазам. Их легко смешать, но скаполит — одноосный отрицательный, имеет спайность, пересекающуюся под углом 90° , характерные прямоугольные разрезы и неправильные зерна (у мусковита же удлиненные пластинки). Бесцветные амфиболы (тремолит) и пироксены имеют косое погасание относительно спайности, а также характерную спайность, пересекающуюся под углом 124° (56°) у амфиболов и под углом $88—90^\circ$ у пироксенов. У них преломление значительно выше бальзама и хорошо заметна шагреневая поверхность. От каолинита и бесцветных хлоритов мусковит отличается по высокой интерференционной окраске. Различить му-

сковит и литиевые слюды в шлифах, как правило, не представляется возможным. Но у литиевых слюд np чаще имеет 1,525—1,530, тогда как у мусковита np не опускается ниже 1,550. Таким образом, если бесцветная слюда имеет np (исследуются сечения с ясной спайностью, т. е. сечения $NgNp$) ниже или близкий к бальзаму, то это не мусковит, а литиевая слюда.

Парагонит $NaAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$. В шлифах оптическими методами парагонит не может быть отличим от мусковита. Отличие производится химическим или рентгеноструктурным анализом.

Лепидолит $K(Li, Al)_{2,5-3}[Al_{1-0,5}Si_{3-3,5}O_{10}](OH, F)_2$. $np=$
 $=1,525-1,548$; $nt=1,551-1,585$; $ng=1,554-1,587$; $ng-np=0,018-0,038$;

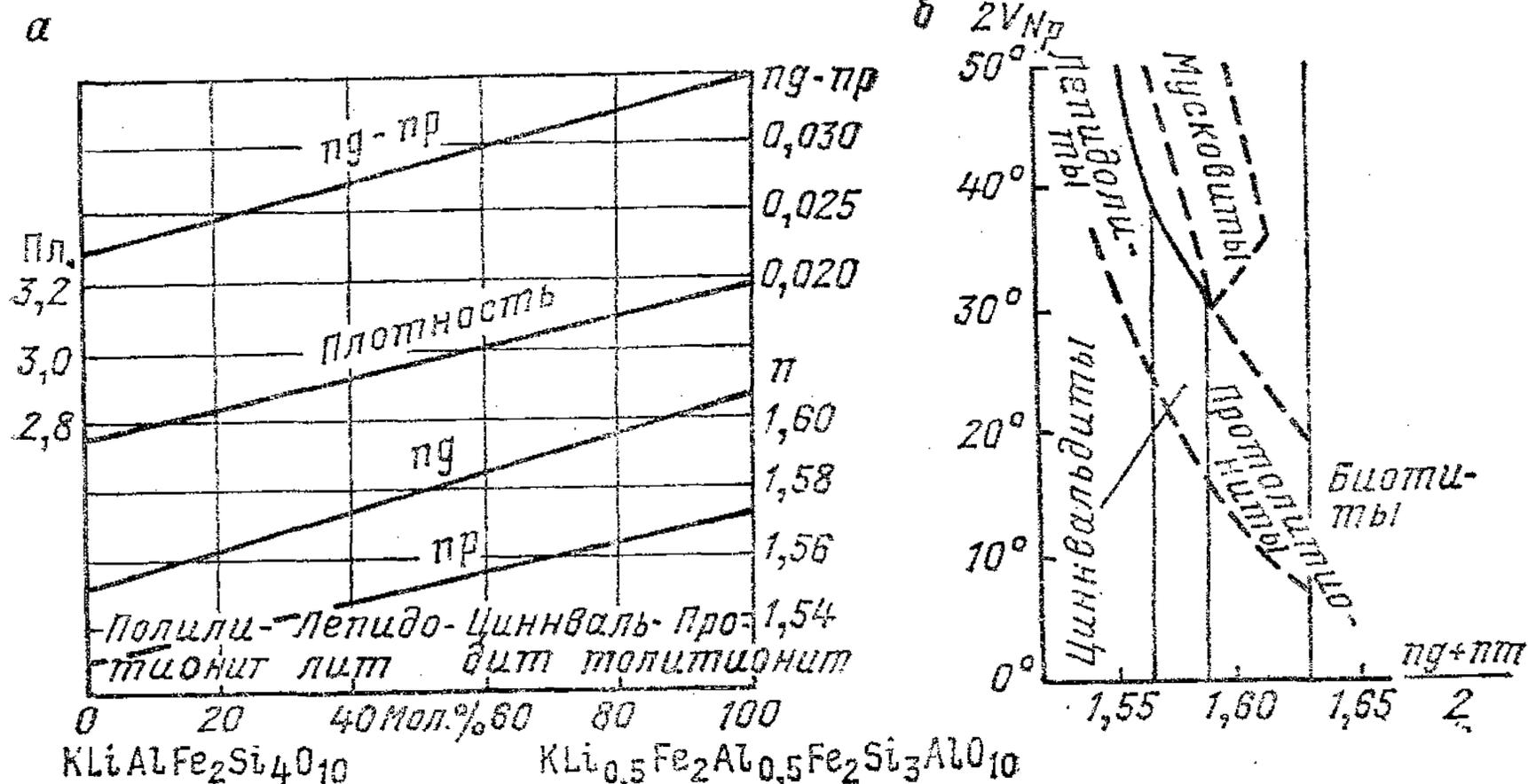


Рис. 51. Зависимость оптических свойств литийсодержащих и литиевых слюд от состава: а — по Трегеру [1968]; б — по Лapidесу и др. [1977] для слюд из редкометальных гранитоидов (пунктир ограничивает поля наиболее распространенных разновидностей)

$-2V=0-58^\circ$; $c:Ng=0-7^\circ$. В шлифах бесцветный. С трудом отличается от мусковита (см. мусковит). Образуется в аналогичных, как и мусковит, породах — в гранитных пегматитах и грейзенах. Ассоциируется с литиевыми минералами (амблигонитом, сподуменом, циннвальдитом). Рис. 51. См. также группу биотита.

Циннвальдит $K(Fe^{+2}_{1-0,5}Li_{1-1,5}Al)_3[Al_{1-0,5}Si_{3-3,5}O_{10}](F_{1,5-1}, OH_{0,5-1})_2$. $np=1,535-1,558$; $nt=1,570-1,589$; $ng=1,572-1,590$; $ng-np=$
 $=0,035$; $-2V=0-40^\circ$; $c:Ng=0-2^\circ$. В шлифах бесцветный или буроватый. Минерал редкий. Встречается преимущественно в гранитных пегматитах и гидротермальных жилах, связанных с гранитами.

Пирофиллит — $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$

$np=1,534-1,556$; $nt=1,586-1,589$; $ng=1,596-1,601$; $ng-np=0,050$;
 $-2V=53-62^\circ$. В шлифах бесцветный. Очень мягкий (тв. 1—2). Образуется весьма тонкозернистые агрегаты пластинок, радиально-лучистых кристаллов, сферолитов. Пластинки гибкие, но не эластичные, жирны на ощупь. От талька и мусковита отличается большим $2V$, от каолинита — более высоким дву-
 преломлением. Образуется пирофиллит при гидротермальных процессах, обычно совместно с кварцем. Иногда развит по дистену и полевым шпатам. Редкий.

Тальк — $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$

Моноклинный. Рис. 52. $n_p=1,539-1,550$; $n_m=1,589-1,594$; $n_g=1,589-1,600$; $n_g-n_p=0,050$; $-2V=0-30^\circ$; N_g и N_m параллельные плоскости совершенной спайности по (001). Плоскость оптических осей перпендикулярна (010). В шлифах бесцветный. Из примесей в значительных количествах присутствует железо. В железистых кварцитах встречается минерал — тальк, в котором магний почти полностью замещен железом. Тальк обычно образует микрокристаллические листоватые и волокнистые агрегаты или звездчатые скопления. Жирен на ощупь.

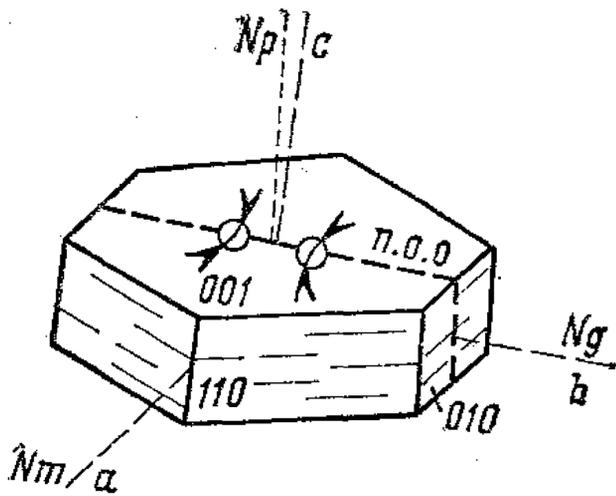


Рис. 52. Тальк

С трудом отличается от серицита, который образует такие же тонкозернистые агрегаты. Для их отличия в шлифах необходимо иметь в виду ряд особенностей. Наиболее надежным отличием является угол $2V$ (у мусковита не опускается ниже 30°), если размер пластинок позволяет его измерить. Далее, n_p мусковита всегда выше бальзама (1,550), а у талька почти равен бальзаму и, следовательно, он сливается с ним, но при этом необходимо учитывать изменчивость преломления бальзама. У талька выше двупреломление

и, благодаря его низкой твердости, часто наблюдаются перламутровые цвета интерференции, тогда как у мусковита цвета интерференции в пределах одной пластинки однородные, хотя такие же высокие. Важным диагностическим признаком является парагенезис: тальк, как минерал постмагматический, образуется в породах, богатых магнием, и замещает существенно магниевые минералы, но этим признаком надо пользоваться осторожно, ибо тальк встречается в таких же породах, как и серицит, например в кварцитах, метасоматизированных кислых эффузивах и гранитоидах. Наиболее надежное отличие возможно химическим или спектральным анализом, хотя бы на щелочи. Обычно же тальк образуется при гидротермально-метасоматическом изменении ультраосновных, карбонатных и глинистых пород, а также при метаморфизме осадочных пород за счет монтмориллонита или ретроградном метаморфизме кристаллических сланцев с пиропом и кианитом.

Глинистые минералы

Глинистые минералы являются продуктом разложения силикатов и алюмосиликатов в различных породах, подвергшихся гидротермальному изменению или выветриванию. Главная особенность, определяющая методы изучения и диагностики глинистых минералов, состоит в том, что размеры их частиц не превышают 0,01 мм и редко достигают 0,1—1 мм. Присутствие глинистых минералов обычно устанавливается в образцах пород макроскопически, дальнейшая диагностика проводится разнообразными методами.

Изучение шлифов и иммерсионных препаратов, содержащих глинистые минералы, — важнейший и необходимый, а иногда в силу обстоятельств единственный метод их диагностики. Надежная диагностика сложных разновидностей и всестороннее изучение глинистых минералов осуществляется методами рентгеновского, термического, химического анализов, электронной микроскопии, электронографии, инфракрасной спектроскопии.

Глинистые минералы относятся к слоистым силикатам и алюмосиликатам, кристаллическая структура которых образована чередованием слоев SiO_4 - или $(Si, Al)O_4$ -тетраэдров со слоями гидроксильных октаэдров, в центре которых располагается атом алюминия, железа или магния, причем двухвалентный магний выполняет все октаэдры (триоктаэдрические силикаты),

а трехвалентный алюминий — только два из трех (диоктаэдрические силикаты). В основе структуры каолинита, диккита, накрита и галлуазита лежат двуслойные пачки, образованные тетраэдрическим и октаэдрическим слоями. Глинистые минералы с трехслойной структурой состоят из двух внешних тетраэдрических и среднего октаэдрического слоев: монтмориллонит и нонтронит — с водой и обменными катионами между пачками; гидрослюды и

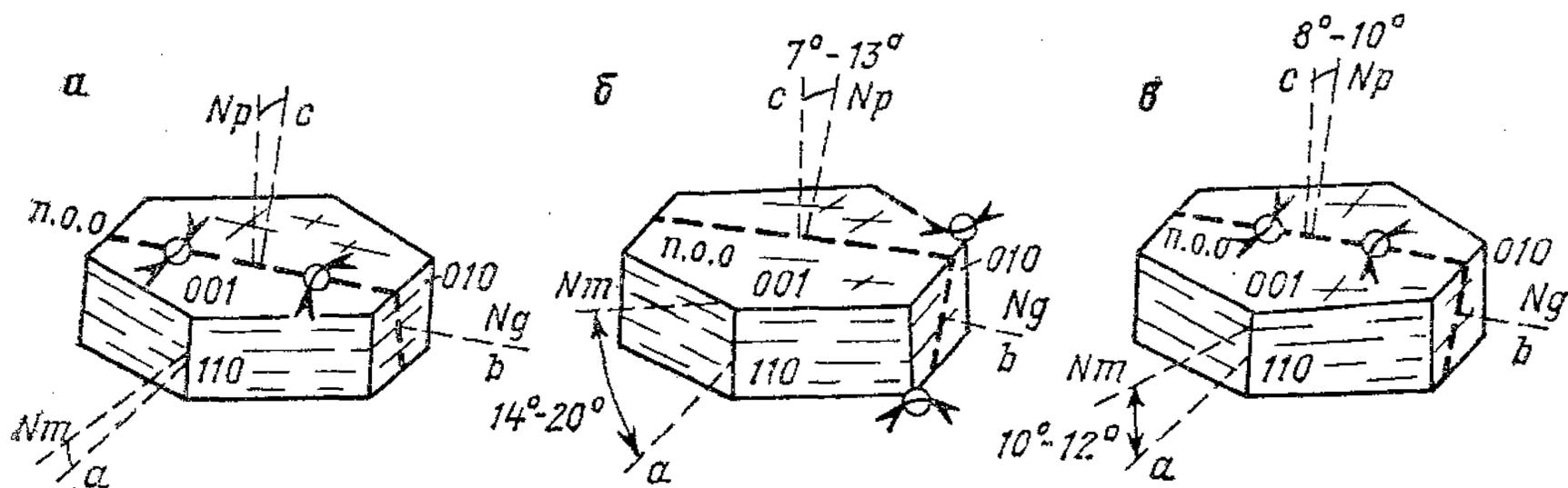


Рис. 53. Группа каолинита:
а — каолинит; б — диккит; в — накрит

глауконит — с калием между пачками; вермикулит — с гидратированным слоем катионов магния $Mg_x(H_2O)_4$ между пачками. Слоистость приводит к возможности упорядоченного и беспорядочного расположения пачек, появлению большого числа политипов, множеству смешаннослойных структур, непостоянству химического состава минеральных видов, межслоевой воды, адсорбционной воды, гидратированных комплексов.

Каолинит, диккит, накрит $Al_2[Si_2O_5](OH)_4$.

Каолинит. Триклинный. Рис. 53. $ng=1,560-1,570$; $nm=1,559-1,569$; $np=1,553-1,565$; $ng-np=0,006$; $-2V=24-50^\circ$. Слабая дисперсия $r>v$. Плоскость оптических осей перпендикулярна (010). $b=Ng$; $a:Nm=1-3,5^\circ$. Спайность по (001) совершенная. Встречается в виде тонкозернистых, мелкочешуйчатых, веерообразных агрегатов, псевдогексагональных пластинок в разрезах по (001). В шлифах бесцветный, иногда слабо-желтоватый, агрегаты мельчайших разноориентированных чешуек каолинита в шлифах нормальной толщины кажутся непрозрачными. Такие агрегаты в отраженном свете имеют белый или слегка желтоватый цвет. Наблюдение каолинита в проходящем свете в таких агрегатах можно производить в местах выклинивания шлифа, где толщина снижается и различаются отдельные кристаллики.

Каолинит — типичный минерал выветривания, встречается также как аутигенный минерал осадочных пород. Может образовываться и при низкотемпературных гидротермальных процессах.

В шлифах каолинит совсем не похож на монтмориллонит и серицит, отличаясь от них меньшим двупреломлением и более высокими показателями преломления.

Политипные разности каолинита — диккит и накрит — моноклинные. В шлифах отличаются от каолинита с трудом по углу погасания. В дикките угол $a:Nm$ равен $14-20^\circ$, в накрите — $10-12^\circ$. Угол оптических осей у диккита положительный от 50 до 80° , $r<v$; у накрита отрицательный от 40 до 90° , $r>v$. Диккит имеет исключительно гидротермальное происхождение, накрит — гидротермальное и пневматолитовое. Надежное отличие их возможно только рентгеноструктурным и электронографическим методами.

Для точной диагностики каолинита применяется термический метод: эндотермическая реакция при $550-610^\circ C$ — разрушение кристаллической решетки, экзотермическая при $925-1000^\circ C$ — начало кристаллизации муллита и образование аморфного продукта, возможна экзотермическая реакция при $1200-1300^\circ C$ — кристаллизация SiO_2 .

Галлуазит — $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. n изменчивый, от 1,507 до 1,550, увеличивается с уменьшением содержания воды; $n_g - n_p = 0,002$, кажется почти изотропным. Отличается характерной трубчатой структурой, наблюдаемой в электронном микроскопе. Чаще всего встречается в смесях, редко в виде самостоятельных образований. Образует землистые или фарфоровидные массы низкой твердости белого или желтоватого цвета, иногда в трещинах галлуазит имеет шестоватое строение. В шлифах бесцветный.

Галлуазит образуется в коре выветривания как составная часть каолиновых глин. На термической кривой нагревания галлуазит имеет те же интенсивные эндо- и экзотермические реакции, что и каолинит, а также одну низкотемпературную эндотермическую реакцию (отличие галлуазита от каолинита).

Монтмориллонит — $\text{Na}_{0,33}\{(\text{Al}_{1,67}\text{Mg}_{0,33})[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2\} \cdot 0,334\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный. Рис. 54. Монтмориллонит чаще всего встречается в виде тонкодисперсных червеобразных, чешуйчатых и сферолитовых агрегатов белого, серого, буроватого цвета. Иногда компоненты таких агрегатов одинаково ориентированы и имеют вид хорошо образованных кристаллов, но в электронном микроскопе обнаруживают тонкое пластинчатое строение. В иммерсионных препаратах монтмориллонит взаимодействует с жидкостями, изменяя свои свойства, поэтому измерения надо производить как можно быстрее. Монтмориллонит обладает большой способностью к адсорбции и катионному обмену. Содержит переменные количества примесей Са, Fe и других катионов, а также межслоевой воды. При нагревании (100—

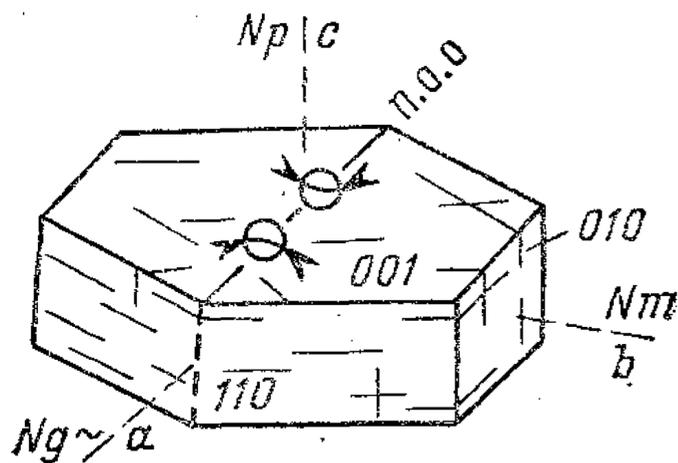


Рис. 54. Монтмориллонит и нонтронит

200° С) легко теряет воду, но при обычной температуре также легко поглощает (порошок в воде, превращается в студенистую массу). $n_p = 1,480 - 1,570$; $n_g = 1,500 - 1,600$; $n_g - n_p = 0,020 - 0,30$; $-2V = 0 - 30^\circ$. $b = Nm$; Np почти перпендикулярна (001); плоскость оптических осей \parallel (010). Совершенная спайность по (001).

Кривая нагревания показывает три эндотермические остановки: 100—250, 500—700 и 800—900° С; при 1000° С кристаллическая решетка разрушается. В отличие от каолинита, галлуазита и гидрослюд, монтмориллонит обладает характерной способностью поглощать и выделять воду, обменивать катионы.

Монтмориллонит образуется за счет выветривания различных магматических пород в щелочных условиях и при постгенетических изменениях вулканического стекла, а также в осадках как аутигенный минерал.

Нонтронит — $\text{Na}_{0,33}\{\text{Fe}_2^{+3}[\text{Al}_{0,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}](\text{OH})_2\} \cdot 0,334\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный (см. рис. 54). Встречается в виде скрытокристаллических землистых масс и мелких чешуек с совершенной спайностью по (001). В агрегатах цвет зеленовато-желтый, буровато-желтый. В шлифах в разрезах, параллельных (001), ясно зеленоватый или буровато-зеленоватый, перпендикулярно (001) — желтый. $n_p = 1,560 - 1,610$; $n_g = 1,570 - 1,640$; $n_g - n_p = 0,030 - 0,045$; $-2V = 25 - 70^\circ$. Остальные свойства такие же, как у монтмориллонита. Величина показателей преломления находится в зависимости от содержания железа в серии монтмориллонит — нонтронит: при отсутствии железа $n_g = 1,550$; 10 вес. % Fe_2O_3 — $n_g = 1,580$; 20 вес. % Fe_2O_3 — $n_g = 1,610$; 30 вес. % Fe_2O_3 — $n_g = 1,640$.

Образуется при выветривании железосодержащих силикатов, характерен для никелевых, кобальтовых и железных руд выветривания.

Гидрослюда (гидромусковит) $\text{K}_{1-x}(\text{H}_2\text{O})_x\{\text{Al}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \cdot (\text{OH})_{2-x} \times (\text{H}_2\text{O})_x\}$. Моноклинный. Часто употребляют синоним — иллит. Кристалличе-

ская структура гидрослюды смешаннослойного строения состоит из слоев мусковитового и монтмориллонитового (или каолинитового) типа. Свойства гидрослюды изменяются от сходных с мусковитом до монтмориллонитовых минералов. Встречается в виде чешуйчатых агрегатов обычно белого цвета с разными оттенками. В шлифах бесцветные. Оптические свойства гидрослюды колеблются в больших пределах из-за разной степени гидролиза и наличия примесей: $n_p=1,540-1,570$; $n_m=1,570-1,610$; $n_g=1,570-1,610$; n_g-n_p около 0,030; $-2V=0-10^\circ$. На термической кривой наблюдаются три эндотермические остановки: 100—200, 500—650; 850—950° С и экзотермическая 900—1000° С.

Гидрослюды — обычные минералы осадков и низкотемпературных метасоматитов.

Глауконит $K(Fe^{+3}, Al, Fe^{+2}, Mg)_2 [AlSi_3O_{10}] (OH)_2 \cdot nH_2O$. Моноклинный. Химический состав непостоянен. Содержит примеси Na, Ca и других элементов. Структура глауконита представляет переходный тип от мусковитовых слюд к фенгиту и селадониту. Образует, как правило, округлые тонкозернистые агрегаты (рис. 55), состоящие из плохо образованных пластинок, иногда с радиально-лучистым строением, реже — мелкие кристаллики гексагонального слюдоподобного облика. Нередко глауконит образует псевдоморфозы по раковинам, копролитам, замещает зерна железо-магнезиальных минералов, выпадает в виде цемента в песчаниках. Цвет агрегатов обычно зеленый, темно-зеленый до желто-зеленого, но примеси делают его и более светлым. В шлифах ярко-зеленый, желто-зеленый, светло-зеленый. Может обнаруживать плеохроизм: N_p — соломенно-желтый, желтовато-зеленый или зеленый; $N_m=N_g$ — темно-желтый или голубовато-зеленый. $n_p=1,592-1,610$, $n_m=n_g=1,613-1,643$; $n_g-n_p=0,014-0,032$; $-2V=0-24^\circ$. Дисперсия $r > v$. Совершенная спайность по (001). Плоскость оптических осей параллельна (010). Для некоторых глауконитов установлена прямая зависимость показателей преломления от содержания трехвалентного железа. Однако не менее сильная обратная зависимость установлена от содержания адсорбированной воды, поэтому диаграммы, связывающие эти свойства, носят частный характер. Увеличение Fe^{+3} усиливает интенсивность зеленой окраски агрегатов глауконита от почти бесцветных (низкое отношение $Fe^{+3}:Al$) до темно-зеленых. На термической кривой наблюдаются две эндотермические остановки 100 и около 500° С и одна экзотермическая 900—1000° С.

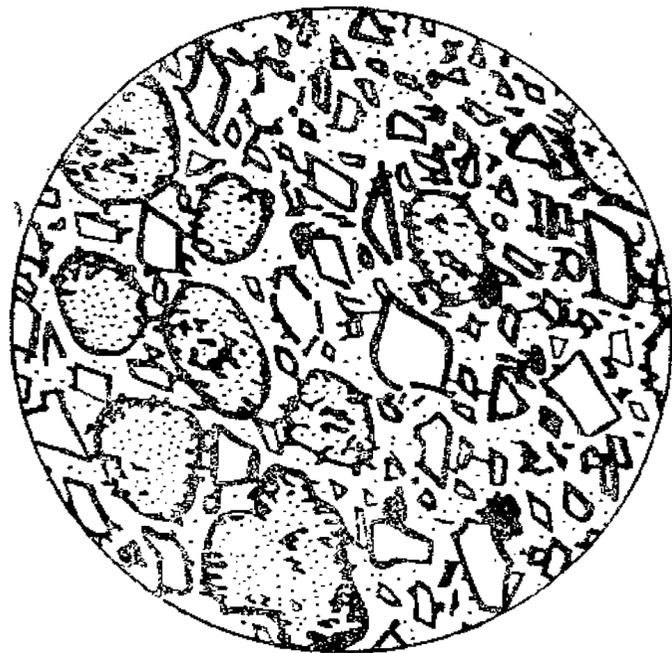


Рис. 55. Глауконитовые округленные зерна (крап) в песчанике. Диаметр 1 мм. Без анализатора [Вильямс и др., 1957]

Глауконит похож на хлориты. Отличается от последних по плеохроизму, а также бóльшим двупреломлением, при этом агрегаты глауконита, имея тонкозернистое строение и зеленую окраску, выглядят почти одинаково как без анализатора, так и с анализатором, обладают агрегатной поляризацией.

Глауконит распространен в осадочных породах морского происхождения: песчаниках, глинах, карбонатных породах, фосфоритах. Известны гидротермальные глаукониты.

Всесторонняя характеристика минералов группы глауконита дана И. В. Николаевой в монографии «Минералы группы глауконита в осадочных формациях» [Труды ИГГ, вып. 328. Новосибирск, Наука, 1977, 322 с.]. В частности, она рекомендует следующие названия разновидностей, независимо от их осадочного или гидротермального генезиса: сколит — богатый Al, глауконит — богатый Fe^{+3} , селадонит — богатый Mg.

Вермикулит $Mg_x (H_2O)_4 \{Mg_{3-x} [AlSi_3O_{10}] (OH)_2\}$. Моноклинный. Обычны значительные примеси Fe^{+3} (до 0,5 формульных единиц), Fe^{+2} , Mn.

Ti, Ca. Образует как крупнопластинчатые, чешуйчатые агрегаты, похожие на флогопит, так и тонкодисперсные массы среди глин, в корках выветривания. Известны псевдоморфозы по флогопиту и биотиту. Цвет в агрегатах коричневый, желтый с золотистым оттенком («кошачье золото»). В шлифах вермикулит похож на биотит. Важный диагностический признак — пластинки быстро вспучиваются при нагревании в пламени спички или свечи, образуя червячные формы с увеличением толщины в 10—20 раз от первоначальной. $n_p = 1,525—1,564$; $n_m = n_g = 1,545—1,583$; $n_g - n_p = 0,020—0,030$; $-2V = 0—8^\circ$. Дисперсия $r \leq v$. N_p почти перпендикулярна (001). Плоскость оптических осей \parallel (010). Как видно, вермикулит имеет меньшие значения показателей преломления и двупреломления, чем биотит, и более высокое двупреломление, чем хлорит. Обычны разности, промежуточные по составу и свойствам между биотитом и вермикулитом.

Берилл — $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$

Гексагональный, $n_e = 1,565—1,590$; $n_o = 1,567—1,598$; $n_o - n_e = 0,004—0,008$. Одноосный отрицательный, но иногда $-2V = 17^\circ$. Плохая спайность по (0001), поперечная призма. Двойники в шлифах наблюдаются исключительно-

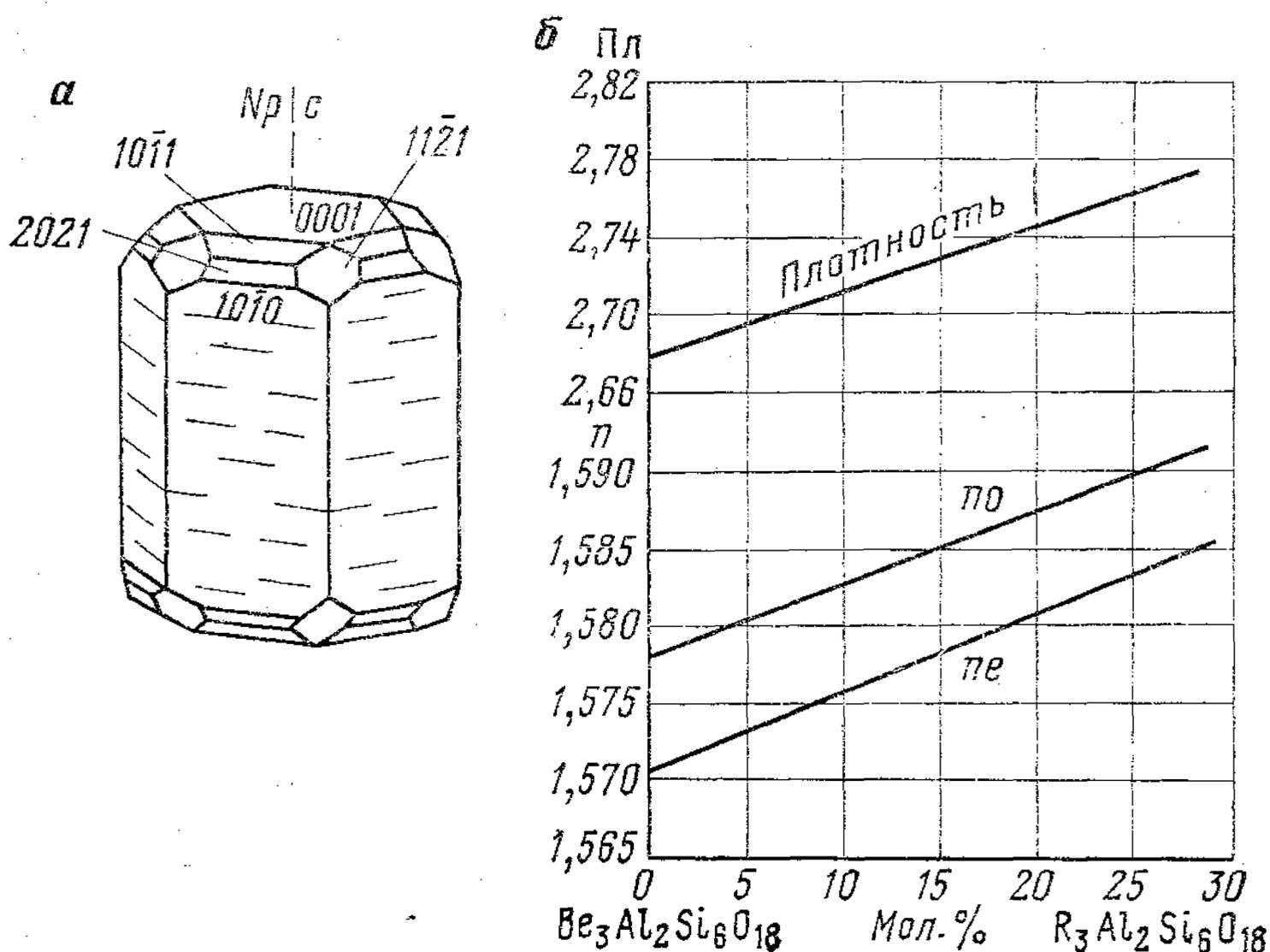


Рис. 56. Берилл (а) и зависимость показателей преломления и плотности от состава берилла (б). $R = \text{Na} + \text{Li} + \text{Cs} + \text{Rb}$ [Дир и др., 1965]

но редко. В шлифах бесцветный, даже изумруд. Погасание прямое, удлинение отрицательное, а относительно спайности положительное. Формы выделения: призмьы и зерна. Очень часто состав содержит щелочи (до 5—7 вес. %), главным образом Na и Li. Существует прямая зависимость преломления и плотности от содержания щелочей (рис. 56).

Берилл — типичный минерал гранитных пегматитов и грейзенов.

Смешать берилл можно с кварцем, но если глаз приучен к различению ограничений и рельефа, то сразу заметен более высокий показатель преломления берилла, у которого также видны трещинки спайности; он оптически отрицательный (кварц положительный), удлинение также отрицательное (у кварца положительное). Похожие на берилл кристаллы образует апатит,

но у апатита выше преломление и хорошо видна шагреневая поверхность. Это же относится к топазу, который к тому же двуосный положительный, у него выше двупреломление, а удлинение относительно спайности всегда отрицательное (у берилла же относительно спайности всегда положительное).

Брусит — $Mg(OH)_2$

Тригональный. Рис. 57. Часто содержит примеси MnO (до 18 вес. %) и FeO (до 10 вес. %). Одноосный положительный, иногда аномально двуосный. $n_o=1,560-1,590$; $n_e=1,580-1,600$; $n_e-n_o=0,012-0,020$. Очень сильная дисперсия, поэтому можно наблюдать аномальные красновато-бурые цвета интерференции. Характерна деформация кристаллов, что обуславливает аномальные оптические свойства — становится двуосным. Бесцветный. Формы: листоватые, волокнистые. Прекрасная спайность по (0001). Удлинение отрицательное. От мусковита и талька отличается тем, что они двуосные отрицательные. Характерный минерал метаморфизованных доломитов и известняков, а также встречается в серпентинитовых и хлоритовых породах, богатых магнием. Показатели преломления брусита прямо зависят от его железистости. Установлено, что увеличение n_o на 0,002 соответствует увеличению железистости на 1 мол. % ($n_o=1,560$ соответствует чистому бруситу).

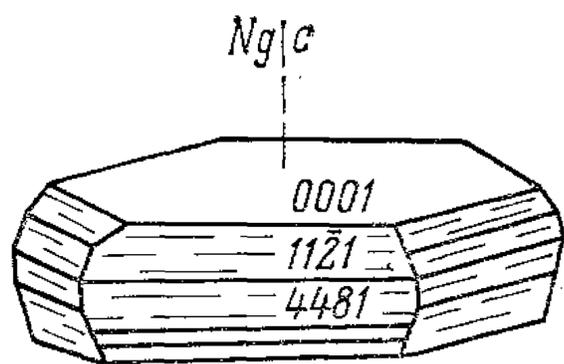


Рис. 57. Брусит

Алуни́т — $(K, Na)Al_3[SO_4]_2(OH)_6$

Тригональный. Рис. 58. Структура — слоистая. Видимо, существует непрерывный изоморфизм между калием и натрием, но среди природных алуни́тов наибольшее распространение имеют калиевые разновидности, часто с примесью 2—5 вес. % Na_2O . Чисто калиевые алуни́ты содержат около 12 вес. % K_2O . Чисто натриевые — получили название натроалуни́тов (до 11 вес. % Na_2O). Известны разновидности с примесью железа (до 5 вес. % Fe_2O_3), редких земель (до 1,7 вес. % TR_2O_3), стронция (до 3 вес. % SrO), с избытком воды (возможно, за счет H_3O^+) [см. М. А. Кашкай «Алуни́ты, их генезис и использование». М., Недра, 1970. Т. 1—2].

$n_e=1,602-1,578$; $n_o=1,583-1,565$; $n_e-n_o=0,008-0,025$. По оптическим свойствам калиевые и натриевые разновидности не различаются.

Встречается алуни́т в виде тонкозернистых, волокнистых, шестоватых, землистых агрегатов, реже в виде толстотаблитчатых кристаллов, еще реже наблюдаются ромбические кристаллы, похожие на кубы. Спайность по (0001) совершенная. В шлифах бесцветный. Минерал оптически одноосный положительный. Наблюдается заметный рельеф, характерны прямое погасание и отрицательное удлинение относительно спайности.

В шлифах алуни́т похож на мусковит и канкринит, но мусковит отличается положительным удлинением относительно спайности и отрицательным оптическим знаком, канкринит имеет показатели преломления ниже бальзама ($n=1,488-1,528$).

Возникает алуни́т за счет изменения кислых и средних вулканитов при воздействии на них сульфатных гидротермальных растворов, во вторичных кварцитах. Образует иногда значительные массы.

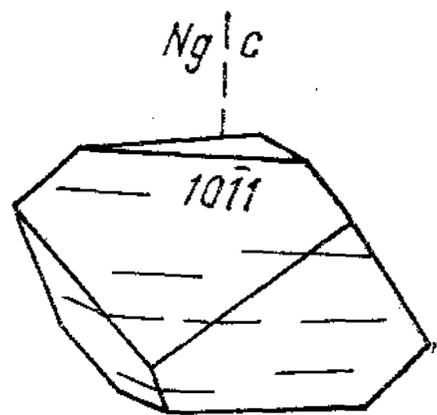


Рис. 58. Алуни́т

Ангидрит — $\text{Ca} [\text{SO}_4]$

Ромбический. Рис. 59. Состав постоянный, с небольшими примесями магния, стронция и бария.

$n_p = 1,569—1,574$; $n_m = 1,574—1,579$; $n_g = 1,609—1,618$; $n_g - n_p = 0,040—0,045$; $+2V = 42—44^\circ$. $a = Ng$; $c = Np$; $b = Nm$. Плоскость оптических осей $\parallel (100)$. Дисперсия $r < v$. Совершенная спайность по (010), хорошая по (100) и (001), поэтому характерны разрезы со спайностью, пересекающейся под

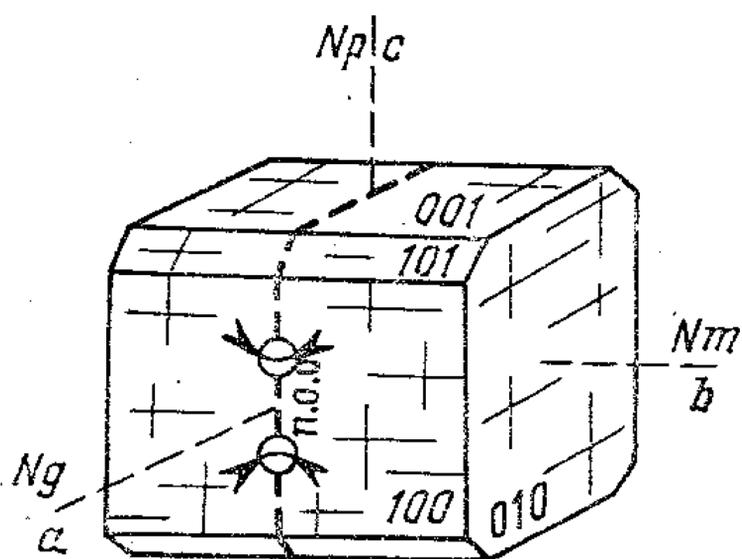


Рис. 59. Ангидрит

прямым углом. Характерны простые и полисинтетические двойники, обычно по (011). В шлифах бесцветный. Формы выделений: зернистые агрегаты, группы параллельных и радиально-лучистых волокон, кристаллы толстотаблитчатого габитуса. Четко проявлена псевдоабсорбция, похожая на псевдоабсорбцию мусковита.

Образуется ангидрид обычно при упаривании морской воды в составе соленосных отложений. Гидротермальный ангидрит известен на многих месторождениях и в районах активного вулканизма.

5-я группа.

$n \approx 1,610—1,660$

Ограничения и рельеф отчетливые. Ясная шагрeneвая поверхность (поверхность ватманской бумаги), если освещение правильно установлено. Так как преломление заметно больше балзама, дисперсионный эффект и полоска Бекке легко улавливаются.

Топаз — $\text{Al}_2 [\text{SiO}_4] (\text{OH}, \text{F})_2$

Ромбический. Рис. 60. Природные топазы по составу близки приведенной формуле, общее количество примесей обычно не превышает 1 вес. %. Основа структуры топаза — зигзагообразные цепочки (параллельно оси c) AlO_4F_2 -октаэдров и SiO_4 -тетраэдров и послойное расположение (перпендикулярно оси c) атомов Al. Такая структура обуславливает вытянутость кристаллов вдоль c и наличие спайности по (001).

$n_p = 1,606—1,629$; $n_m = 1,609—1,631$; $n_g = 1,616—1,638$; $n_g - n_p = 0,008—0,011$; $2V = 48—68^\circ$. $c = Ng$; $b = Nm$; $a = Np$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Наблюдения конусокопической фигуры удобно проводить в разрезах, параллельных плоскости спайности, с наиболее низким двупреломлением. Совершенная спайность по (001), поперечная призма. Удлинение может быть и положительным, и отрицательным, но относительно спайности всегда отрицательное (тогда как у берилла всегда положительное). Бесцветный. Формы: зерна, пластины, призмы. Призматические кристаллы всегда имеют положительное удлинение. Погасание относительно спайности и в призматических разрезах всегда прямое. Для топазов установлены колебания в отношении фтора и гидроксил-иона, влияющие на оптические свойства (рис. 61).

Смешать топаз можно с бериллом (см. берилл), апатитом, андалузитом. У апатита двупреломление не выше 0,005 и поэтому он в шлифах серый. Апатит одноосный отрицательный, не имеет такой, как у топаза, спайности, в призматических разрезах удлинение отрицательное. Андалузит двуосный отрицательный, удлинение в призматических разрезах отрицательное ($c = Np$), спайность по призме, часто окрашен, содержит углистые включения, наконец, андалузит — минерал метаморфических пород, роговиков, гнейсов, кристаллических сланцев, в которых топаз не встречается. С первого взгляда топаз можно смешать с цоизитом, везувианом, мелилитом, но все они имеют

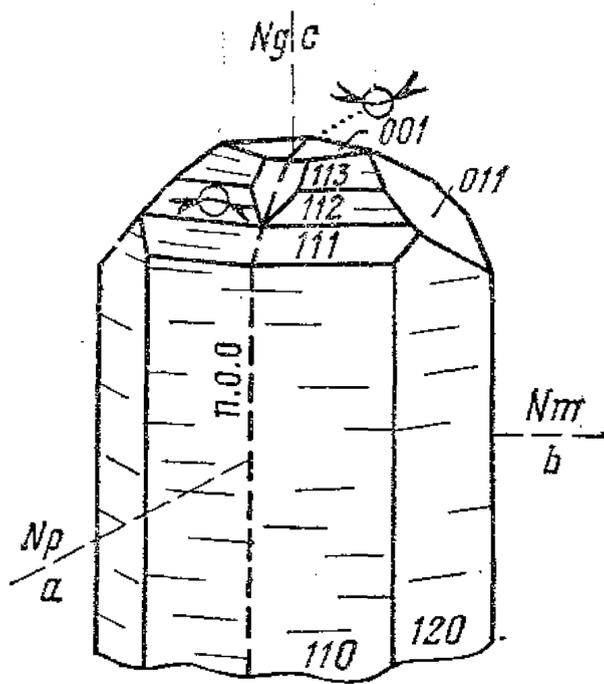


Рис. 60. Топаз

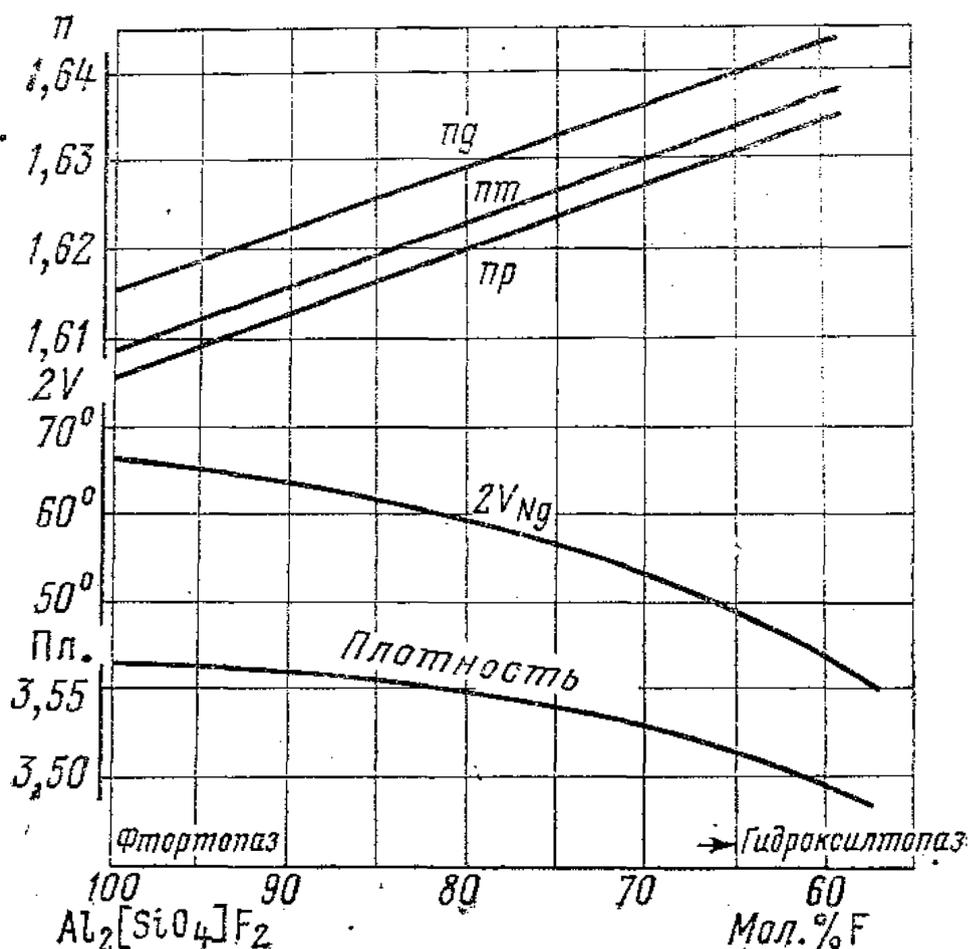


Рис. 61. Зависимость оптических свойств и плотности от состава топаза [Трегер, 1968]

характерные цвета интерференции — аномальные, которые у топаза никогда не наблюдаются. По отчетливому рельефу и ясной шагреневой поверхности топаз легко отличается от кварца и полевых шпатов. Иногда с топазом можно смешать базальные сечения мусковита (см. мусковит). Но такие разрезы мусковита имеют низкую интерференционную окраску, двусные отрицательные, шагреневая поверхность едва улавливается.

Топаз — типичный минерал грейзенов, но встречается в гранитах и пегматитах. Очень часто встречается совместно с бериллом и флюоритом. Характерны вторичные продукты — агрегаты серицита и глинистых минералов, образующие оболочки на зернах топаза и по трещинам.

Топаз изредка встречается в тяжелой фракции шлихов из осадочных пород. Идиоморфные кристаллы редки, обычно встречается в виде полуугловатых и неправильной формы зерен. В них нередки включения жидкости, а также ильменита и гематита.



Гексагональный. Рис. 62. Кальций может замещаться значительным количеством марганца (до 11 вес. % MnO), железа (до 5 вес. % $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$), стронция (до 24 вес. % SrO), магния (до 8 вес. % MgO), редких земель (до 24 вес. % TR_2O_3) и некоторых других; в анионной части отмечены CO_2 (до 8 вес. %), SO_3 (до 4 вес. %), Cl (до 3,5 вес. %), SiO_2 (до 17 вес. %). Характерны гетеровалентные замещения. Соответственно различают фтор-, хлор-, гидроксил-, карбонатапатиты и некоторые другие. В структуре апатита кальций занимает двойственное положение — с координационным числом 9 и 7, это определяет возможность упорядоченного распределения примесей и анионов и появление моноклинных и триклинных модификаций.

$n_e = 1,624 - 1,666$; $n_o = 1,629 - 1,667$; $n_o - n_e = 0,001 - 0,007$. Одноосный отрицательный, иногда $-2V = 40^\circ$. Спайность плохая, немногочисленные трещинки отдельности расположены поперек удлинения призматических кристаллов, у которых всегда прямое погасание и отрицательное удлинение. Бесцветный, но иногда серый из-за тончайших пылевидных включений, эта окраска иногда приурочена к центральным частям призм. Формы: призмы и иголки, поперечные разрезы их шестиугольные (изотропны); неправильные зерна с округленными ограничениями.

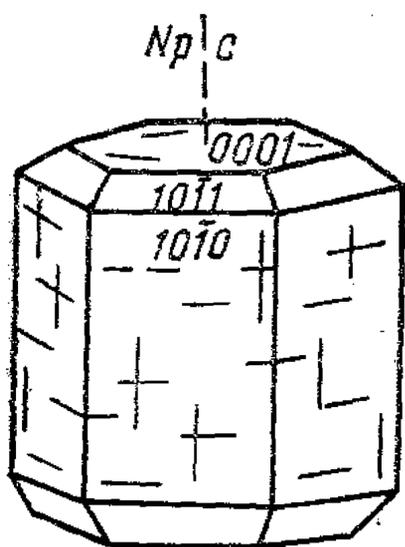


Рис. 62. Апатит

Смешать апатит можно с топазом (см. топаз), андалузитом, мелилитом, цоизитом и клиноцоизитом, везувианом, тремолитом. У андалузита никогда поперечные разрезы не имеют формы шестиугольников, кстати, всегда изотропных, у андалузита — это ромбы и прямоугольники, $-2V$ у него 80° , по призме проявлена спайность, да и двупреломление выше. У мелилита, в отличие от апатита, хорошо проявлены спайность и аномальные цвета интерференции. У цоизита и клиноцоизита с низким двупреломлением всегда хорошо заметны аномальные синие цвета интерференции, проявлена спайность вдоль удлинения зерен, которое будет в одних зернах положительным, в других — отрицательным, они двуосные положительные (отрицательные эпидоты никак нельзя смешать с апатитом). По аномальной интерференционной окраске и характерной фигуре песочных часов от апатита легко отличается везувиан. Тремолит имеет высокое двупреломление, призматическую спайность, с косым погасанием, ясную фигуру двуосного отрицательного кристалла с большим (не менее $60-70^\circ$) углом $2V$.

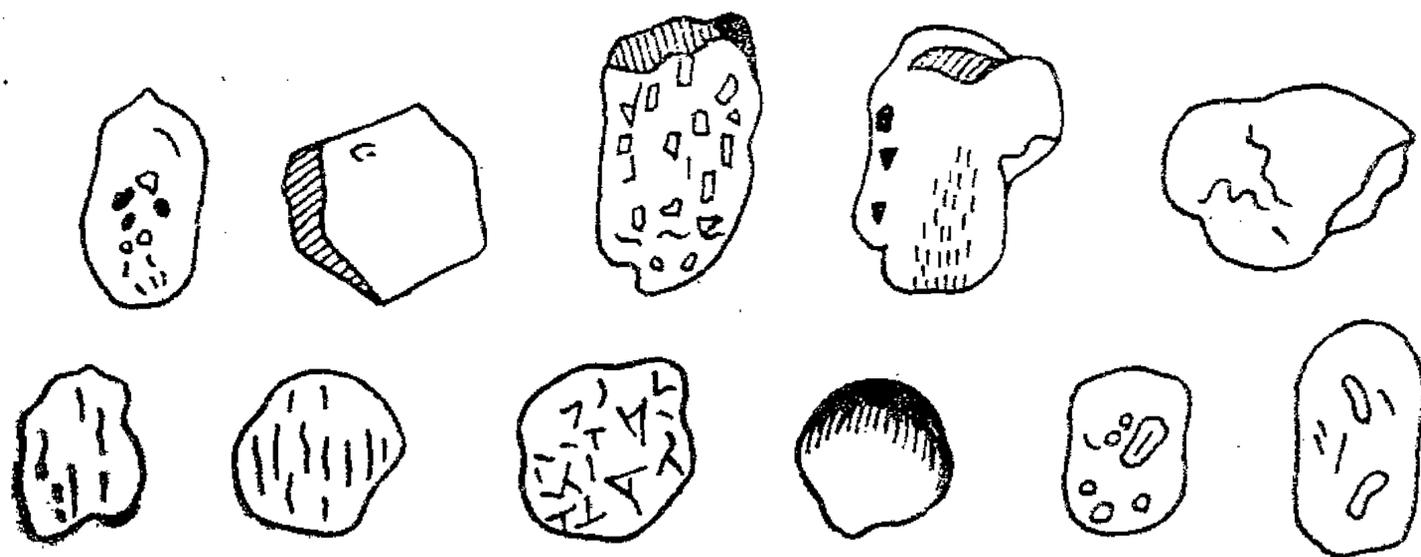


Рис. 63. Апатит в иммерсионных препаратах тяжелой фракции шлихов из осадочных пород

Апатит — типичный акцессорный минерал, благодаря своей стойкости не подвергается изменениям. Наблюдается в интрузивных, эффузивных, метаморфических и осадочных породах, а также как пневматолитовый и гидротермальный. Широко известны осадочные фосфориты, содержащие апатит.

В иммерсионных препаратах апатит обнаруживает низкое двупреломление и одноосную фигуру разреза, чаще всего параллельного оптической оси. Зерна апатита осадочных пород обычно хорошо окатаны, округлой, шаровидной формы, реже встречаются ограненные кристаллы таблитчатого и призматического облика. Поверхность окатанных зерен тусклая, имеет мелкие раковистые сколы или покрыта ямчатыми фигурами растворения (рис. 63).

Андалузит — $Al^{VI}Al^V [SiO_4] O$

Ромбический. Рис. 64. Андалузит является одной из трех полиморфных модификаций соединения Al_2SiO_5 . Во всех трех модификациях половина атомов алюминия имеет координационное число 6 и образует октаэдры AlO_6 , которые вытянуты в цепочки вдоль кристаллографической оси c . Другая половина атомов алюминия имеет разное координационное число: у кианита — 6, у андалузита — 5, у силлиманита — 4. Цепочки AlO_6 -октаэдров

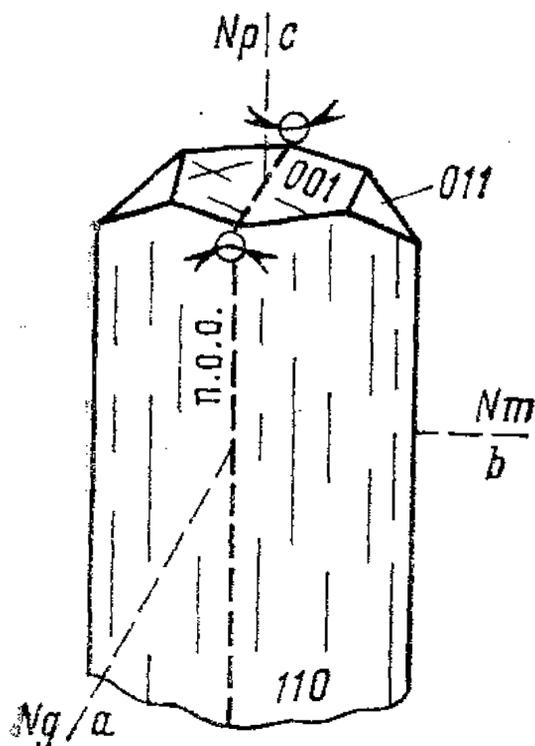


Рис. 64. Андалузит



Рис. 65. Хиастолит. Неправильные зерна (крап) кордиерита. Роговик. Диаметр 2 мм. Без анализатора [Харкер, 1937]

в структурах кианита и андалузита связаны друг с другом SiO_4 -тетраэдрами, а в структуре силлиманита — AlSiO_5 -лентами. Таким образом, кианит является типичным силикатом алюминия, андалузит обладает редким кристаллохимическим строением, силлиманит — цепочечный алюмосиликат алюминия $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$. Известна высокотемпературная фаза с неупорядоченной структурой — муллит, $\text{Al}[\text{Al}_x\text{Si}_{2-x}\text{O}_{5,5-0,5x}]$, который устанавливается в некоторых природных силлиманитах как компонент твердого раствора. Из-за малой скорости перехода одной модификации в другую в одних и тех же ассоциациях могут встречаться как два, так и все три минерала одновременно. Хиастолит — андалузит, содержащий в поперечном сечении крестообразно расположенные углистые включения (рис. 65). Андалузиты могут содержать до 7 вес. % Mn_2O_3 (виридины, $+2V=70-80^\circ$) и до 10 вес. % Fe_2O_3 , и тогда появляется окраска (у первых зеленая, у вторых розовая), а показатель преломления достигает 1,740.

$np=1,629-1,640$; $nm=1,633-1,644$; $ng=1,638-1,650$; $ng-np=0,009-0,011$; $-2V=73-86^\circ$. $c=Np$; $b=Nm$; $a=Ng$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Дисперсия $r < v$. Рис. 66. Хорошая спайность по призме (110). Погасание по призме (и по спайности) всегда прямое, удлинение отрицательное. Бесцветный, но иногда розовый или зеленый с пятнистым распределением окраски и ясным плеохроизмом (Np — розовый, малиновый; Ng и Nm — желтый, зеленоватый). Формы: призмы, в поперечных разрезах дающие ромбы, параллелограммы, прямоугольники, с трещинами спайности, пересекающимися под углом 90° , и симметричным погасанием ($\sim 45^\circ$) в обе стороны от каждой системы трещин спайности. Нередки формы, напоминающие ячменные зерна.

Андалузит можно смешать с апатитом (см. апатит), топазом (см. топаз), дистеном, мелилитом, цоизитом и клиноцоизитом, везувияном, ромбическим пироксеном, тремолитом. У дистена более высокий рельеф, разнообразные трещины спайности, полисинтетические двойники, удлинение чаще всего положительное, иногда бывает окрашен в голубоватый цвет без заметного плеохроизма. В отличие от андалузита, у мелилита, цоизита, клиноцоизита и везувияна удлинение и положительное, и отрицательное. Похожий на андалузит ромбический пироксен отличается от последнего положительным удлинением, у него также выше преломление. Положительное удлинение имеет и тремолит, который можно смешать с андалузитом. Кроме того, в тремолите спайность пересекается под углом 56° и он имеет косое погасание. Силлиманит имеет положительное удлинение, у него двупреломление в два

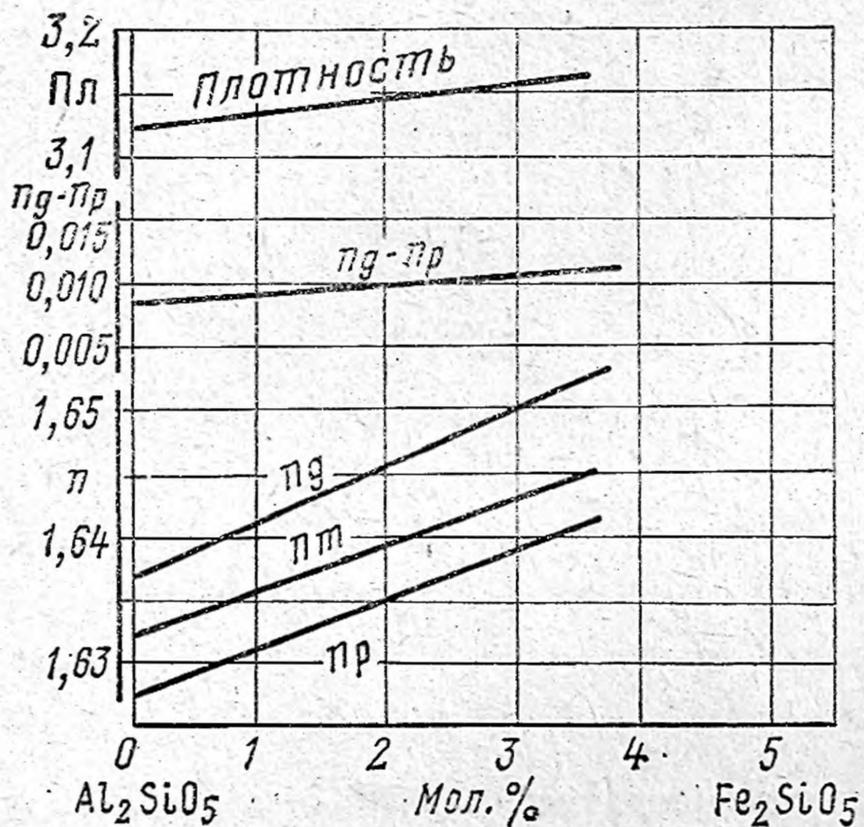


Рис. 66. Зависимость оптических свойств и удельного веса от состава андалузита [Трегер, 1968]

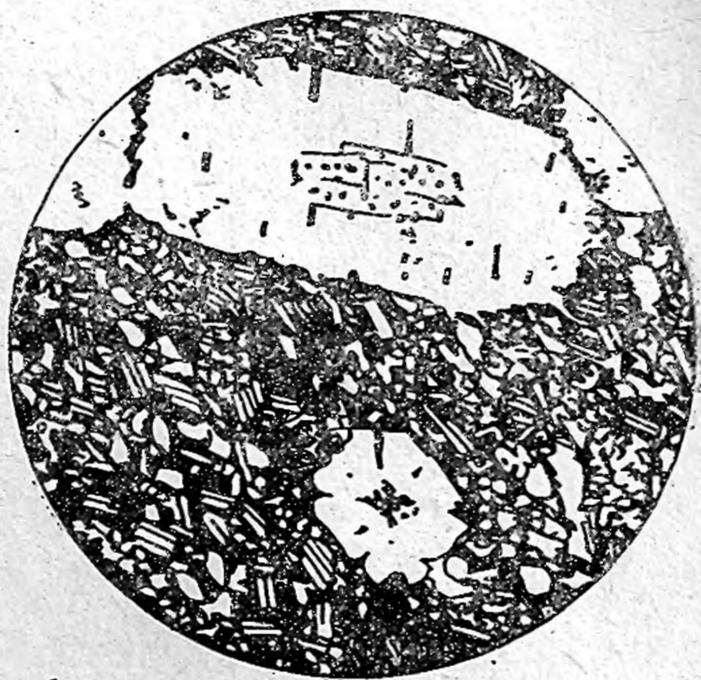


Рис. 67. Порфиробласты андалузита, частично серицитизированного (ядро сохранилось). Роговик. Диаметр 3 мм. Без анализатора [Вильямс и др., 1957]

раза выше, чем у андалузита (андалузит — серый, белый, а силлиманит — красный, желтый, до синего в скрещенных николях).

Андалузит — типичный минерал метаморфических пород, главным образом, вторичных кварцитов и роговиков по песчано-глинистым породам (рис. 67). Встречается иногда в гранитах как результат контаминации магмы материалом глинистых отложений. Андалузит — минерал низких давлений и умеренных температур.

Мелилит — $(Ca, Na, K)_2 [(Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Al, Si)_3O_7]$

Тетрагональный. Рис. 68. Химический состав сложный и непостоянный. $n_e = 1,616-1,661$; $n_o = 1,624-1,666$; $n_o - n_e = 0,001-0,013$. За редким исключением, всегда отрицательный, одноосный. Спайность в шлифах слабо за-

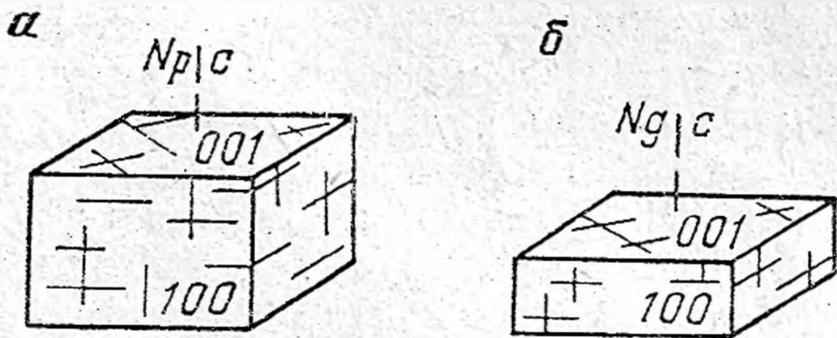
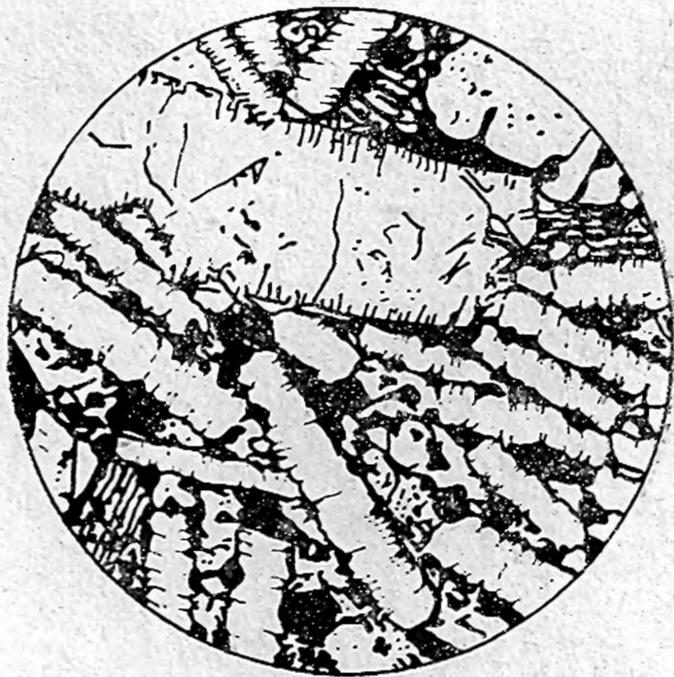


Рис. 68. Группа мелилита: а — геленит; б — окерманит

Рис. 69. Мелилитовый базальт. Диаметр 0,5 мм. Без анализатора [Заварицкий, 1955]



метна по (001) и (110), дает всегда прямое погасание. В шлифах бесцветный, но в толстых шлифах желтый, с ясным плеохроизмом. В скрещенных николях иногда наблюдаются аномальные густо-синие интерференционные цвета и зональное строение.

Мелилиты представляют собой серию твердых растворов между окерманитом $\text{Ca}_2[(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})\text{Si}_2\text{O}_7]$, геленитом $\text{Ca}_2[(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})\text{AlSiO}_7]$ и натриевым мелилитом $\text{NaCa}[\text{AlSi}_2\text{O}_7]$. Характерно, что оптические свойства могут изменяться в пределах одного кристалла. Формы: тонкие таблицы, дающие в разрезах изометричные формы или лейсты. Удлинение лейст и положительное, и отрицательное.

Смешать мелилит можно с цоизитом или клиноцоизитом, но мелилит имеет в шлифах желтоватый оттенок, а эпидоты обычно двуосные и всегда положительные, и у них всегда хорошо проявлена спайность. От везувиана, который характеризуется такими же аномальными цветами интерференции, мелилит отличается заметно более низким преломлением. Мелилит можно смешать с андалузитом, но у андалузита цвета интерференции всегда нормальные и заметно выше, чем у мелилита. От апатита, который дает шестигранные призмы, мелилит отличается простым таблитчатым габитусом.

Мелилит — типичный минерал основных щелочных пород и встречается в породах, содержащих нефелин, оливин, пироксен, как магматических, так и контактовых (рис. 69).

Волластонит — $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$

Триклинный. Рис. 70. Известны волластониты, содержащие до 9 вес. % FeO и до 6 вес. % MnO . $n_p=1,616-1,640$; $n_m=1,628-1,650$; $n_g=1,631-1,653$; $n_g-n_p=0,013-0,014$; $-2V=38-60^\circ$. $c:N_p=30-44^\circ$; $b:N_m=0-5^\circ$; дисперсия $r>v$, хорошо заметная в шлифах. Отчетливая спайность по (100), (001) и $(\bar{1}02)$. В разрезах, параллельных (010), $(100):(001)=84,5^\circ$; $(100):(\bar{1}02)=70^\circ$. Двойники наблюдаются часто, плоскость сростания (100). Погасание в продольных разрезах прямое, в поперечных — косое. В шлифах бесцветный. Дает таблитчатые или удлиненно-призматические кристаллы, а также листочки, радиально-лучистые агрегаты и розетки. Агрегаты призматических кристаллов, благодаря проявленной поперечной спайности, напоминают березовые стволы. В составе волластонита в заметных количествах могут присутствовать железо, марганец, магний, увеличивающие (особенно железо) показатели преломления.

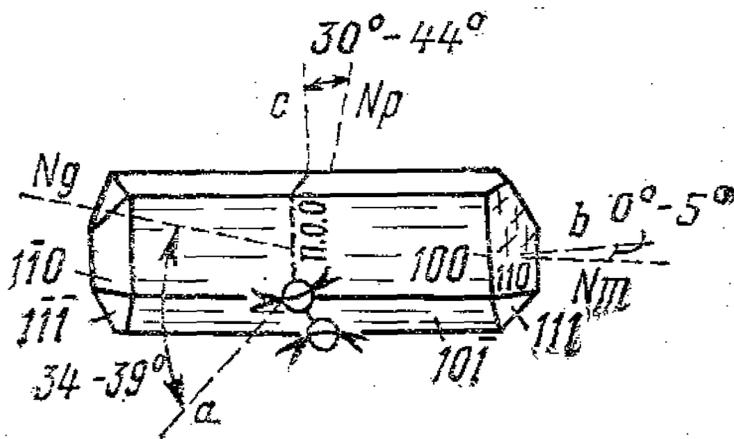


Рис. 70. Волластонит

Волластонит можно смешать с тремолитом, но у волластонита удлинение в разрезах может быть и положительным, и отрицательным, а у тремолита — только положительным. Погасание в продольных разрезах у волластонита прямое, у тремолита — косое. Угол между трещинами спайности не может быть больше 60° , а у волластонита — меньше 70° . Точными измерениями двупреломления и угла оптических осей они легко отличаются друг от друга. От эпидотовых минералов волластонит сразу отличается по отсутствию аномальных цветов интерференции и более низкому преломлению. Иногда волластонит можно смешать с апатитом, но последний всегда имеет прямое погасание. Наконец, волластонит дает ясную фигуру двуосного кристалла с малым $2V$, тогда как у апатита фигура неясная или почти незаметная. Диопсид, часто встречающийся в ассоциации с волластонитом, имеет $+2V$ и более высокий рельеф.

Волластонит — типичный минерал скарнов и метаморфизованных известняков, загрязненных силикатным материалом. Известен в щелочных породах.

Пренит — $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

Ромбический. Рис. 71. Известны прениты с содержанием Fe_2O_3 до 11 вес. %. $n_p=1,611-1,632$; $n_m=1,615-1,642$; $n_g=1,623-1,665$; $n_g-n_p=0,022-0,035$; $+2V=65-69^\circ$, изредка до 0° . $c=N_g$; $b=N_m$; $a=N_p$. Плос-

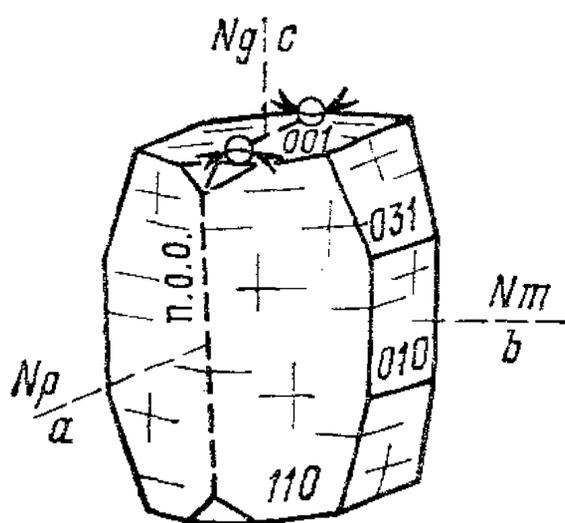


Рис. 71. Пренит

кость оптических осей $\parallel (010)$. Дисперсия $r > v$ или $r < v$, в последнем случае дает аномальную интерференционную окраску. Погасание прямое. Хорошо проявлена спайность по (001), дающая всегда отрицательный знак, тогда как удлинение может быть и положительным (в призмах), и отрицательным (в таблицах). Часто наблюдаются полисинтетические двойники, перекрещивающиеся под углом, близким к прямому. Вследствие тонкого двойникования (субмикроскопического) зерна кажутся иногда рябыми и дают аномальную интерференционную окраску. Встречаются разрезы, которые в скрещенных николях распадаются на сектора или просто дают волнистое погасание. В шлифах бесцветный.

Формы: таблички, призмочки, лучистые агрегаты, зернышки (что очень важно), напоминающие чешуйки мусковита.

Содержание железа в пренитах может быть установлено по следующим уравнениям [Рябов В. В., Золотухин В. В. Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск, Наука, 1977, 392 с.]:

$$ng = 1,639 + 0,056 (\text{Fe});$$

$$np = 1,614 + 0,011 (\text{Fe}),$$

где $\text{Fe} = \text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2}$ — количество атомов железа, преимущественно Fe^{+3} , изоморфно замещающих Al в кристаллохимической формуле.

Встречается пренит несравненно чаще, чем это принято считать. Очень часто его принимают за серицит, иногда за эпидот в сосюритовых агрегатах. Обычен в пустотах и жилах в средних и основных породах, совместно с кальцитом, цеолитами, эпидотами. Широко развит как вторичный минерал по плагиоклазам в виде крипто- и микрозернистых агрегатов, совместно с другими минералами, называемых сосюритом. Вот в таких агрегатах его чаще всего смешивают с серицитом и эпидотом. Это связано с тем, что ограничения и рельеф зерен пренита напоминают серицит, а формы и характер их агрегатов схожи. Поэтому, если не обращать должного внимания на серицитизированные плагиоклазы, то ошибки неизбежны. Отличие очень простое: удлинение и спайность серицита всегда дают положительный знак, пренит по спайности — всегда отрицательный, а по удлинению — и положительный, и отрицательный. Также отличается пренит от эпидотов, у которых удлинение и знак спайности и положительные, и отрицательные. С пренитом можно смешать лишь те эпидоты, вернее цоизит и клиноцоизит, у которых близкое к прениту двупреломление. Помимо указанного отличия, у пренита значительно ниже преломление и не бывает таких густых, как у эпидотов, аномальных цветов интерференции.

С первого взгляда пренит можно смешать с топазом, волластонитом и андалузитом, но если у вас шлиф нормальной толщины, то цвета интерференции пренита должны быть значительно выше, чем у этих минералов, приближаясь к мусковитовым. От цеолитов, в частности от томсонита, с которыми часто совместно встречается пренит, он отличается тем, что преломление томсонита ниже или чуть выше бальзама и у него не наблюдаются аномальные интерференционные цвета.

Барит — Ba [SO₄]

Ромбический. Рис. 72. В составе барита может вместо бария в значительных количествах присутствовать стронций (вплоть до перехода в целестин) и свинец (до 30% PbSO₄).

$np = 1,636 - 1,637$; $nt = 1,637 - 1,639$; $ng = 1,647 - 1,649$; $ng - np = 0,012$; $+2V = 37^\circ$. $c = Np$; $b = Nt$; $a = Ng$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Харак-

терно, что величина $2V$ в разнообразнейших баритах остается всегда одной и той же. Да и другие оптические свойства изменяются весьма незначительно. Слабая дисперсия $r < v$. Хорошо проявлена спайность по (001), (210) и (010). Часты двойники. В шлифах бесцветный, иногда имеет какой-либо цветной оттенок. Формы барита таблитчатые и призматические, а также сферические конкреции, волокнистые и землистые агрегаты.

Смешать барит можно с целестином, но последний более легкий и имеет $+2V = 50^\circ$. От карбонатов отличается низким двупреломлением и отсутствием псевдоабсорции, кроме того, карбонаты — одноосные отрицательные. По характеру шагреновой поверхности барит напоминает апатит, но характеризуется иными формами и спайностью в трех направлениях, пересекающейся под углами $70-80^\circ$ (в зависимости от разреза).

В иммерсионных препаратах барит встречается в виде агрегатов, но чаще в монокристаллических зернах, ограненных или со следами огранки. Зерна с прямым погасанием имеют переменный знак удлинения (чаще отрицательный) и дают коноскопическую фигуру симметричного косого разреза, подобную фигуре косого разреза одноосного кристалла; зерна с симметричным погасанием — фигуру разреза, перпендикулярного к тупой биссектрисе, неотличимую от фигуры одноосного кристалла в разрезе, параллельном оптической оси. Плотность барита 4,5, что резко отличает его в образцах от похожих светлоокрашенных минералов.

Барит часто встречается в гидротермальных жилах совместно с сульфидами.

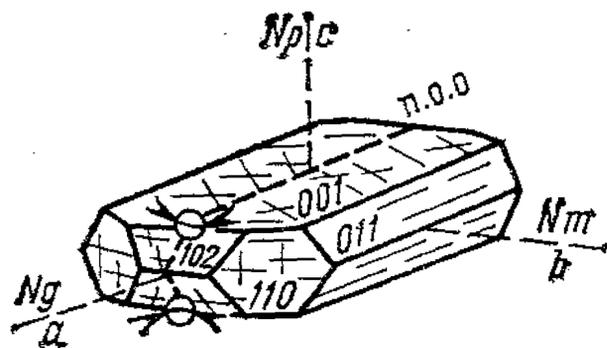


Рис. 72. Барит

Группа гумита

В группу входят ромбические: норбергит, $Mg_2[SiO_4] \cdot Mg(F, OH)_2$, гумит, $3Mg_2[SiO_4] \cdot Mg(F, OH)_2$ и моноклинные: хондродит, $2Mg_2[SiO_4] \cdot Mg(F, OH)_2$ и наиболее распространенный клиногумит, $4Mg_2[SiO_4]Mg \cdot (F, OH)_2$. Магний обычно частично замещается железом, марганцем, титаном. Структура минералов группы гумита близка к структуре оливина и характеризуется особым чередованием слоев форстеритового мотива со слоями бруситового типа.

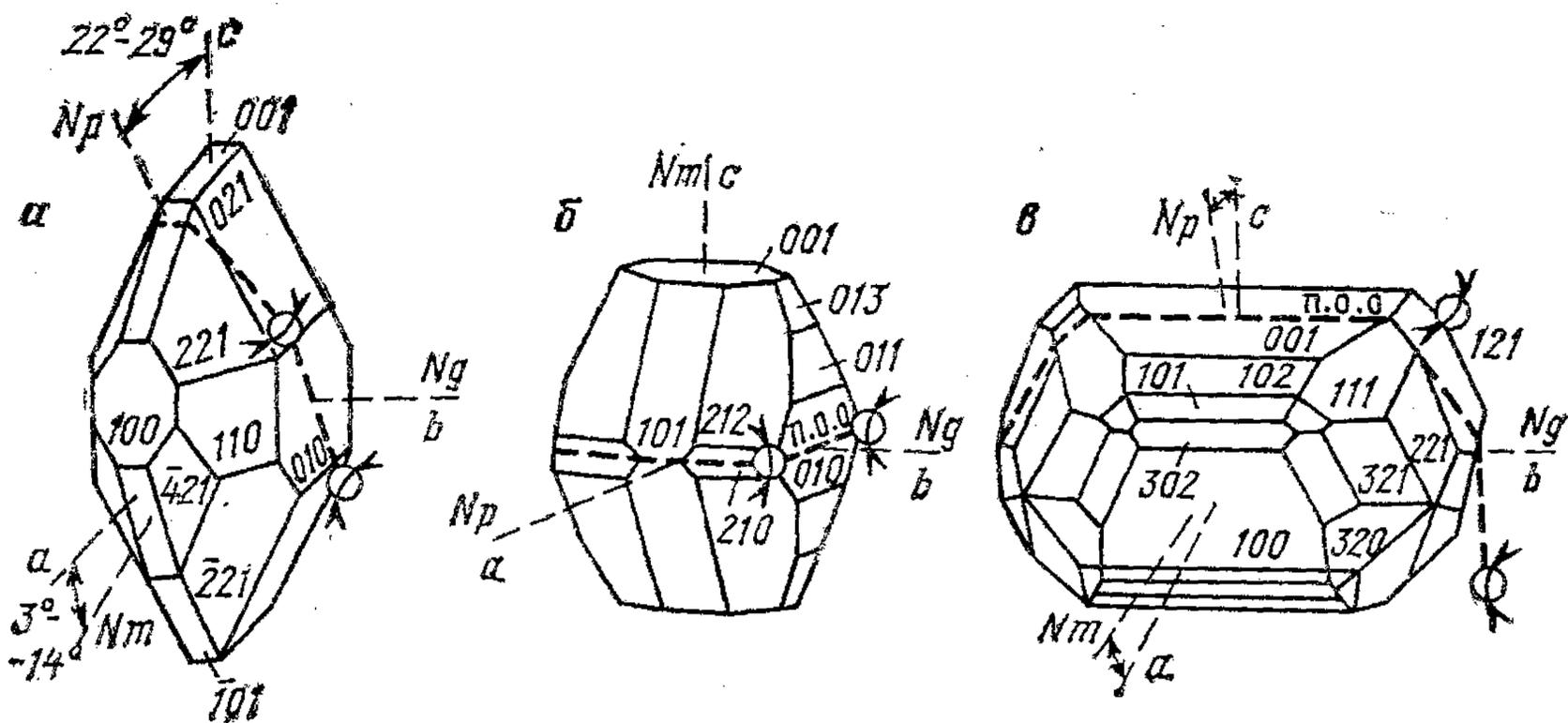


Рис. 73. Минералы группы гумита:
а — хондродит; б — гумит; в — клиногумит

Оптические свойства минералов группы гумита

Оптические свойства	Хондродит	Гумит	Клиногумит
Сингония	Моноклинный	Ромбический	Моноклинный
Плоскость оптических осей	$\perp (010)$	$\parallel (001)$	$\perp (010)$
Ориентировка индикатрисы	$b = Ng,$ $c:Np = 22-31^\circ$	$c = Nm,$ $b = Ng,$ $a = Np$	$b = Ng,$ $c:Np = 7-15^\circ$
np	1,592—1,643	1,607—1,643	1,622—1,655
nm	1,603—1,655	1,619—1,653	1,635—1,678
ng	1,621—1,670	1,639—1,675	1,653—1,700
$ng-np$	0,028—0,033	0,029—0,036	0,028—0,045
$+2V$	70—90°, обычно 75°	65—84°	73—88°
Дисперсия слабая	$r > v$	$r > v$	$r > v$
Двойники	Простые и сложные по (001)	Отсутствуют	Простые и сложные по (001)

Оптические свойства приведены в табл. 4. Рис. 73. Гумиты имеют общие свойства, исключая очень редкий норбергит: бесцветные или с плеохроизмом в желтых цветах, схема абсорбции $Np > Nm \geq Ng$, двусосные положительные. Более высокие значения преломления и $2V$ соответствуют разностям с более высоким содержанием железа, марганца и титана. Спайность несовершенная по (001), обнаруживается не всегда. У гумита она дает прямое погасание. У хондродита и клиногумита погасание относительно спайности косое, им же свойственны простые и полисинтетические двойники. В удлиненных сечениях с положительным удлинением окрашенные разновидности имеют турмалиновую схему абсорбции. Формы выделений: зерна, таблицы. Известны титанклиногумиты: $np=1,664-1,702$; $nm=1,673-1,709$; $ng=1,698-1,728$; $ng-np=0,026-0,032$; $+2V=52-62^\circ$; окрашены в густые желтые цвета.

Минералы группы гумита образуются почти исключительно в магнезиальных скарнах, кальцифирах и бруситовых мраморах за счет форстерита, обычно в ассоциации с реликтовым форстеритом, периклазом, кальцитом, бруситом, нередко ассоциируясь с боратами и флюоритом. Под воздействием поздних низкотемпературных гидротермальных растворов они замещаются серпентином, бруситом, хлоритом, карбонатами.

Минералы группы гумита очень похожи на магнезиальные оливины, если не обнаруживают желтой окраски. От оливина с трудом отличается бесцвет-

ный гумит, так как, в отличие от хондродита и клиногумита, гумит не имеет двойников и характеризуется прямым погасанием относительно спайности. На федоровском столике гумит от оливина отличается тем, что у оливина плоскость оптических осей перпендикулярна спайности, а у гумита плоскость оптических осей совпадает со спайностью. Так как подобные измерения производятся далеко не всегда, судить о действительной распространенности бесцветного гумита трудно.

Желтые гумитовые минералы сходны по окраске со ставролитом, но у них разные парагенезисы. Кроме того, ставролит имеет $n=1,740-1,760$ и другую схему плеохроизма — $Ng > Nm > Np$. Вообще же, если не видны желтая окраска, двойники и спайность, чтобы замерить углы погасания, минералы группы гумита обычно принимаются за форстерит. В этих же случаях определить минеральный вид внутри группы гумита практически не удастся. Попытаться обнаружить спайность можно способом, описанным в разделе калиево-натриевых полевых шпатов.

Бесцветные амфиболы

Сюда относятся ромбические амфиболы ряда антофиллит — жедрит, моноклинные амфиболы ряда куммингтонита и ряда актинолита. В этих рядах бесцветными (или почти бесцветными) являются разновидности, бедные железом, однако по оптическим свойствам они тесно связаны с железистыми членами. Подробно они рассмотрены ниже. Упоминаются здесь с той целью, чтобы предотвратить возможные ошибки, связанные с убеждением, что все амфиболы являются окрашенными минералами.

6-я группа. $n \approx 1,660-1,780$

Ограничения и рельеф резкие, но непрозрачные каймы около зерен отсутствуют или слабо выражены. Отчетливая или резкая шагреневая поверхность. Полоска Бекке и дисперсионный эффект Лодочникова совершенно отчетливы.

Карбонаты

Тригональные. Рис. 74, табл. 5. К карбонатам относятся 95 минералов, в большинстве из которых в основе структуры лежат плоские треугольные радикалы $[\text{CO}_3]^{-2}$. Широко распространены карбонаты Ca, Mg, Na, Fe^{+2} , реже Mn^{+2} , Cu^{+2} , Zn, Pb, TR, Bi^{+3} , среди них много основных и водных карбонатов. Ниже рассмотрены наиболее распространенные породообразующие карбонаты.

Таблица 5

Показатели преломления карбонатов

Минерал	Формула	n_e	n_o	$n_e' (10\bar{1}1)$
Кальцит	CaCO_3	1,4865	1,6584	1,566
Магнезит	MgCO_3	1,509	1,700	1,599
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	1,500	1,672	1,588
Сидерит	FeCO_3	1,635	1,875	1,747
Родохрозит	MnCO_3	1,597	1,816	1,701

$n_e' (10\bar{1}1)$ — такой показатель преломления имеют карбонаты в иммерсионных препаратах, где пластинки ложатся преимущественно на плоскость $(10\bar{1}1)$, в желтом (натровом или электрическом) свете.

Одноосные отрицательные, редко $-2V$ до 18° . У железистого магнезита (брейнерита) n_o достигает 1,720. При обычном беглом просмотре шлифов отличить карбонаты друг от друга, как правило, не представляется возможным, но отнести минерал к группе карбонатов всегда довольно просто благодаря ряду неповторимых у других минералов оптических свойств. Формы: зерна, призмы, шестигранники и лучистые агрегаты, оолитовые образова-

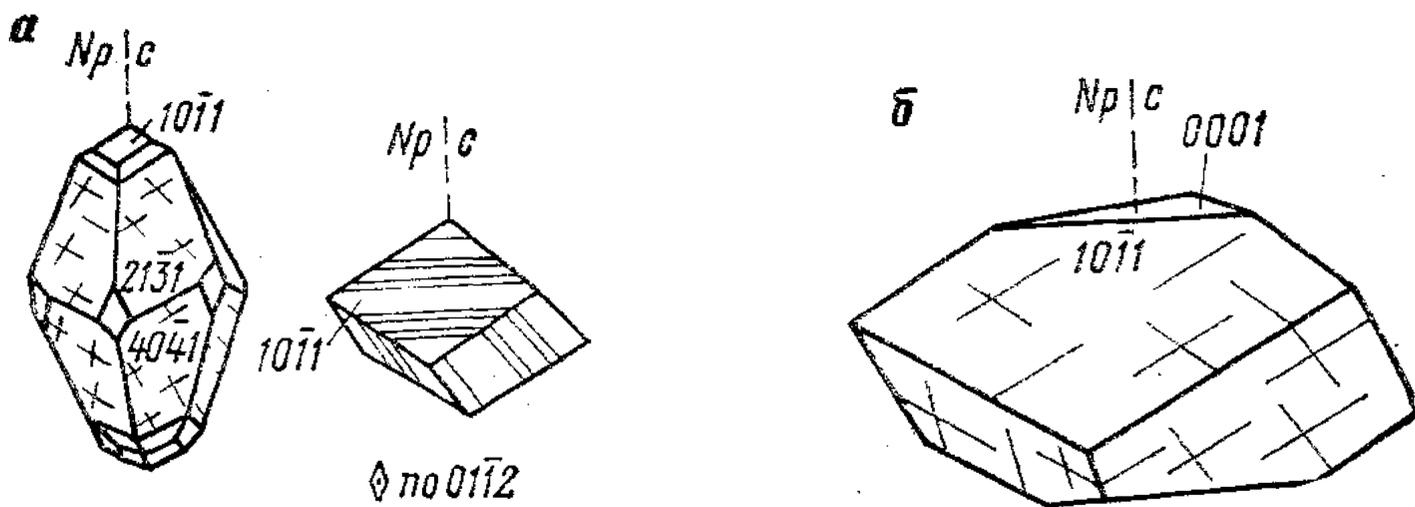


Рис. 74. Карбонаты:
а — кальцит; б — магнезит, сидерит, доломит

ния. Ни один из рассматриваемых карбонатов, кроме доломита, не образует ромбоэдры, которые в сечениях имеют форму ромбов. Это один из диагностических признаков доломита. Весьма совершенная спайность по $(10\bar{1}1)$, погасание относительно спайности всегда (или почти всегда) косое. Харак-

терны полисинтетические двойники по нескольким граням, часто перекрещивающиеся. Они чаще всего встречаются у кальцита (рис. 75). У доломита они возникают под действием механических напряжений. У других карбонатов двойники исключительно редки. Это также может служить ориентировочным диагностическим признаком. Если в шлифе карбонат лишен двойников, то это, скорее всего, не кальцит, но полисинтетически сдвойникованный карбонат далеко не всегда является кальцитом. Бесцветные, но встречаются окрашенные (богатые железом или марганцем) карбонаты, с плеохроизмом от буровато-желтого по N_o до бесцветного по N_e .

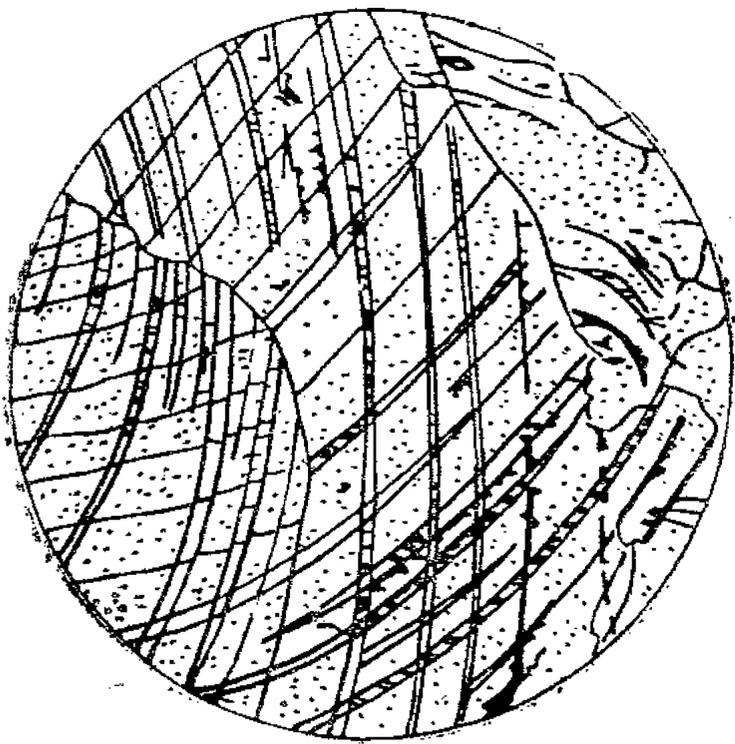


Рис. 75. Деформированные зерна кальцита с изогнутыми двойниками. Диаметр 2 мм. Без анализатора

Двупреломление необыкновенно высокое: от 0,177 у кальцита до 0,242 у сидерита. Вследствие этого, а также совершенной спайности и низкой твер-

дости (при изготовлении шлифов поверхность карбонатов получается не гладкой, а шершавой) в скрещенных николях наблюдаются перламутровые цвета интерференции, так как незначительное изменение в толщине шлифа, из-за шершавости, вызывает заметное изменение интерференционной окраски. Эти цвета у карбонатов очень нежные, тогда как у других минералов с высоким двупреломлением они резкие.

Псевдоабсорбция связана с большой разницей в показателях преломления по n_e и по n_o . По n_e преломление близко к бальзаму (немного ниже или немного выше) и поэтому ограничения, рельеф и шагреневая поверхность не проявлены (или заметны очень слабо), минерал сливается с бальзамом. По n_o преломление всех карбонатов значительно больше бальзама и по-

этому, повернув зерно на 90° от положения, когда оно слилось с бальзамом, мы обнаруживаем резкие ограничения, рельеф и шагреновую поверхность. Минерал как бы меняет свою окраску от бесцветной до серой с резкой шагреновой поверхностью.

Смешать карбонаты можно с мусковитом, серицитом, тальком, если не заметить перламутровых цветов интерференции. Чаще всего карбонаты смешивают со сфеном, имеющим похожие перламутровые цвета интерференции, однако последний имеет желтовато-бурый цвет (карбонаты никогда не бывают так окрашены). Наконец, сфен не обладает псевдоабсорбцией, преломление его гораздо выше бальзама, он двуосный положительный (карбонаты — одноосные отрицательные). Иногда смешивают карбонаты с канкринитом, но последний никогда не имеет перламутровых цветов интерференции и его преломление в любом сечении меньше бальзама.

Таким образом, исследуя бесцветный минерал, надо достоверно всегда уяснить себе его цвета интерференции. Неспособность замечать перламутровые цвета интерференции является причиной курьезнейших ошибок в определении минералов.

Природные карбонаты нередко образуют твердые растворы, в которые входят одновременно несколько элементов, такие как кальций, магний, железо, марганец, стронций, барий, свинец, медь, цинк. Поэтому различать их вполне достоверно можно лишь химическим анализом. Вообще же говоря, доломит очень редко дает двойники, причем в этих двойниках шов совпадает с плоскостью спайности, чего не бывает в кальците, и этим доломит отличается от кальцита, у него выше и n_e' ($10\bar{1}1$). Магнезит никогда не имеет полисинтетических двойников. Сидерит и родохрозит имеют показатели преломления в любом сечении заметно выше бальзама. Для отличия доломита и кальцита удобно применять метод окрашивания шлифов, перед покрытием их покровными стеклами, ализарином-S (один грамм ализаринсульфоновокислого натрия, растворенный в 100 мл децинормальной соляной кислоты). При этом кальцит окрашивается в красный цвет. Разнообразные методы определения карбонатов разработаны литологами и описаны в специальных руководствах.

В иммерсии обломки тригональных карбонатов имеют форму ромбоэдров. Контур обломков — параллелограммы с углами между гранями около 102 и 78° . Обломки по спайности имеют симметричное или близкое к нему погасание. Карбонаты группы кальцита могут быть однозначно определены по наибольшему показателю преломления n_o , который всегда имеется в любом сечении (см. табл. 5). В коноскопе обломки по спайности дают фигуру косоугольного разреза одноосного кристалла с выходом оптической оси, расположенной вблизи поля зрения, и с кольцами высокой интерференционной окраски.

Карбонаты образуются в самых разнообразных условиях и встретить их можно в самых различных по составу и генезису породах. Они могут быть магматическими в лавах и интрузивных породах, метасоматическими, гидротермальными в жилах, осадочными (хемогенными и биогенными, рис. 76), встречаются в корах выветривания. Метаморфизм осадочных карбонатных пород приводит к образованию мраморов и кальцифиров.

Жадит — $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Моноклинный. Рис. 77. Является типичным моноклинным пироксеном, изоструктурным с диопсидом, но в шлифах обладает свойствами, не позволяющими его диагностировать так же легко как другие пироксены. Известны природные пироксены промежуточные по составу и своим свойствам между конечными членами системы $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaFe}^{+2}\text{Si}_2\text{O}_6$ — $\text{NaFe}^{+3}\text{Si}_2\text{O}_6$, однако пределы устойчивости природных твердых растворов остаются невыясненными. Имеются указания на существование широкого изоморфизма в сериях диопсид — жадит и эгирин — жадит.

Чистая разновидность жадита имеет: $n_p=1,640$ — $1,654$; $n_m=1,645$ — $1,657$;

$n_g=1,652-1,665$; $n_g-n_p=0,011-0,013$. У разностей, богатых диопсидовой составляющей $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, они достигают: $n_p=1,666$; $n_m=1,673$; $n_g=1,688$; $n_g-n_p=0,022$. $+2V=67-72^\circ$. Ясная дисперсия $r>v$ или $r<v$. $c:Ng=33-40^\circ$; $b=Nm$; $a:Np=16-30^\circ$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Хорошая спайность по (110) с углом между трещинами спайности $\sim 87^\circ$. Двойники по (100) и (001), простые и полисинтетические. В шлифах бесцветный, однако разности, переходные к эгирину, окрашены в зеленые цвета. Установлено,



Рис. 76. Фораминиферовый известняк. Диаметр 1 мм. Без анализатора [Вильямс и др., 1967]

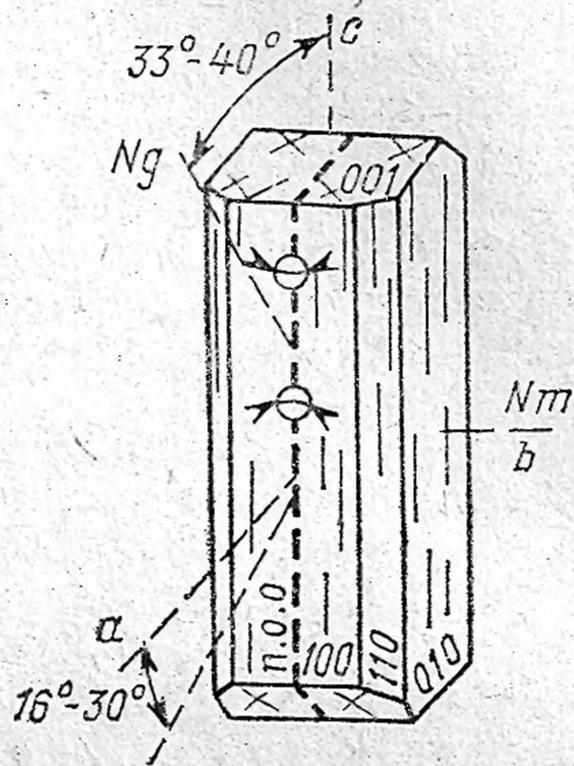


Рис. 77. Жадеит

что небольшая примесь Fe^{+3} не влияет на свойственные жадеиту двупреломление и углы погасания, но появляется аномальная интерференционная окраска, так что минерал легко принять за клиноцоизит. Кристаллы жадеита встречаются редко, ему свойственны тонкошестоватые, волокнистые и спутанно-волокнистые агрегаты. Последние иногда образуют массы по свойствам подобные нефриту и используются для производства поделок. Известны зернистые, пластинчатые, листоватые агрегаты. В зернах жадеита иногда обнаруживаются включения и реликты кварца, лавсонита.

Жадеитсодержащие породы установлены в некоторых массивах серпентинизированных гипербазитов. Сравнительно широкое распространение жадеит имеет в зонах натрового (глаукофанового) метаморфизма, ассоциируясь с глаукофаном, лавсонитом, альбитом, иногда с кварцем, анальцитом, пектолитом, актинолитом, хлоритом, цоизитом, сфеном, гранатом, стильномеланом, кальцитом, лотритом. Во всех известных парагенезисах жадеит всегда ассоциирует с альбитом. Известны находки жадеита в эклогитах, щелочных габброидах, метаморфизованных известняках.

Из сопоставления свойств жадеита и пироксенов видно, что по сравнению с другими пироксенами жадеит имеет более низкие показатели преломления, двупреломление ниже вдвое-втрое, но заметно больший угол $2V$. От бесцветных амфиболов типа актинолит-тремолит, антофиллит-жедрит, куммингтонит-грюнерит жадеит сразу отличается большими углами погасания и, если удастся обнаружить подходящие поперечные разрезы, пироксеновой спайностью; отличие по углу $2V$ в этих случаях ненадежное. На возможность присутствия жадеита должны указывать характерные для него минеральные ассоциации.

Силлиманит — $\text{Al}^{\text{VI}} [\text{AlSiO}_5]$

Ромбический. Рис. 78. Силлиманит по структуре является цепочечным алюмосиликатом алюминия (см. андалузит). $n_p=1,654-1,661$; $n_m=1,658-1,662$; $n_g=1,673-1,683$; $n_g-n_p=0,020-0,022$; $+2V=21-30^\circ$. Сильная

дисперсия $r > v$. Хорошо проявлена спайность по (010); она расположена по длине призматических и игольчатых кристаллов силлиманита, дает всегда прямое погасание и положительный знак (отличие от андалузита, клиноцоизита, апатита). В поперечных разрезах силлиманит дает прямоугольники (близкие к квадратам) и ромбы, в которых трещины спайности расположены в диагональном положении, проходя через тупые углы. С плоскостью спайности (010) совпадает плоскость оптических осей, в поперечных разрезах

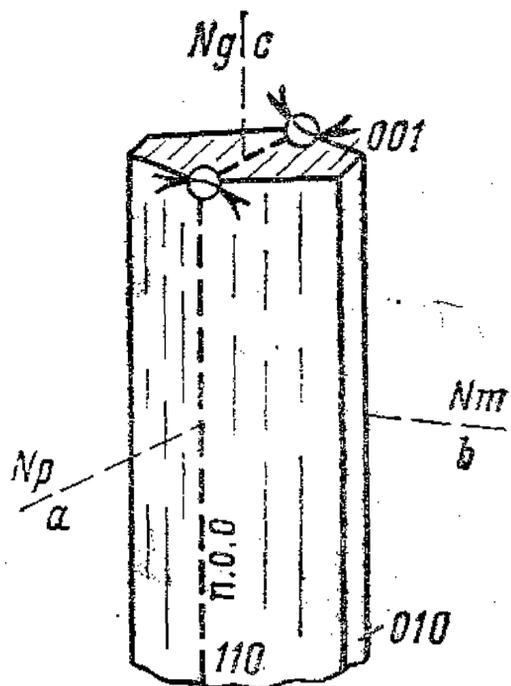


Рис. 78. Силлиманит

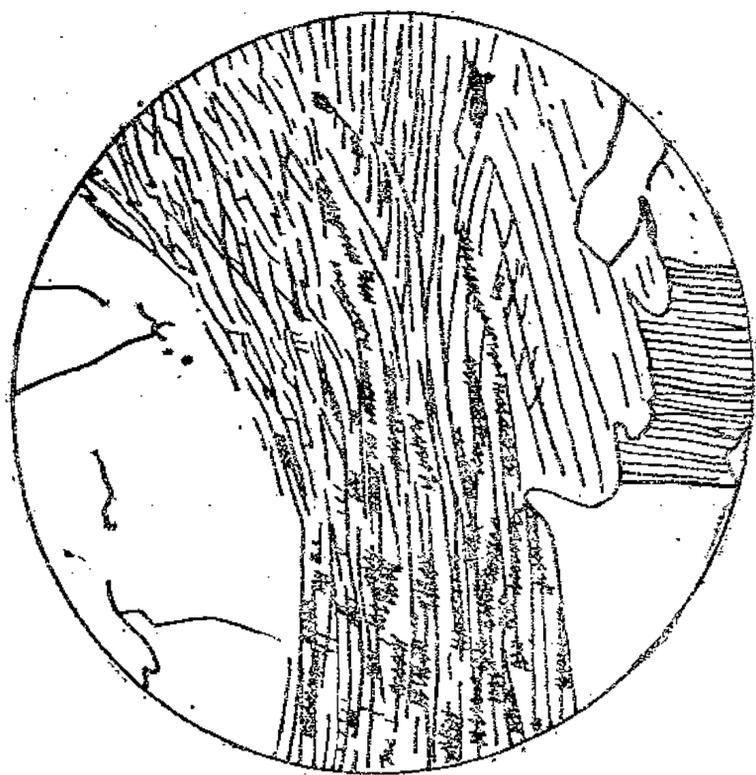


Рис. 79. Игольчатый агрегат силлиманита в гнейсе. Присутствуют кварц (белый) и мусковит (штриховка). Диаметр 1 мм. Без анализатора

выходит острая биссектриса N_g и в них легко определить $2V$. В шлифах бесцветный, но тонкие игольчатые и волосовидные кристаллы бывают окрашены в буроватый цвет, обусловленный дисперсией, а не окраской или абсорбцией. Формы: призмы без концевых окончаний, концы их часто распушены, метелковидные, иголки и волосовидные агрегаты (фибролит) (рис. 79).

Положительное удлинение и более высокое двупреломление отличают силлиманит от андалузита, который в продольных разрезах легко принять за силлиманит. По таким же свойствам силлиманит отличается от апатита. От эпидотов с близким двупреломлением силлиманит отличается тем, что у эпидотов удлинение и положительное, и отрицательное. Силлиманит не дает таких ясных аномальных цветов интерференции. От тремолита силлиманит отличает прямое погасание (у тремолита всегда косое), отсутствие амфиболовой спайности в поперечных разрезах (трещины спайности в тремолите пересекаются под углом 56°). Тремолит обычно отрицательный, с большим углом $2V$ ($70-80^\circ$), правда, паргасит положительный, но угол $2V$ очень большой ($70-80^\circ$), тогда как силлиманит — положительный с малым углом $2V$. От ромбических пироксенов силлиманит отличается более высоким двупреломлением, отсутствием пересекающихся под углом $88-90^\circ$ трещин спайности в поперечных разрезах, наконец, угол $2V$ у ромбических пироксенов отрицательный (иногда положительный, но не меньше 55°). У дистена, с которым иногда совместно встречается силлиманит, ниже двупреломление ($0,016$), весьма характерная перекрещивающаяся спайность и угол $2V=80^\circ$ отрицательный. В метаморфических породах силлиманит нередко сростается с андалузитом и дистеном. Продуктами изменения силлиманита являются серицит, глинистые минералы.

В иммерсионных препаратах тяжелых фракций обломочных пород встречается в виде удлиненных зерен с заметной продольной штриховкой, прямым погасанием и положительным удлинением. Зерна имеют довольно высокую интерференционную окраску, часто располагающуюся concentрически.

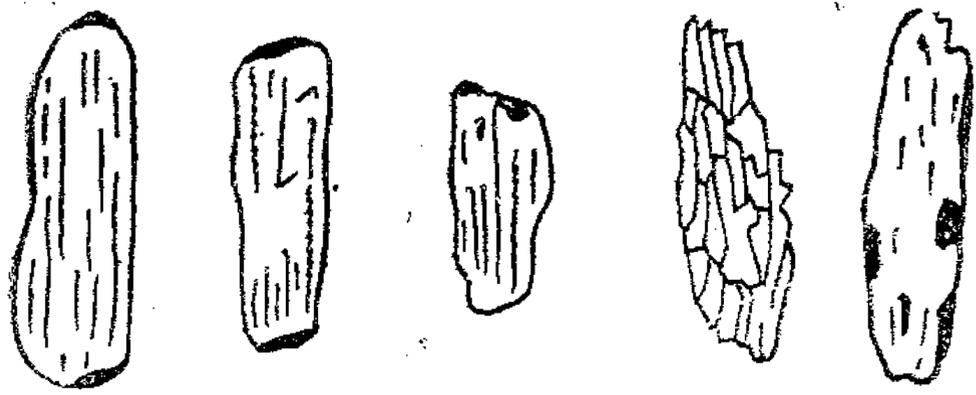


Рис. 80. Силлиманит в иммерсионных препаратах тяжелой фракции шлихов из осадочных пород

В коноскопе, как правило, фигура разреза, перпендикулярного к оси Nm , неотличима, благодаря малой величине $2V$, от разреза, параллельного оптической оси одноосного кристалла (рис. 80).

Силлиманит — типичный минерал метаморфических пород, как контактовых, так и региональных, встречается в контактированных гранитах. Силлиманит — минерал высоких температур и невысоких давлений.

Группа оливина — $(Mg, Fe, Mn)_2[SiO_4]$

Сюда входят минералы изоморфной серии, крайними членами которой являются форстерит $Mg_2[SiO_4]$, фаялит $Fe_2[SiO_4]$, тефроит $Mn_2[SiO_4]$. В природных ассоциациях магнезиальные оливины обычно содержат мало марганца, однако железистые оливины дают повсеместные переходы к тефроиту, из которых чаще всего встречается кнебелиит $(Fe, Mn)_2[SiO_4]$. В магматических породах нормального ряда марганцевые оливины, как правило, не встречаются, здесь мы имеем дело с изоморфным рядом форстерит—фаялит. В щелочных породах (в том числе и в щелочных гранитоидах) и в богатых марганцем метасоматитах присутствуют оливины сложного состава, содержащие все три члена изоморфной серии, при подчиненном значении магния. Поэтому принято рассматривать отдельно ряд форстерит—фаялит и ряд фаялит—тефроит. По типу структуры оливины относятся к ортосиликатам с изолированными SiO_4 -тетраэдрами. По совместному расположению SiO_4 -тетраэдров и искаженных катионных октаэдров относятся к субслоистым ортосиликатам. В высокотемпературных породах, насыщенных в какой-то мере кальцием, оливины могут быть относительно обогащены ларнитовой составляющей Ca_2SiO_4 . На глубинах более 200 км могут существовать лишь кубические модификации оливина (рингвудит). Упорядочение железа и магния в структуре оливина в большинстве случаев довольно слабое и близко к идеальному твердому раствору; иногда наблюдается упорядоченное их распределение.

Ряд форстерит — фаялит $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$. Помимо полной взаимозамещаемости между магнием и двухвалентным железом, в оливинах присутствуют в незначительных количествах марганец, кальций, хром, никель, трехвалентное железо. Ромбические. Рис. 81. $np=1,635—1,827$; $nm=1,652—1,869$; $ng=1,670—1,879$; $ng—np=0,035—0,052$; $+2V=82—134^\circ$, т. е. до -46° . $c=Nm$; $b=Np$; $a=Ng$. Плоскость оптических осей $\parallel (001)$. Дисперсия $r > v$, у форстерита $r < v$. Хорошо проявлена спайность по (010), хуже по (100). Двойники очень редки. Минимальные значения приведенных констант отвечают форстериту, максимальные — фаялиту. Специальные диаграммы (например, рис. 82) позволяют определять промежуточные члены с различным содержанием $Fe_2[SiO_4]$.

Состав оливинов можно определять по следующим уравнениям:

$$ng = 1,670 + 0,197 (1 - x_{Mg}),$$

$$nm = 1,650 + 0,212 (1 - x_{Mg}),$$

$$np = 1,637 + 0,186 (1 - x_{Mg}),$$

где x_{Mg} — молекулярное отношение $Mg : (Mg + Fe)$ в оливине. Точность определения состава оливинов по уравнениям и диаграмме рис. 82 не менее ± 5 мол. %.

Рис. 81. Оливины:

а — форстерит; б — фаялит

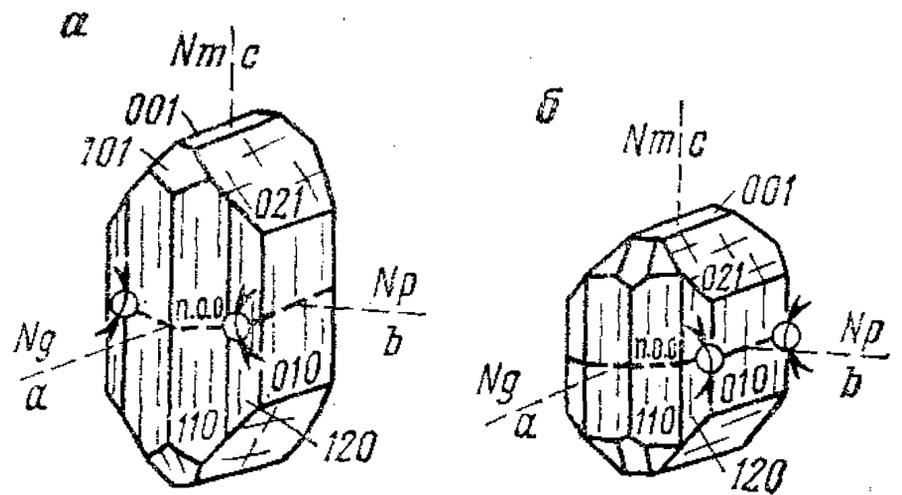
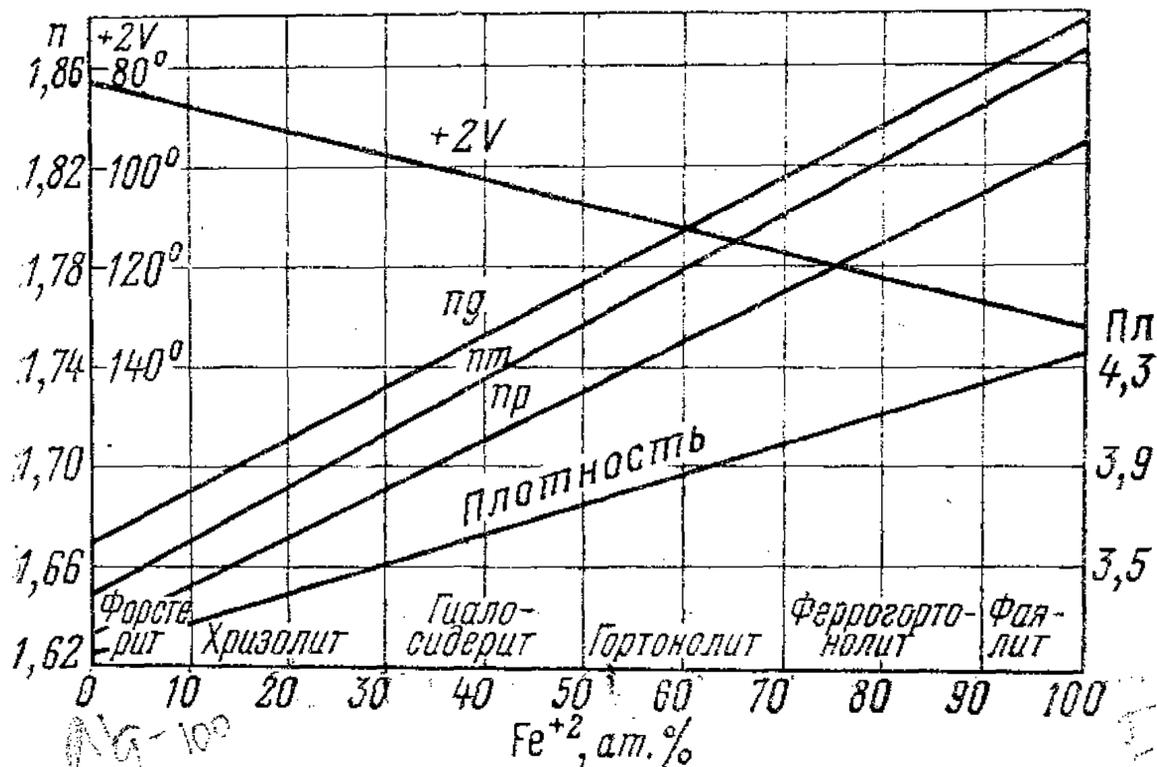


Рис. 82. Зависимость оптических свойств и плотности от состава оливинов [Дир и др., 1965]



В шлифах бесцветные, лишь фаялит иногда оранжево-желтый с ясным плеохроизмом до бесцветного ($Nt > Np > Ng$). Необходимо иметь в виду, что обычно оливин в шлифах совершенно бесцветный, тогда как так называемые бесцветные пироксены и бесцветные амфиболы имеют буроватый или зеленоватый оттенок. Это различие в окраске хорошо заметно, когда зерна их находятся в стыках. Но нужно научиться замечать различие в оттенке и тогда, когда минералы присутствуют порознь. Это избавит от грубых ошибок и досадных курьезов.

Для оливинов характерны идиоморфные формы с развитием пинакоидов. В различных сечениях они дают разрезы, аналогичные продольному разрезу короткой призмы с острыми пирамидальными окончаниями (рис. 83). Очень часто такие идиоморфные кристаллы имеют округленные и разъеденные очертания, пересечены сеткой извилистых трещин, заполненных криптокристаллическими вторичными продуктами серпентин-иддингситового состава и магнетитом (рис. 84). Разрезы зерен оливина настолько характерны, что они узнаются даже при полном замещении оливина вторичными продуктами.

Оливины обычно легче других ассоциирующих с ними минералов поддаются воздействию гидротерм, метаморфизму низких ступеней и выветриванию. Среди продуктов изменения оливинов установлены серпентин, окислы и гидроокислы железа, хлорит, карбонаты, тальк, амфиболы, иддингсит, боулингит, хлорофейт, глинистые минералы. Чаще всего оливин замещается агрегатными псевдоморфозами различных модификаций серпентина и магнетита. Последний приурочивается в виде мелких выделений к извилистым трещинам и поверхности замещенных зерен оливина, что позволяет восстанавливать их первичную форму и особенности строения. Иддингсит — красновато-коричневое вещество ($n = 1,610 - 1,860$, высокое двупреломление),

боулингит — зеленое вещество ($n=1,480-1,620$, умеренное двупреломление), хлорофенит — изотропное вещество от ярко-оранжевого до глубокого зеленого цвета ($n=1,500-1,620$). Методами рентгенометрии, химического, термического анализа и сольватации установлено, что эти вещества имеют переменный химический и минеральный состав, роль пигмента играют окислы железа (гетит и др.). В иддингситае установлены присутствующие

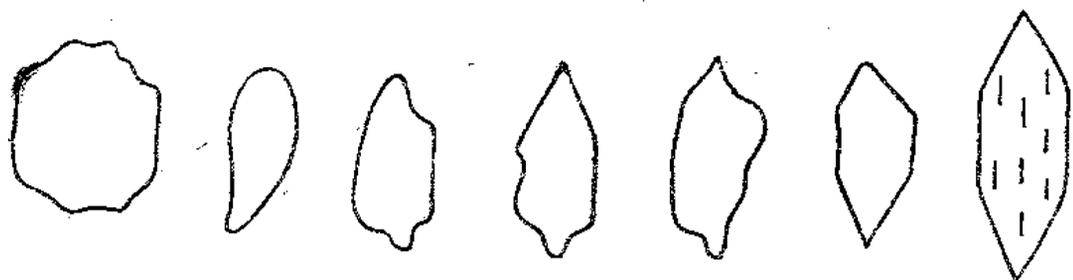


Рис. 83. Характерные разрезы зерен оливина в шлифах

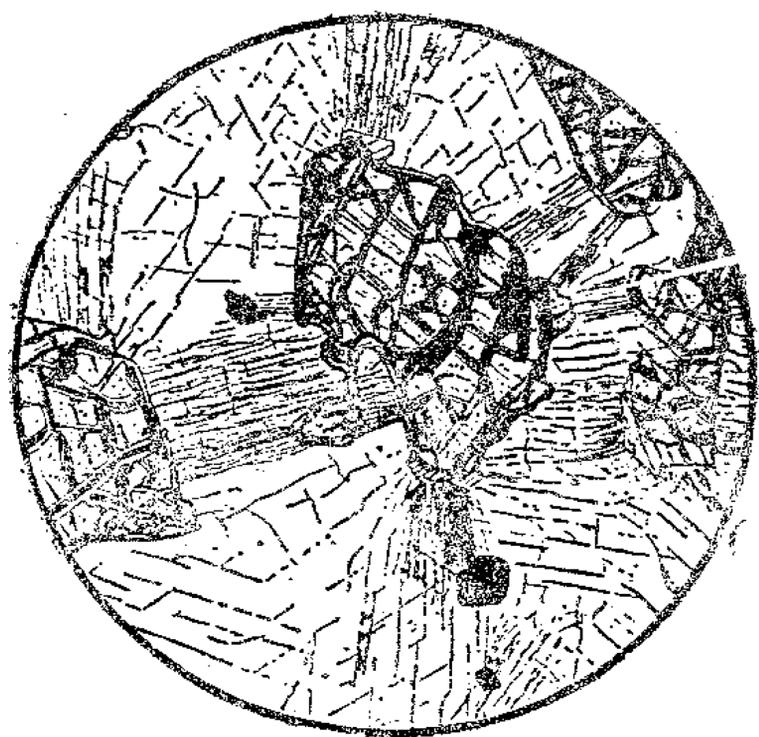


Рис. 84. Оливин в троктолите. Оливин по сетке прожилок замещается серпентином и магнетитом. Диаметр 5 мм. Без анализатора [Хэтч и др., 1975]

не снижается до $45-60^\circ$, у фаялитов $2V$ отрицательный. Можно смешать оливин с гиперстеном (ромбическим пироксеном), и иногда отличить их друг от друга очень трудно в породах, в которых сохранились лишь реликты. Самым надежным способом в этом случае является определение на федоровском столике ориентировки спайности относительно осей индикатрисы [см. В. С. Соболев. «Федоровский метод», 1954, 1966, таблицы в конце книги]. Можно также ориентироваться на слабый плеохроизм гиперстенов, более низкое их двупреломление (не поднимающееся выше 0,020). Если видна пересекающаяся под углом примерно 90° спайность, то у пироксенов погасание относительно трещин спайности симметричное $40-45^\circ$ в обе стороны, а у оливина погасание относительно трещин спайности прямое. Иногда можно принять бесцветный эпидот за оливин, но если Вы умеете отличать аномальную интерференционную окраску от нормальной, то никогда не смешаете эти два минерала. Особенно хорошо аномальная окраска заметна в разрезах эпидота с низким двупреломлением. Кроме того, у эпидота погасание относительно спайности косое. В магнезиальных скарнах форстериты трудно отличимы от минералов группы гумита.

Так как оливин является одним из наиболее высокотемпературных минералов, для него характерны совершенно определенные взаимоотношения с другими минералами. Такими являются венцовые структуры, в которых от центра к периферии наблюдаются: оливин — ромбический пироксен — амфибол + шпинель — плагиоклаз; оливин — ромбический пироксен — гранат — плагиоклаз; а также разнообразные варианты, сводящиеся к ряду оливин — пироксен — амфибол — битит — плагиоклаз (рис. 85).

порознь или совместно смектиты, хлориты, гетит, кварц, кальцит, тальк, слюда, аморфный кремнезем, магнезия; в боулингите — смектиты (в т. ч. сапонит, нонтронит, бейделлит), хлориты, серпентин, тальк, слюда, кварц, гетит, вермикулит; в хлорофените, часто аморфном, — вероятно, хлорит, гетит, кальцит. Оптическая гомогенность иддингсита, боулингита и хлорофенита обусловлена равномерным распределением, одинаковой ориентировкой и тонкодисперсностью слагающих их частиц.

Смешать оливин можно с моноклинным пироксеном, но, как отмечено выше, умея отличить их по окраске (без анализатора), всегда можно избежать ошибки. Кроме того, спайность у оливина дает прямое погасание, а у моноклинного пироксена — косое ($35-45^\circ$). У положительных оливинов $2V$ никогда

Оливин — характерный минерал ультраосновных и основных как интрузивных, так и эффузивных (рис. 86) пород. Для оливинов ультраосновных пород характерен состав с содержанием 80—95% форстеритовой составляющей (Fo). Для основных интрузивных пород обычны оливины состава Fo₈₀—Fo₅₀, а в дифференцированных массивах — до Fo₂₀. В кислых и щелочных породах иногда присутствует фаялит, однако его нередко смешивают

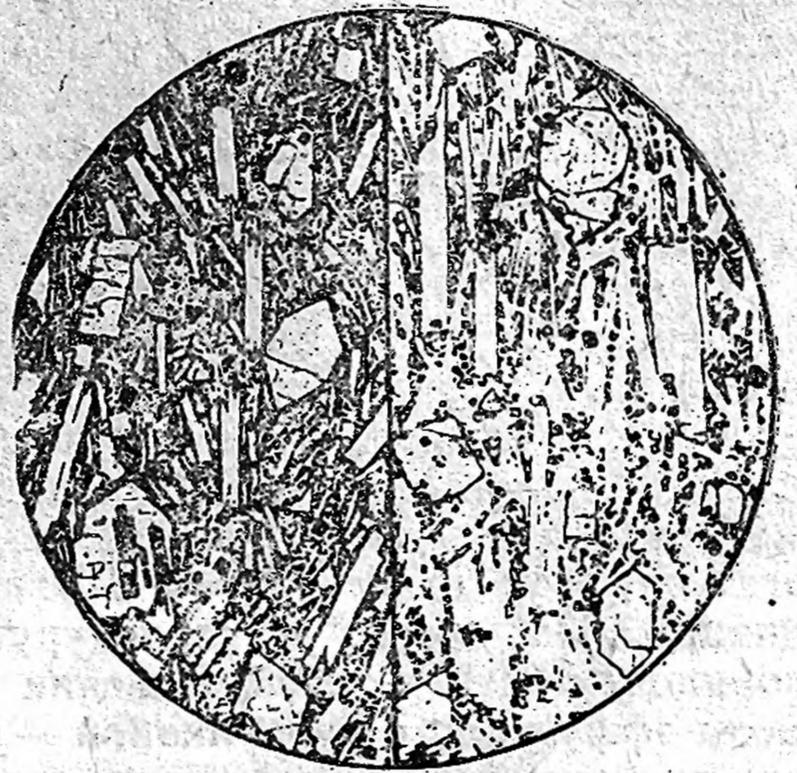
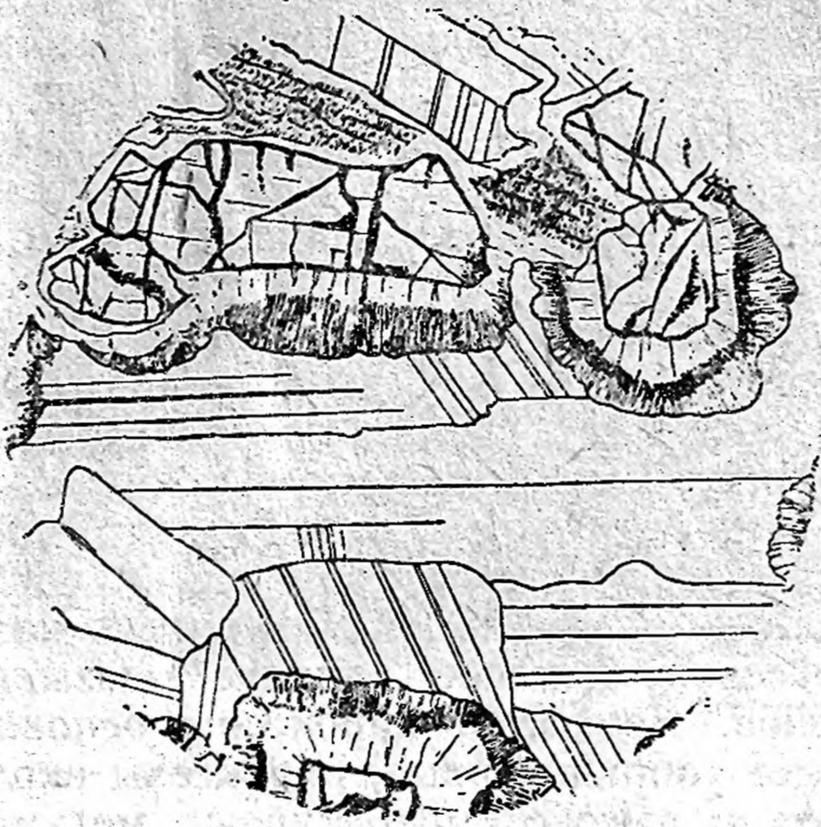


Рис. 85. Венцовая структура в норите: оливин — гиперстен — амфибол, плагиоклаз — белые таблички с двойниками. Диаметр 3 мм. Без анализатора [Хэтч и др., 1975]

Рис. 86. Оливиновые базальты. Вкрапленники оливина и плагиоклаза (белые таблички с двойниками). Диаметр 3 мм. Без анализатора [Хэтч и др., 1975]

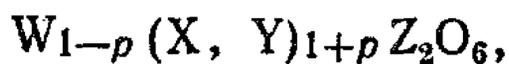
с акцессорными минералами типа циркона или монацита, пропуская таким образом. Широко распространены форстериты в метаморфизованных карбонатных породах.

Ряд тефроит — фаялит $(Mn, Fe)_2[SiO_4]$. Тефроит; $n_p = 1,770—1,788$; $n_m = 1,807—1,810$; $n_g = 1,817—1,825$; $n_g - n_p = 0,040—0,045$; $-2V = 60—70^\circ$. Дисперсия $r > v$. В шлифах имеет тусклый зеленоватый оттенок, плеохроизм едва проявлен. К н е б е л и т — промежуточный член ряда состава Fa₁₀—Fa₉₀. Минералы этой серии встречаются в железо-марганцевых породах и в щелочных гранитоидах. По оптическим свойствам все члены ряда близки к фаялиту, и их состав может быть определен точно только химическим анализом. Марганцевые оливины встречаются обычно в парагенезисе с другими марганцевыми минералами.

Группа пироксенов

Среди них различают ромбические (ортопироксены) и моноклинные (клинопироксены). Ромбические образуют изоморфную серию $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$. Моноклинные характеризуются очень широкими колебаниями химического состава и в первом приближении (в магматических и метаморфических породах нормального ряда) их можно рассматривать членами четырехкомпонентной системы $CaMgSi_2O_6—CaFeSi_2O_6—Mg_2Si_2O_6—Fe_2Si_2O_6$. В щелочных породах устанавливаются их переходы к эгирину $NaFe^{+3}[Si_2O_6]$ и жадеиту $NaAl[Si_2O_6]$. Известны разновидности, содержащие значительное количество марганца, вплоть до иогансенита $CaMn[Si_2O_6]$. Ряд пироксенов, таких как авгит, омфацит и фассаит, содержат в существенных количествах

также Fe^{+3} , Al, Na. В литиевых пегматитах присутствует сподумен $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Общая формула пироксенов имеет следующий вид:



где $W = \text{Ca}, \text{Na}$; $X = \text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mn}, \text{Ni}, \text{Li}$; $Y = \text{Al}, \text{Fe}^{+3}, \text{Cr}, \text{Ti}$; $Z = \text{Si}, \text{Al}$, иногда Ti и Fe^{+3} (при дефиците Si и Al); p — в моноклинных пироксенах меняется от 0 до 1, иногда группа Y может отсутствовать (p — в ромбических пироксенах близко 1, ионов группы Y обычно очень мало). В связи с широкими замещениями ионов в группе (X, Y) происходят компенсационные замещения в группах W или Z, однако сумма зарядов катионов должна быть равна 12. Содержание Al колеблется в широких пределах, от 0 до 0,7 в группе Z в авгите.

В основе структуры пироксенов лежат непрерывные зигзагообразные цепочки Si_2O_6 из кремнекислородных тетраэдров. Внутри цепочек часть атомов Si может замещаться Al^{+3} , Ti^{+4} и даже Fe^{+3} , что вызывает искажение цепочек. Но главные различия между структурными типами пироксенов определяются положением катионов Ca, Na, Mg, Fe^{+2} и некоторых других, которые соединяют цепочки в боковом направлении и могут по-разному располагаться друг относительно друга, находясь в шестерной-восьмерной координации. На состав и структуру пироксенов большое влияние оказывает упорядоченность в распределении катионов. Вероятно, пироксены основной массы эффузивов и субвулканов — наименее упорядоченные; пироксены вкрапленников, глубинных магматических пород и высокотемпературных метаморфических пород — частично упорядоченные; пироксены низкотемпературных метаморфических пород и пород высоких давлений (некоторых эклогитов, глаукофановых сланцев) — наиболее упорядоченные.

В четырехкомпонентной системе $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ — $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ — $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ природным пироксенам, располагающимся вблизи составов $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ и содержащим более 25 мол. % $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, свойственна моноклинная сингония. Природные пироксены, располагающиеся вблизи составов $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ — $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ и содержащие менее 15 мол. % $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ и более 30 мол. % $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, в высокотемпературной форме имеют моноклинную сингонию (пижонит), а в низкотемпературной форме — ромбическую; при содержании менее 30 мол. % $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ — только ромбическую. Видимо, в области составов 15—25 мол. % $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ существует разрыв смесимости. Пироксены, составы которых не попадают в поле четырехкомпонентной системы, имеют моноклинную сингонию. Смесимость ортопироксенов с Ca-компонентом весьма ограничена, но значительно бóльшая с Al_2O_3 (до 16 вес. %).

Многие кристаллы пироксенов представляют собой сростки из нескольких различных пироксенов, как результат распада твердых растворов. Наиболее часто встречаются сростки следующих типов: авгит с пластинками пижонита по (001), совпадают оси a и b ; авгит с пластинчатыми вростками гиперстена по (100), совпадают оси b и c ; авгит с пластинчатыми вростками одновременно и пижонита, и гиперстена; пижонит с пластинками авгита по (001); гиперстен с пластинками авгита по (100). Кроме того, в пироксенах могут также присутствовать ориентированные вросстки магнетита, ильменита и гематита.

Парагенетические типы ромбических и моноклинных пироксенов, их свойства и условия образования подробно рассмотрены Н. Л. Добрецовым, Ю. Н. Кочкиным, А. П. Кривенко и В. А. Кутолиным в работе «Породообразующие пироксены» [М., Наука, 1971, 455 с.].

Ромбические пироксены $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Они представляют собой изоморфную серию, конечными членами которой являются энстатит $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ и ферросилит $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$, а промежуточными — бронзит (90—70% $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), гиперстен (70—50% $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), феррогиперстен (50—30% $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), эвлит (30—10% $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$).

$n_p = 1,650$ — $1,768$; $n_m = 1,653$ — $1,770$; $n_g = 1,658$ — $1,788$; $n_g - n_p = 0,007$ — $0,020$; $+2V = 55$ — 90° для крайних членов и $-2V = 50$ — 90° для промежуточных.

Дисперсия $r < v$ сильная. Рис. 87. Хорошая спайность по призме (110), трещины спайности пересекаются под углом 88° . Магнезиальные разности в шлифах бесцветны, железистые имеют ясный плеохроизм от красноватого по Np до зеленоватого по Ng . Окраска ромбических пироксенов не такая густая, как, например, у биотита или амфиболов, это скорее оттенки, которые необходимо уметь отличать, с тем чтобы не смешать с ясно окрашенными минералами. Двойники простые и полисинтетические. Формы: призмы, удлиненные и неправильные зерна. Специальные диаграммы связывают оптические свойства и состав в серии ромбических пироксенов (рис. 88). В разрезах с одной спайностью погасание прямое, но иногда угол погасания доходит до 10° . Удлинение положительное

Рис. 87. Ромбические пироксены:

a — энстатит; *б* — гиперстен

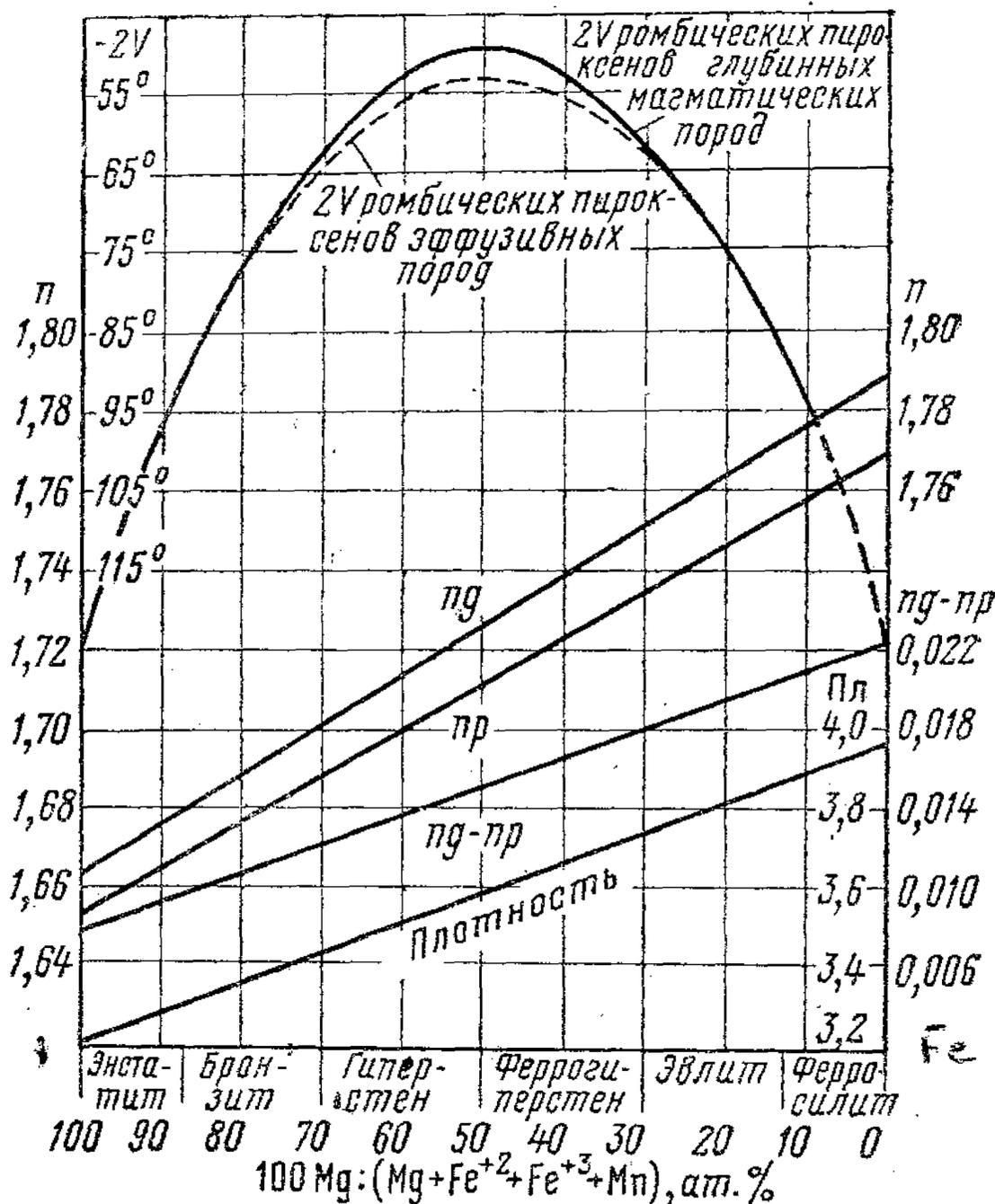
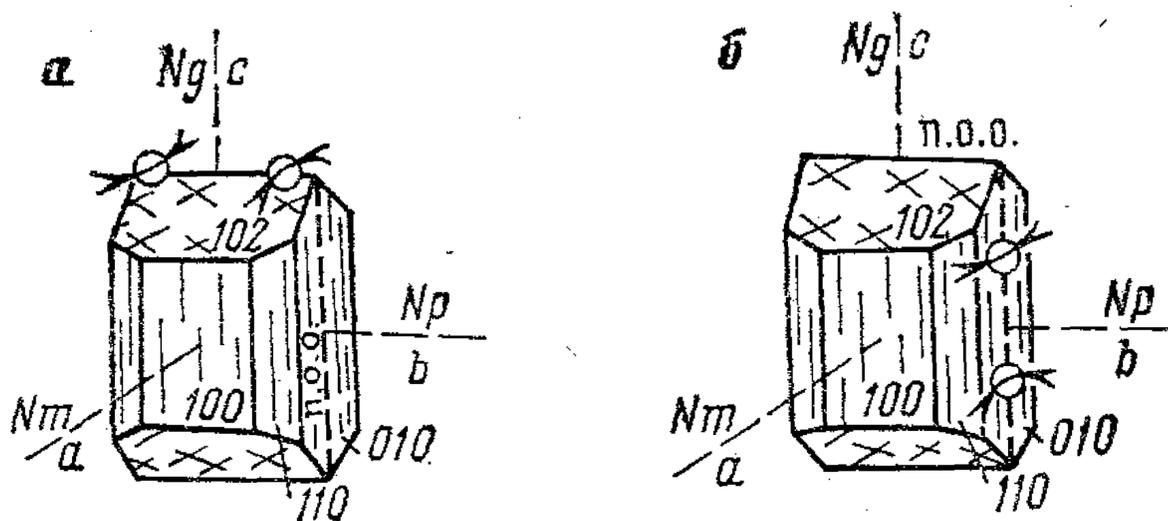


Рис. 88. Зависимость оптических свойств и плотности от состава ромбических пироксенов [Дир и др., 1965]

Вторичные изменения ромбических пироксенов выражаются в серпентинизации (б а с т и т — псевдоморфоза серпентина по ромбическому пироксену), замещении тальком, амфиболами, карбонатами, различными модификациями кремнезема, хлоритом.

Состав ромбических пироксенов можно определять по следующим уравнениям:

$$ng = 1,664 + 0,124 \cdot (1 - x_{Mg}), \pm 0,002;$$

$$np = 1,654 + 0,114 \cdot (1 - x_{Mg}), \pm 0,002;$$

$$ng - np = 0,010 + 0,010 \cdot (1 - x_{Mg}), \pm 0,001;$$

$$2V^\circ = 125 - 300 \cdot (1 - x_{Mg}) \cdot x_{Mg},$$

где x_{Mg} — молекулярное отношение $Mg : (Mg + Fe^{+2} + Mn + Fe^{+3})$ в пироксене.

Смешать ромбический пироксен можно с андалузитом, но последний всегда имеет отрицательное удлинение. Отличие ромбического и моноклинного пироксенов состоит прежде всего в прямом (или близком к прямому) погасании ромбического пироксена с одной спайностью. В разрезах, поперечных призме, с двумя спайностями они не отличаются, так как обе спайности дают одинаковое симметричное погасание под углом 40—45°. Нередко в разрезах, поперечных призме, видна одна спайность, и она в ромбических пироксенах дает косое погасание, но угол не бывает больше 35°. Следует запомнить, что если удлиненные разрезы с хорошей спайностью дают прямое погасание, то это ромбический пироксен. Хорошим отличием иногда служит плеохроизм ромбического пироксена. Точными определениями отличаются легко: у ромбического пироксена $2V$ отрицательный или большой положительный, у моноклинного $2V$ положительный, не более 60°. В породах, содержащих ромбический и моноклинный пироксены, ромбический пироксен легче и чаще подвержен вторичным изменениям. Это также позволяет их отличать друг от друга. Об отличии ромбического пироксена от оливина смотрите описание оливина. От силлиманита ромбический пироксен легко отличается: силлиманит волосовидный, $ng - np = 0,020 - 0,022$, $+2V = 21 - 30^\circ$.

Ромбические пироксены встречаются в ультраосновных и основных породах как интрузивных, так и эффузивных. Нередки они во вкрапленниках андезитов. Однако ромбические пироксены встречаются и в кислых породах (липаритах, дацитах, чарнокитах), и в монцонитах. В эффузивах ромбические пироксены нередко опацитизированы, т. е. имеют оторочку рудного минерала. В интрузивных породах с оливином ромбический пироксен обычно обрастает оливин. Обычны сростания, иногда очень тонкие, похожие на пертиты, ромбического и моноклинного пироксенов. Нередко гиперстен замещается биотитом, роговой обманкой.

Моноклинные пироксены. Клиноэнстатит и клиногиперстен $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$. Моноклинные. В земных породах не известны. Обнаружены в метеоритах. Это необходимо иметь в виду при описании пород, содержащих моноклинные пироксены.

Щелочные пироксены — эгирин и эгирин-авгит — рассмотрены отдельно (см. раздел «Ясно окрашенные в шлифах минералы»).

Формы: длинно- или короткостолбчатые, таблитчатые, шестоватые, а также неправильные зерна. Спайность хорошая по призме (110) с углом между трещинами около 87° (рис. 89). Наблюдаются также отдельности по пинакоидам. Так, у пироксена, называемого диаллагом, очень тонкая высокой степени совершенства отдельность по первому пинакоиду. Двойники довольно обычны, как простые, так и полисинтетические. Моноклинные пироксены в шлифах бесцветны, но чаще имеют слабый цветной оттенок — сероватый, буроватый, зеленоватый. Этот оттенок особенно хорошо заметен в стыках с такими совершенно бесцветными минералами, как оливин и плагиоклаз. Однако некоторые диопсиды и разности, переходные к эгирину, имеют ясный зеленый цвет с плеохроизмом до бесцветного. Но этот цвет значительно бледней, чем у роговых обманок, и плеохроизм не бросается

в глаза, как у роговых обманок или как у биотитов. Титанавгит характеризуется буроватым цветом с хорошо заметным сиреневым или фиолетовым оттенком, плеохроизм также нерезкий. Единственными густо окрашенными пироксенами являются эгирины и некоторые эгирин-авгиты, имеющие густой травяно-зеленый (собственно эгирин) или бурый, иногда с зеленоватым оттенком (акмит), цвет, но, в отличие от амфиболов, плеохроизм у них не резкий и происходит в одном цвете при схеме абсорбции $Np > Nm > Ng$.

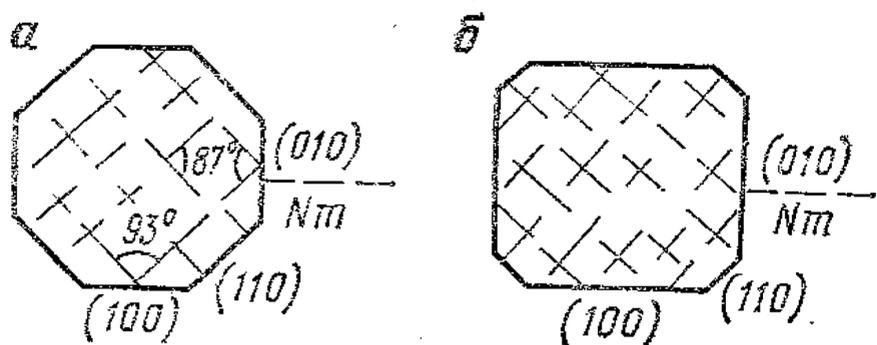


Рис. 89. Поперечные разрезы призм моноклинных пироксенов:

а — чаще свойственны авгитам; б — чаще свойственны диопсидам

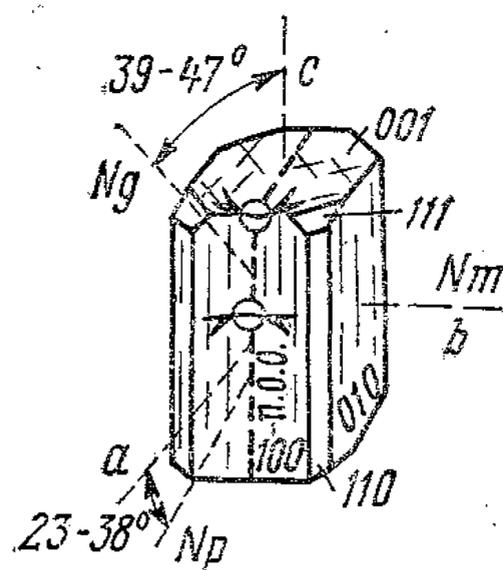


Рис. 90. Диопсид—геденбергит

$np = 1,651 - 1,739$; $ng = 1,681 - 1,761$; $ng - np = 0,018 - 0,033$; $2V$ всегда положительный ($45 - 60^\circ$), у некоторых снижается до $0 - 30^\circ$ (пижонит) или повышается до 70° (разности, содержащие эгириновую составляющую). Угол погасания $c : Ng = 36 - 69^\circ$, при этом удлинение будет положительным у большинства пироксенов, так как $c : Ng$ меньше 45° , и лишь у разностей, переходных к эгирину ($c : Ng$ больше 45°), удлинение отрицательное.

Ниже описаны наиболее часто встречающиеся моноклинные пироксены.

Изоморфный ряд диопсид $CaMg[Si_2O_6]$ — геденбергит $CaFe^{+2}[Si_2O_6]$.

Рис. 90. $np = 1,664 - 1,726$; $nm = 1,672 - 1,730$; $ng = 1,695 - 1,757$; $ng - np = 0,024 - 0,031$; $+2V = 50 - 62^\circ$; $c : Ng = 39 - 47^\circ$. Умеренная или

сильная дисперсия $r > v$. Цвет в шлифах: обычно бесцветны со слабым буроватым оттенком, диопсид бывает зеленоватым (без заметного плеохроизма), геденбергит — буровато-зеленым (тоже без заметного плеохроизма). Промежуточные члены ряда называются салитами и ферросалитами. Минералы этого ряда встречаются в метаморфизованных карбонатных породах, скарнах, в основных метаморфических породах, а также в основных изверженных породах, сиенитах. Специальные диаграммы связывают оптические свойства и состав членов серии (рис. 91). Не всегда удается от-

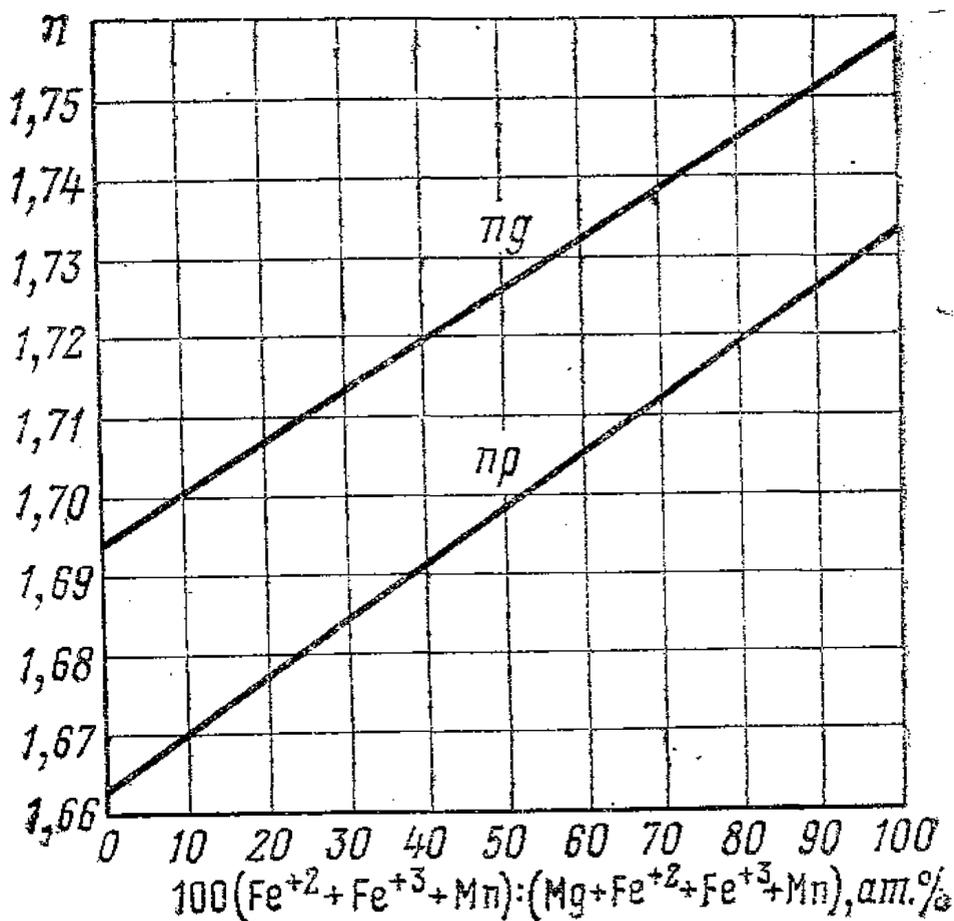


Рис. 91. Зависимость показателей преломления от состава в серии диопсид—геденбергит [Дир и др., 1965]

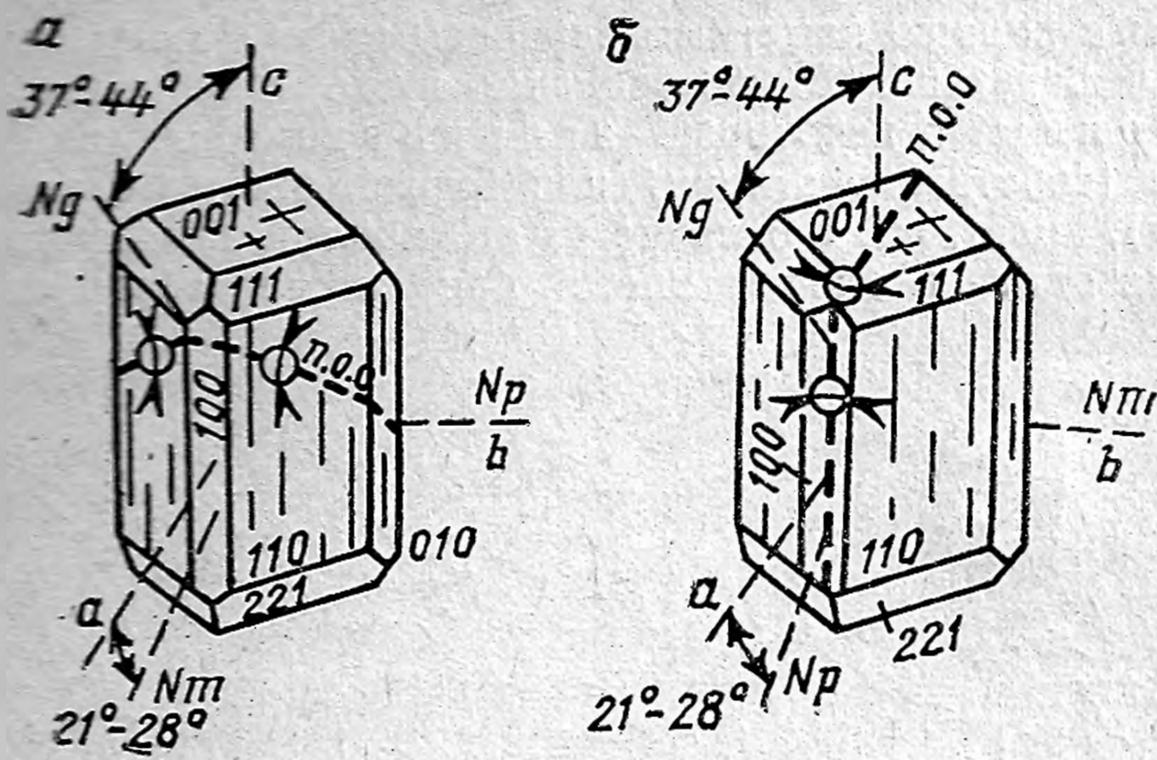


Рис. 92. Пижонит:
а — бедный Са; б — богатый Са

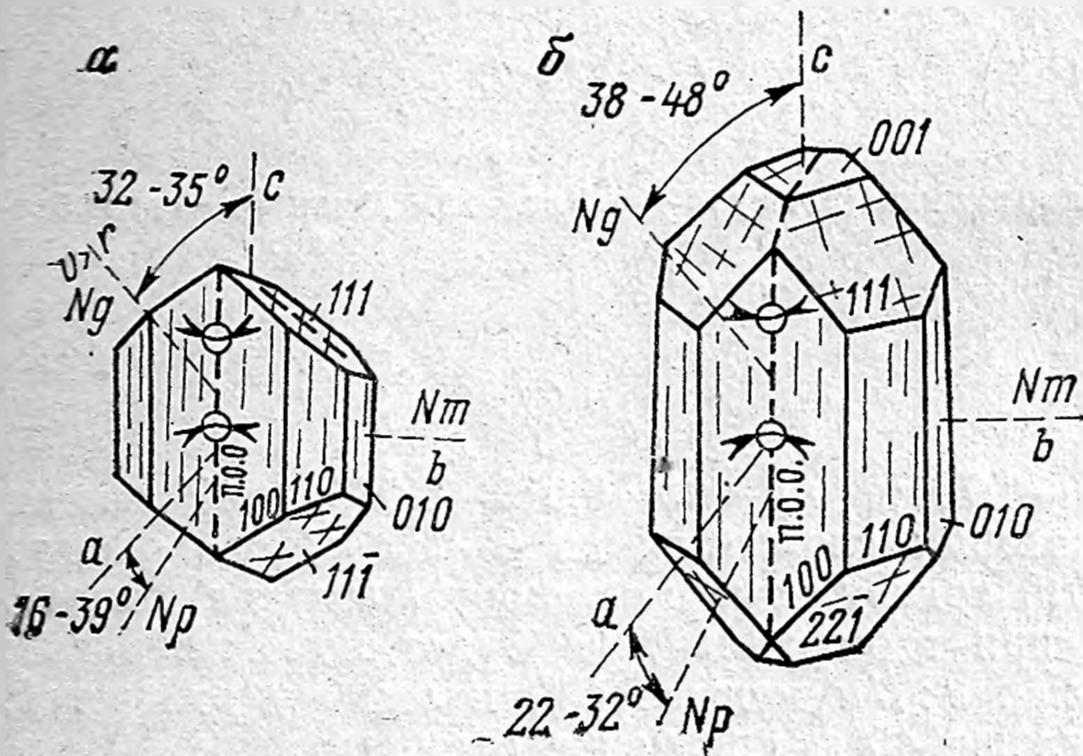


Рис. 93. Титанавгит (а) и авгит (б)

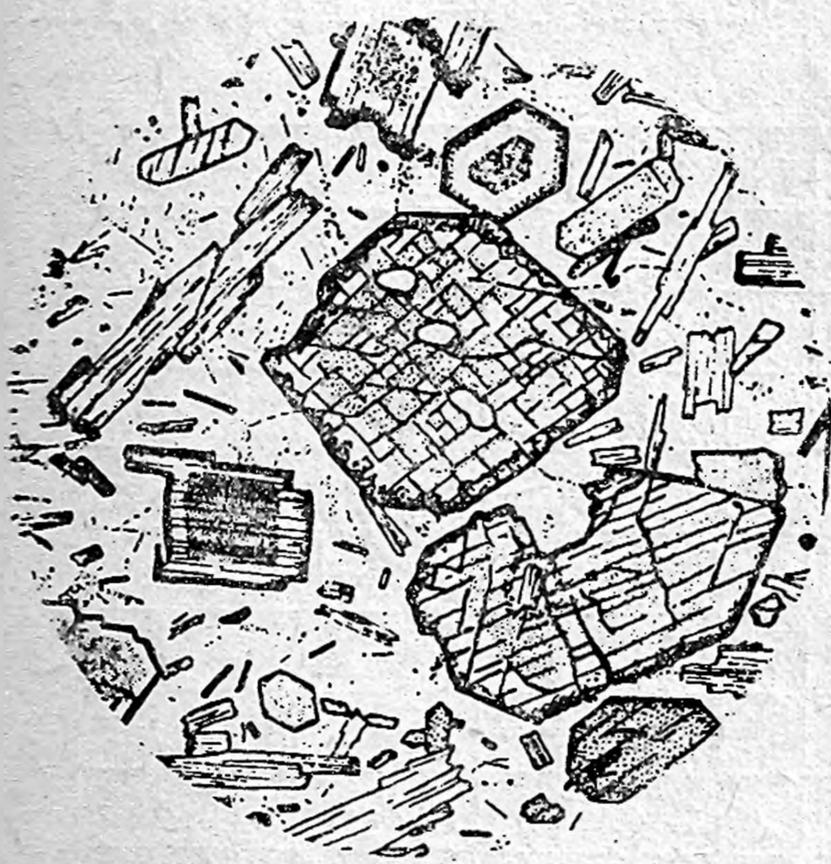


Рис. 94. Кристаллы авгита в минерте (с биотитом и ортоклазом) [по Хэтчу и др., 1975]

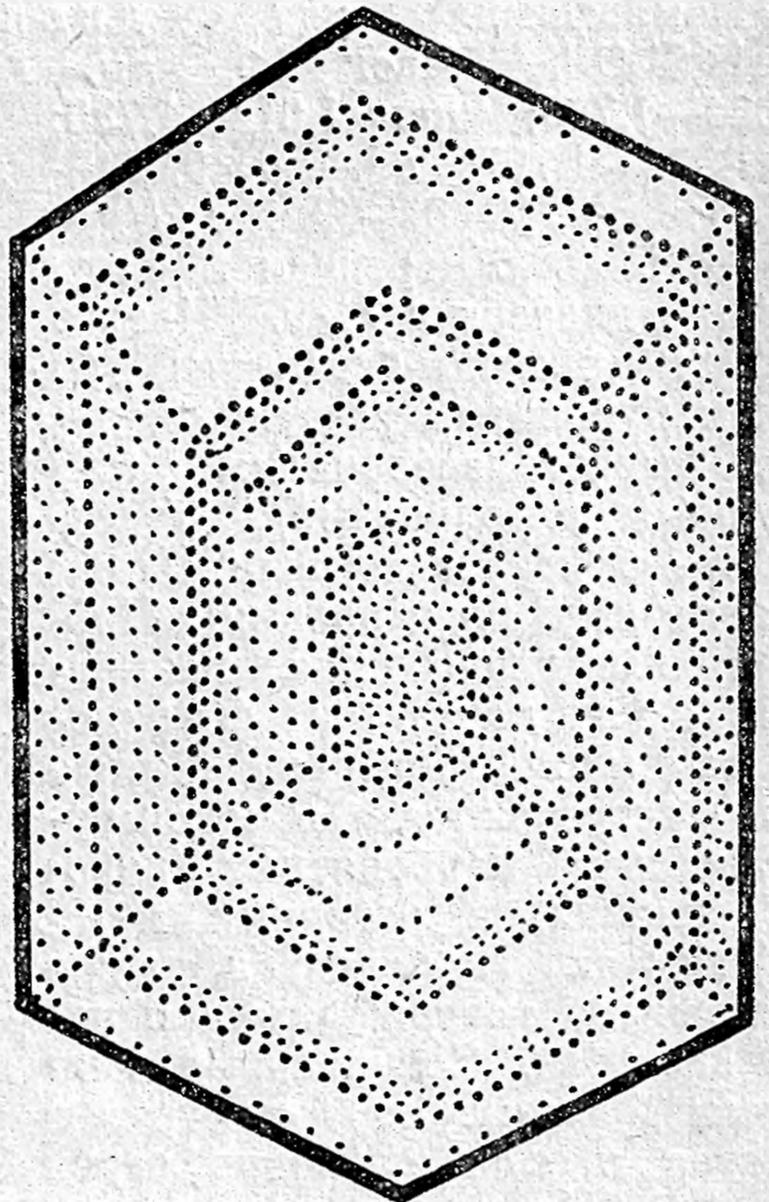


Рис. 95. Схема зональности и фигура песочных часов в титанавгите [Хэтч и др., 1975]

личить минералы серии диопсид — геденбергит от авгитов. Наиболее надежный критерий — форма поперечных разрезов с двумя системами трещин спайности.

Пижонит $(Mg, Fe, Ca)(Mg, Fe)[Si_2O_6]$ с содержанием 5—15% $CaSiO_3$. $np=1,682—1,722$; $nm=1,684—1,722$; $ng=1,705—1,751$; $ng—np=0,023—0,029$; $+2V=0—30^\circ$ — это самая характерная константа пижонита, по которой его сразу отличают от других пироксенов; $c:Ng=37—44^\circ$. Умеренная дисперсия $r \leq v$. Бесцветный, иногда с буроватым или зеленоватым оттенком. Встречается исключительно в лавах и малых интрузиях чаще всего основного состава. В метаморфических породах не известен (рис. 92).

Авгит $(Ca, Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Ti, Al)_2[(Si, Al)_2O_6]$. Рис. 93, 94. $np=1,672—1,735$; $nm=1,672—1,741$; $ng=1,703—1,761$; $ng—np=0,018—0,033$; $+2V=25—60^\circ$; $c:Ng=38—48^\circ$. Дисперсия $r > v$, сильная в титанавгите, с образованием фигуры песочных часов (рис. 95). Фигура песочных часов обусловлена разным составом зон, вследствие различной скорости роста двух пар граней и неоднородности расплава из-за малой скорости ионной диффузии. В шлифах авгит бесцветный с буроватым или зеленоватым оттенком, титанавгит имеет более или менее ясный сиреневый или фиолетовый оттенок с заметным плеохроизмом. Авгиты встречаются в самых разнообразных магматических и метаморфических породах. Ферроавгиты (т. е. разновидности, богатые железом) характерны для феррогаббро дифференцированных комплексов, их пегматитов, а также для некоторых сиенитов и кислых эффузивов. Бедные кальцием авгиты (разности, переходные к пижониту, у которых $+2V$ опускается до 30°) характерны для базальтов и андезитов. Титанавгиты (авгиты, богатые титаном) типичны для щелочных изверженных пород. Авгиты образуют непрерывную изоморфную серию с эгирином, промежуточные члены которой получили название натровых авгитов, эгириносодержащих авгитов и эгирин-авгитов. Они характерны для щелочных пород, особенно для контактово-метасоматических. Для многих авгитов характерны тонкие сростки с ромбическими пироксенами, представляющие продукты распада твердых растворов и напоминающие полисинтетические двойники. Иногда эти сростки настолько тонкие, что едва различимы под микроскопом. Существует диаграмма, связывающая оптические свойства и состав в системе $CaMgSi_2O_6—CaFeSi_2O_6—Mg_2Si_2O_6—Fe_2Si_2O_6$ (рис. 96). Отличить авгит от диопсида далеко не всегда представляется возможным. По характерной окраске и фигуре песочных часов (или по неправильной зональности и секториальности) в скрещенных николях от диопсида легко отличается титанавгит. Натровые авгиты имеют заметную

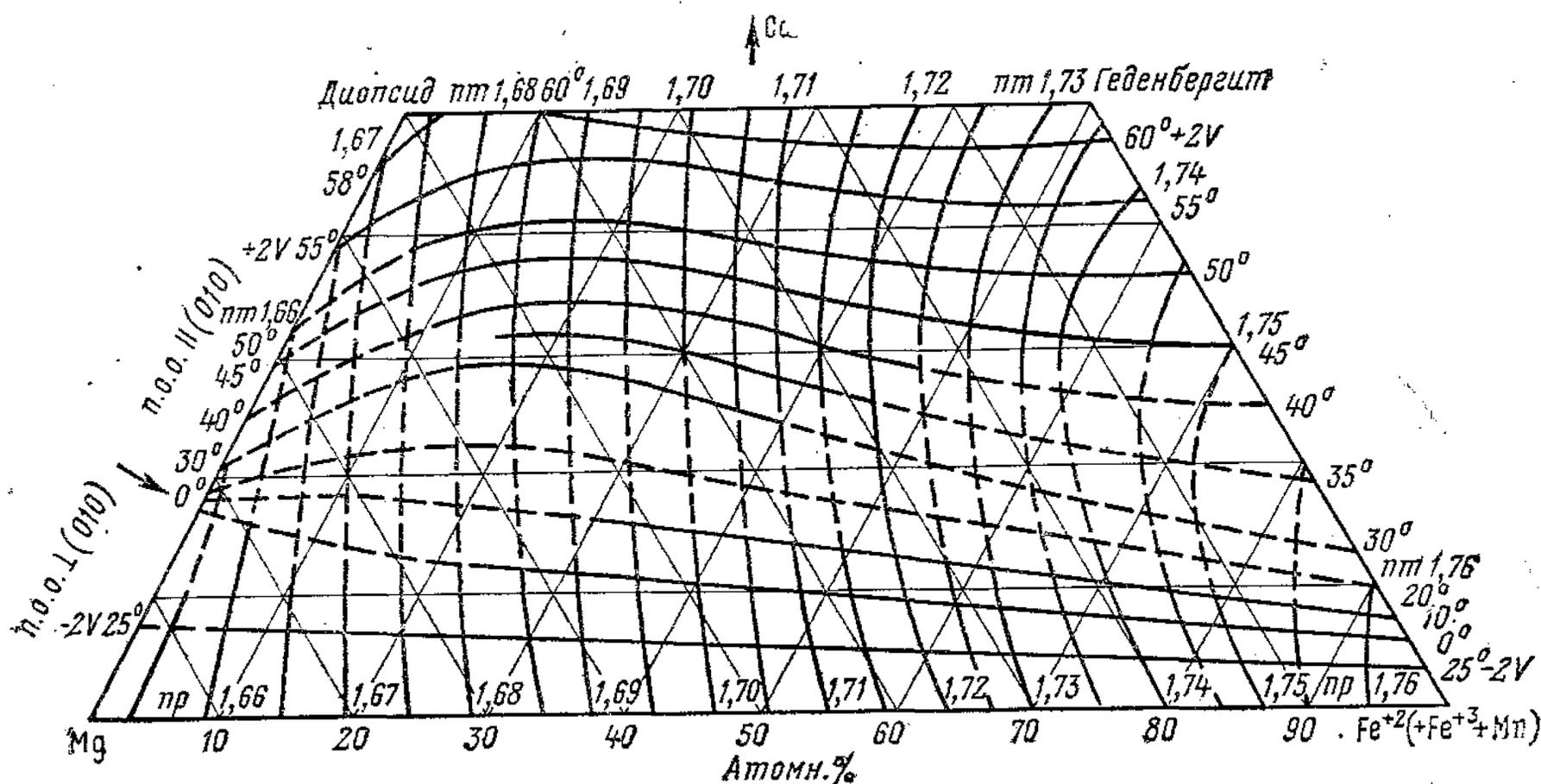


Рис. 96. Колебания оптических свойств от состава моноклинных пироксенов в системе $CaMgSi_2O_6—CaFeSi_2O_6—Mg_2Si_2O_6—Fe_2Si_2O_6$ [Дир и др., 1965]

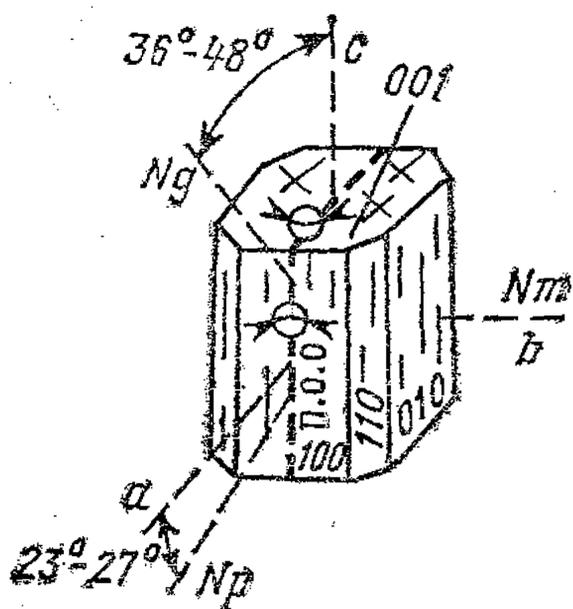


Рис. 97. Омфациит

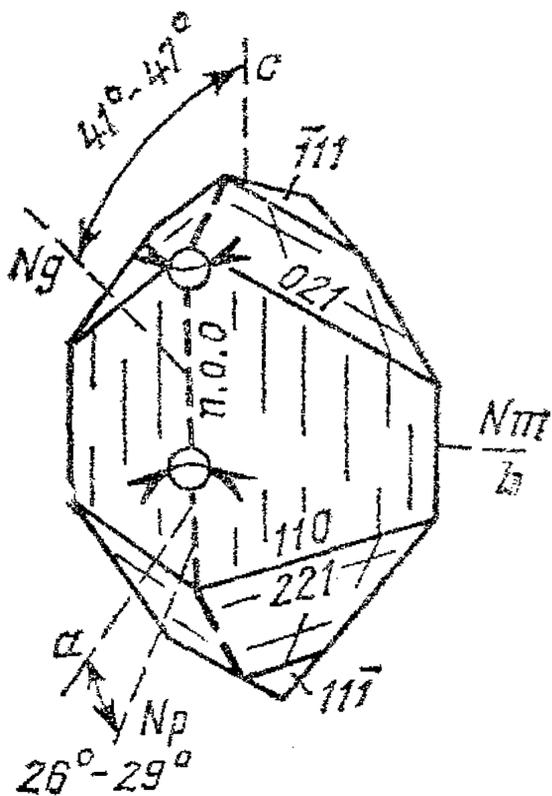


Рис. 98. Фассаит

зеленую окраску с ясным плеохроизмом и большие $2V$ и углы погасания, чем обычные авгиты.

Омфациит $(Ca, Na)(Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Al)[Si_2O_6]$. Рис. 97. Этот тускло зеленоватый в шлифах пироксен характерен исключительно для эклогитов (пород из омфациита и пироп-альмандинового граната) и близких к ним кристаллических сланцев. По составу отличается от диопсида частичной заменой кальция на натрий и магния на алюминий.

$np=1,662-1,691$; $nm=1,670-1,700$; $ng=1,688-1,718$; $ng-np=0,018-0,027$; $+2V=58-83^\circ$; $c:Ng=36-48^\circ$. Умеренная дисперсия $r > v$. Учитывая исключительность парагенезисов с омфациитом, его сравнительно легко диагностировать по оптическим свойствам.

Фассаит $Ca(Mg, Fe^{+3}, Al)[(Si, Al)_2O_6]$. Рис. 98. Обычно присутствует в метаморфизованных карбонатных породах и характеризуется значительным содержанием алюминия. В образцах отличается зелено-желтой окраской, а в шлифах, в отличие от диопсида и похожих на него авгитов, — необычайно сильной дисперсией $r > v$, $np=1,676-1,712$; $nm=1,683-1,719$; $ng=1,702-1,736$; $ng-np=0,018-0,028$; $+2V=51-62^\circ$; $c:Ng=41-47^\circ$.

Приблизительный состав клинопироксена из жадеитовых пород и глаукофановых сланцев можно определять по следующим уравнениям:

$$Al_{\text{сум}} \pm 0,007 = 7,48 - 3,7 ng - 10,0 (ng - np) - 0,003 (cNg) - 0,002 (2V);$$

$$Na = + 4,84 - 2,32 ng - 12,7 (ng - np) + 0,0037 (cNg) - 0,001 (2V);$$

$$(Fe^{+2} + Fe^{+3}) \pm 0,12 = - 6,79 + 3,98 ng - 4,6 (ng - np) + 0,047 (cNg) + 0,0012 (2V).$$

Приблизительный состав клинопироксена из эклогитов:

$$Al_{\text{сум}} \pm 0,12 = - 1,54 + 0,85 ng - 3,1 (ng - np) + 0,0076 (cNg) + 0,0173 (2V);$$

$$(Fe^{+2} + Fe^{+3}) \pm 0,08 = - 8,21 + 4,68 ng - 0,9 (ng - np) + 0,0024 (cNg) + 0,005 (2V),$$

где $Al_{\text{сум}}$, Na , $(Fe^{+2} + Fe^{+3})$ — количество катионов в кристаллохимической формуле.

Моноклинные пироксены можно смешать с ромбическими и с оливином (см. описание этих минералов). От бесцветных и слабоокрашенных амфиболов они отличаются по углу между спайностями, который у амфиболов не может быть больше 60° . У амфиболов угол погасания исключительно редко бывает больше 20° , тогда как у пироксенов он всегда больше 30° . Наконец, у амфиболов $2V$ отрицательный (кроме паргасита), а у моноклинных пироксенов положительный (кроме эгирина-авгитов и эгиринов, см. их описание ниже). Моноклинные пироксены можно смешать с эпидотом. Главное

отличие — аномальная интерференционная окраска у эпидотов, кроме того, у эпидотов удлинение и положительное, и отрицательное.

Характерна амфиболизация пироксенов в пироксенитах и плагиоклаз-содержащих породах. Обычными продуктами изменения пироксенов являются хлорит, карбонаты, эпидот.

В иммерсионных препаратах диопсид встречается в виде короткопризматических или клиновидных зерен, бесцветных или окрашенных в серый, зеленовато-серый цвета. Довольно часто зерна имеют зубчатые окончания. Авгит встречается в виде удлиненных призматических, остроугольных или окатанных, почти эллипсоидальных, вытянутых зерен, которые окрашены в зеленые или буроватые цвета, со слабым плеохроизмом. Иногда зерна имеют зубчатые окончания. Эгирин-авгиты имеют ярко-зеленую окраску. Энстатит представлен зернами, бесцветными или слабо плеохроирующими от желтого по Np до желтовато-коричневого по Nm и зеленовато-голубого по Ng ; часто загрязненными включениями и вторичными продуктами. Зерна обычно вытянуты, часто имеют зубчатые окончания. Гиперстен встречается в виде вытянутых по призме зерен с характерным плеохроизмом от красно-бурого, розового по Np до зеленовато-голубоватого по Ng , с прямым или близким к прямому погасанием.

Лавсонит — $CaAl_2 [Si_2O_7] (OH)_2 \cdot H_2O$

Ромбический. Рис. 99. Лавсонит по структуре относится к силикатам со сдвоенными SiO_4 -тетраэдрами. Основной структурный мотив — бесконечные колонки из AlO_6 -октаэдров вдоль c , соединенные друг с другом группами $[Si_2O_7]$. В пустотах каркаса располагаются Ca и H_2O . Химический состав природных лавсонитов близок приведенной формуле, в незначительных количествах установлены примеси Ti , Fe^{+3} , Na , K . $np=1,663—1,668$; $nm=1,673—1,677$; $ng=1,682—1,686$; $ng-np=0,019—0,021$; $+2V=62—87^\circ$. Сильная дисперсия $r > v$. Плоскость оптических осей $\parallel (100)$. $c=Np$; $b=Ng$; $a=Nm$. Двойники по (110) простые и полисинтетические, перекрещивающиеся под углом 67° , реже двойники с тем же швом, но по осевому закону. Совершенная спайность по (100) и (010) , несовершенная по (101) . Формы выделений: зерна, таблицы, призмы, а также волокнистые агрегаты. В шлифах нормальной толщины — бесцветный, в толстых шлифах — голубовато-зеленый с плеохроизмом: по Ng — бесцветный, желтоватый, по Nm — желтовато-зеленый, темный синевато-зеленый, по Np — голубой, светлый буровато-желтый, $Np > Nm \geq Ng$. В шлифах обычно наблюдается в идиоморфных зернах, дающих ромбические, квадратные и прямоугольные сечения с перекрещивающимися полисинтетическими двойниками. Иногда характер срастаний сходен с двойниками пренита. Известны срастания лавсонита с лотритом, имеющие вид «дубовых листьев». При прокаливании вспучивается и разлистывается, не округляясь в краях зерен.

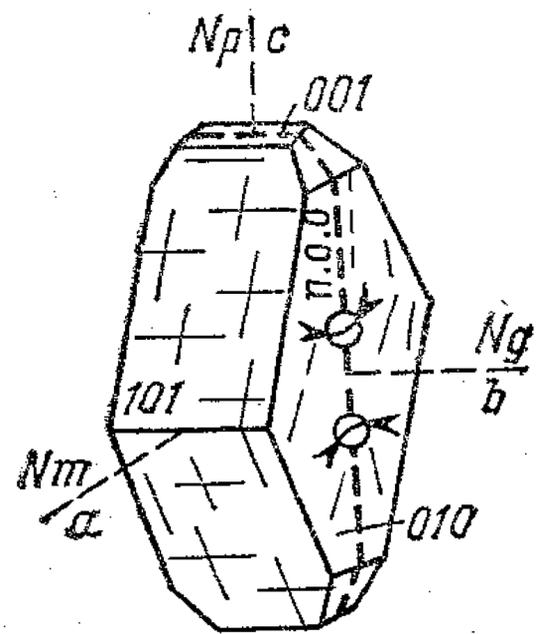


Рис. 99. Лавсонит

Лавсонит относится к числу распространенных минералов в породах низких ступеней метаморфизма и в основных породах, измененных в фации глаукофановых сланцев.

Смешать лавсонит можно с клиноцоизитом, если не обратить внимание на перекрещивающиеся полисинтетические двойники и отсутствие аномальной интерференционной окраски у лавсонита. От пренита ($n=1,611—1,665$) и скаполита (n не выше 1,600), лавсонит отличается прежде всего по более высокому преломлению, а от андалузита ($-2V=73—86^\circ$) — по положительному углу $+2V=62—87^\circ$. Наконец, в толстых шлифах лавсонит обладает

характерной голубой окраской по *Np*. В тонкозернистых глаукофановых породах при больших увеличениях лавсонит узнается по прямоугольным разрезам и игольчатым агрегатам с субпараллельной ориентировкой, с прямым погасанием и поперечной спайностью.

Диаспор — $AlO(OH)$

Ромбический. Рис. 100. Структура переходная от цепочечной к слоистой. Состав близок к $AlO(OH)$, но установлены разновидности с содержанием Fe_2O_3 до 11, TiO_2 до 3,3, Cr_2O_3 до 6,5 вес. %, $n_p=1,696-1,709$; $n_m=1,716-1,722$; $n_g=1,745-1,750$; $n_g-n_p=0,045-0,048$; $+2V=84^\circ$. $c=Np$; $b=Nm$; $a=Ng$. Удлинение и положительное, и отрицательное. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Слабая дисперсия $r < v$. Совершенная спайность по (010) , несовершенная по (110) и плохая по (100) .

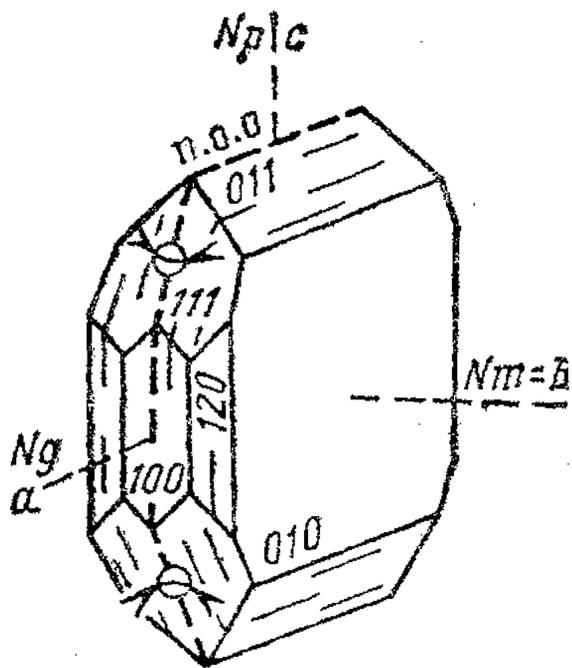


Рис. 100. Диаспор

В шлифах бесцветный, иногда голубой — фиолетовый с плеохроизмом: по N_g — желтый или синий, по N_p — фиолетовый, красновато-голубой или бесцветный, схема абсорбции $N_p > N_g$ или $N_p < N_g$. Формы выделений: листоватые, чешуйчатые, реже спутанно-волокнистые агрегаты; иногда натечные образования; в бокситах тонкодисперсные; изредка таблитчатые кристаллы по (010) , удлиненные по оси c . Двойники редки.

Диаспор — характерный минерал вторичных кварцитов и некоторых бокситов. Встречается в метаморфических богатых глиноземом породах и высокотемпературных гидротермальных жилах. Во вторичных кварцитах диаспор ассоциирует с корундом, дюмортьеритом, андалузитом,

топазом, алунином, зунитом, рутилом, гематитом. В бокситах совместно с диаспором могут присутствовать бемит и гиббсит, а также гидроокислы железа, глинистые минералы, обломочные минералы.

Диаспор, ассоциируясь часто с корундом и силлиманитом, отличается прежде всего по более высокому двупреломлению в шлифах нормальной толщины (у корунда около 0,009, у силлиманита не более 0,022). У силлиманита преломление заметно ниже (n не более 1,683). Корунд — одноосный отрицательный.

Группа эпидота

Цоизит и клиноцоизит — $Ca_2Al_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$.

Эпидот — $Ca_2Fe^{+3}Al_2[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$.

Лотрит (пумпеллит) — богатый водой эпидотовый минерал.

Пьемонтит — $Ca_2(Mn^{+3}, Fe^{+3}, Al)_2Al[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$.

Алланит (ортит) — редкоземельный эпидот, бурый до непрозрачного.

Основу структуры минералов группы эпидота составляют цепочки катионных октаэдров, обычно AlO_6 и $AlO_4(OH)_2$, вытянутых вдоль оси b , и каркас из обособленных октаэдров, обычно $Fe^{+3}O_6$, и групп SiO_4 и Si_2O_7 . В полостях каркаса располагаются катионы Ca^{+2} , TR^{+3} и реже другие.

Цоизитам свойствен постоянный состав. В серии клиноцоизит — эпидот обычен изоморфизм $Al \rightleftharpoons Fe^{+3}$. При этом железистость F в эпидотах не превышает 0,4, в пьемонтитах железистость F^* может достигать 0,7. Установлены редкие эпидоты, содержащие до 11 вес. % Cr_2O_3 (тавмавит), до

11 вес. % V_2O_5 (мухинит). В алланитах изоморфизм проявлен главным образом двумя взаимосвязанными типами замещений: $Ca \rightleftharpoons TR$ и $Al \rightleftharpoons Fe^{+2}$. Причем содержание FeO может достигать 12 вес. %, тогда как в серии клиноцоизит — эпидот FeO не устанавливается в сколько-нибудь заметных количествах. В составе редких земель, общее содержание которых в алланитах колеблется в пределах 13—22 вес. % TR_2O_3 , преобладают элементы цериевой группы, преимущественно церий и лантан, и в меньшем количестве содержатся (или вообще отсутствуют) элементы иттриевой группы. Однако известны иттроортиты (до 12,4 вес. % Y_2O_3). Установлены редкие алланинты с высоким содержанием (вес. %) MgO (до 14), TiO_2 (до 2), BeO (до 5,5), MnO (до 7), P_2O_5 (до 6,5, нагателит) и заметными примесями тория и урана.

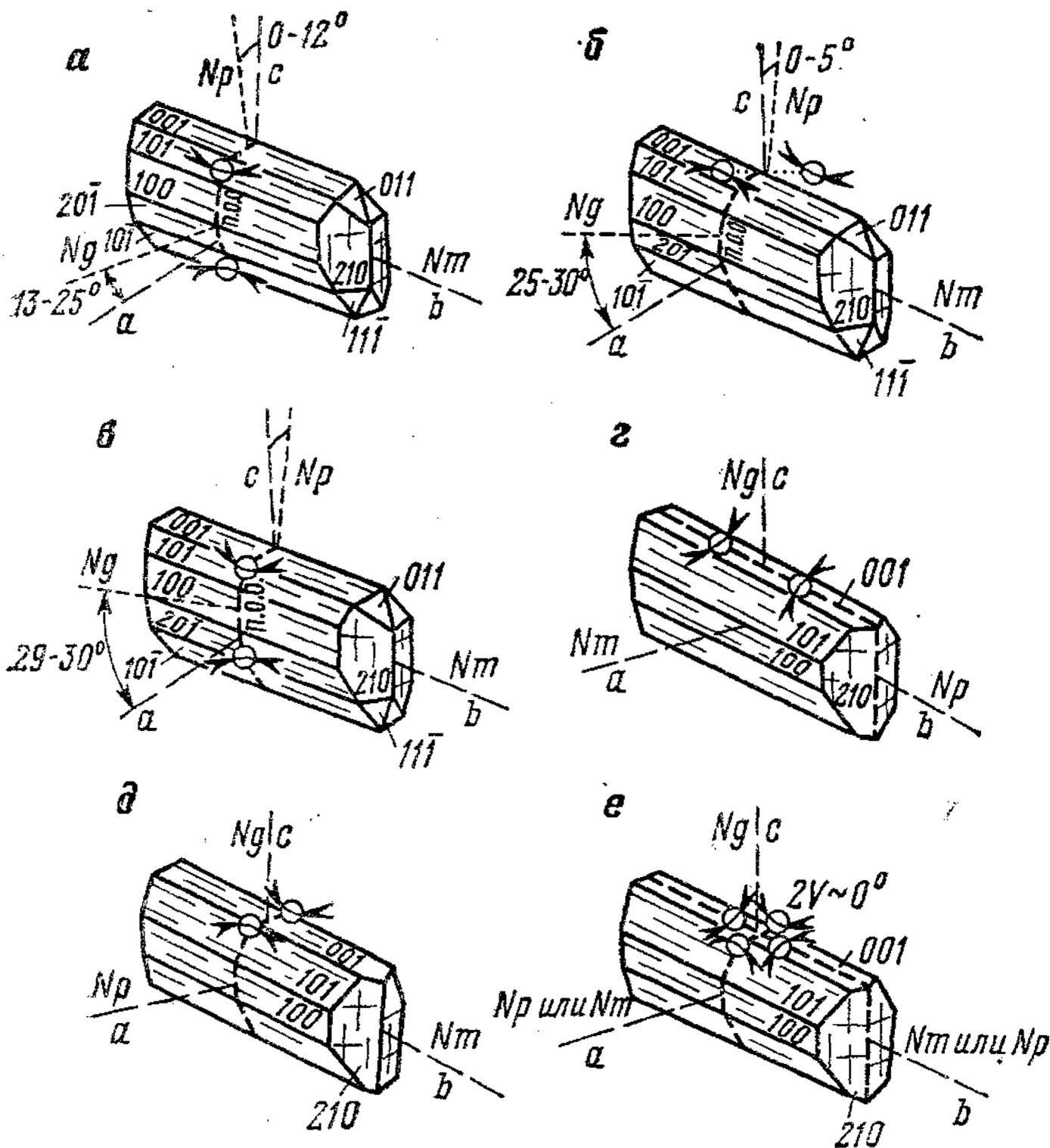


Рис. 101. Группа эпидота:

a — клиноцоизит; *б* — пистацит; *в* — пьемонтит; *г* — α -цоизит;
д — β -цоизит; *е* — тулит

Цоизит — ромбический, минерал достаточно редкий. Остальные — моноклинные (рис. 101) и, кроме пьемонтита, характерного для марганецсодержащих пород, минералы широко распространенные, особенно различные члены изоморфного ряда клиноцоизит — эпидот. Алланит — характерный аксессуарный минерал некоторых гранитов и пегматитов, описан в разделе окрашенных минералов. См. Кепежинская К. Б., Хлестов В. В. Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы [М., Наука, 1971, 312 с].

Клиноцоизит — эпидот (пьемонтит). $np=1,695-1,751$; $nm=1,698-1,784$; $ng=1,703-1,797$; $ng-np=0,004-0,053$; $+2V=0-116^\circ$

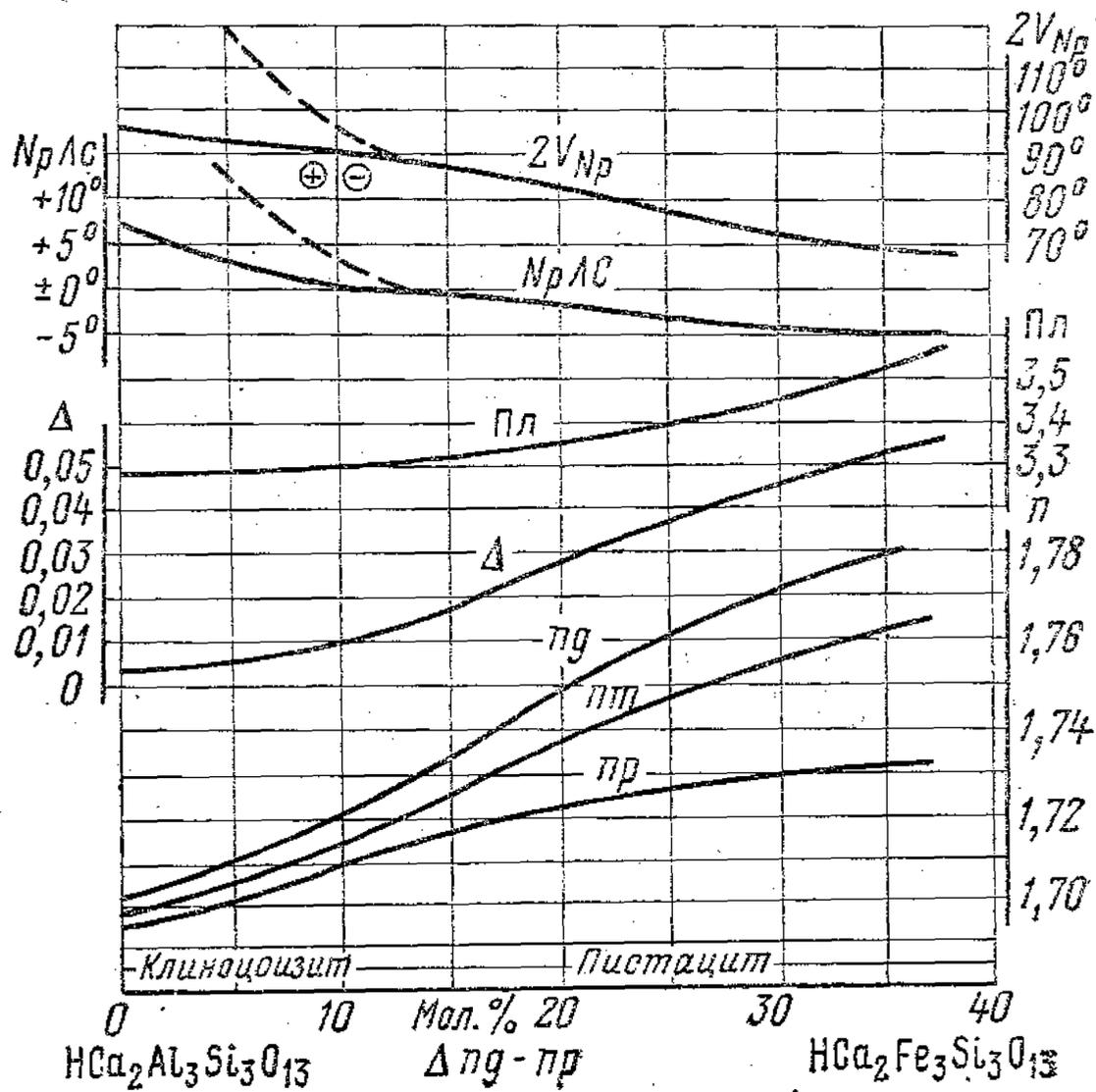


Рис. 102. Приблизительная зависимость оптических свойств и плотности от состава эпидотов [Трегер, 1968]

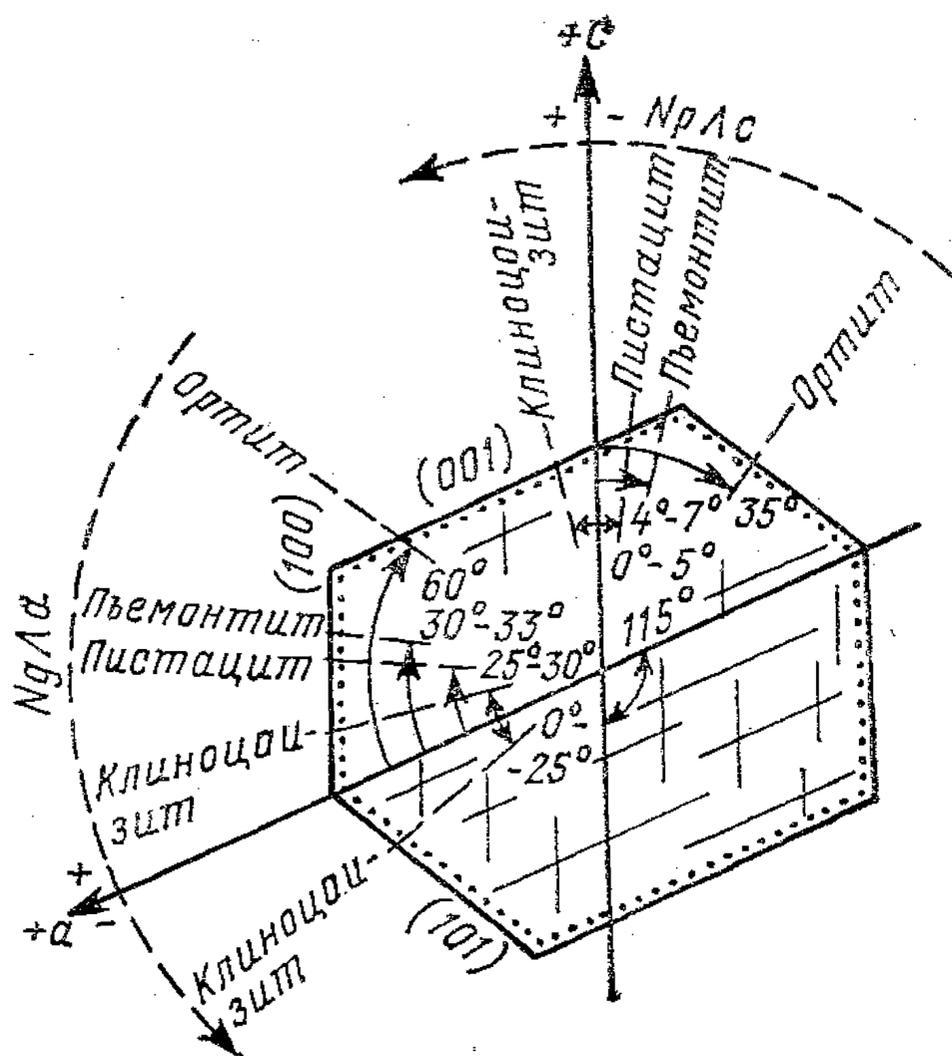


Рис. 103. Группа эпидота. Разрез параллельный (010)

(от $+2V=0-90^\circ$ до $-2V=-64-90^\circ$). $c:Np$ от $+10$ до -12° , при $F \approx 15$ ат. % $c:Np=0^\circ$. По удлинению кристаллов располагается $b \parallel Nm$, поэтому удлинение в шлифах и положительное, и отрицательное. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Спайность по (100) и (001) хорошо проявлена, угол между трещинами спайности равен 65° , что не позволяет смешать эпидоты и пироксены. Иногда наблюдаются двойники, даже полисинтетические. Клиноцоизит в шлифах бесцветный, эпидот обычно желтоватый, зеленоватый, с заметным плеохроизмом (Np — бесцветный, светло-желтый, светло-зеленый, Nt — зеленовато-желтый, Ng — желтовато-зеле-

тый); ясно окрашенный эпидот называется пистацитом. Формы: таблицы, вытянутые по Nt , шестоватые кристаллы и радиально-лучистые агрегаты. Специальные диаграммы связывают оптические свойства и состав членов этого ряда (рис. 102, 103). Сильная дисперсия $r \approx v$ биссектрис и погасания.

Определение железистости $F=Fe^{+3}:(Fe^{+3}+Al)$ минералов серии клиноцоизит — эпидот можно проводить по уравнениям:

$$F = 3,5504 \text{ } ng - 6,0115, \pm 0,028 \text{ (наиболее надежное);}$$

$$F = 4,279 \text{ } nm - 7,238, \pm 0,032;$$

$$F = 7,585 \text{ } np - 12,863, \pm 0,046;$$

$$F = 0,0467 + 5,5767 (ng - np), \pm 0,030.$$

Определение железистости $Fe^* = (Fe^{+3} + Mn^{+3}) : (Fe^{+3} + Mn^{+3} + Al)$ минералов группы эпидота (т. е. клиноцоизитов, эпидотов и пьмонтитов с учетом содержания Mn^{+3}) можно проводить по уравнениям:

$$F^* = 3,392 \text{ } ng - 5,736, \pm 0,034 \text{ (наиболее надежное);}$$

$$F^* = 4,4468 \text{ } nm - 7,5278, \pm 0,037;$$

$$F^* = 6,254 \text{ } np - 10,572, \pm 0,052;$$

$$F^* = 0,0511 + 5,4374 (ng - np), \pm 0,036,$$

где Fe^{+3} , Al , Mn^{+3} — количество катионов в кристаллохимической формуле эпидота и пьмонтита или атомные количества катионов по данным химических анализов.

Для определения количества катионов Al и Fe^{+3} в кристаллохимической формуле эпидота можно использовать следующие уравнения:

$$Al = 22,545 - 11,5345 \text{ } ng, \pm 0,12;$$

$$Al = 2,8530 - 17,8970 (ng - np), \pm 0,14;$$

$$Fe^{+3} = 10,173 \text{ } ng - 17,213, \pm 0,067;$$

$$Fe^{+3} = 0,1478 + 16,021 (ng - np), \pm 0,094.$$

Важнейшим диагностическим признаком минералов эпидотовой группы является аномальная интерференционная окраска. Она хорошо заметна в разностях с низким двупреломлением, а также в разрезах с низким двупреломлением в высокодвупреломляющих эпидотах — это синие или бурые тусклые цвета, похожие на размазанные чернила; при увеличении двупреломления к ним примешиваются желтые, оранжевые, красные и синие цвета. Агрегаты зерен высокодвупреломляющих эпидотов напоминают яркий сарафан. Для быстрого безошибочного распознавания эпидотов необходимо научиться различать аномальную интерференционную окраску при различной величине двупреломления.

Пьмонтит — минерал, ясно окрашенный в шлифах (Np — желтоватый, Nm — фиолетовый, Ng — красный), встречается совместно с эпидотом, давая постепенные переходы. Характеризуется более высокими преломлением и двупреломлением: $np=1,732-1,794$; $nm=1,750-1,807$; $ng=1,762-1,843$; $ng-np=0,029-0,067$; $+2V=69-113^\circ$; $c:Np$ от $+2^\circ$ до -7° .

Цоизит. Ромбический. Минерал редкий. Обычно эпидоты с низким двупреломлением являются клиноцоизитами. Поэтому для диагностики цоизита необходимы замеры точных констант на федоровском столике (угол $2V$, положение плоскости оптических осей и спайности). В шлифах очень похож на клиноцоизит. $np=1,691-1,702$; $nm=1,692-1,707$; $ng=1,697-1,714$; $ng-np=0,004-0,008$; $+2V=0-70^\circ$; $c=Ng$. Имеются α -цоизиты, в которых плоскость оптических осей параллельна совершенной спайности по (100), $Nm=a$, $Np=b$, удлинение отрицательное, дисперсия оптических осей $r < v$; в других, β -цоизитах, плоскость оптических осей параллельна (010), $Np \perp$ к плоскости спайности (100), $Np=a$, $Nm=b$, удлинение и положительное, и отрицательное, дисперсия оптических осей $r > v$. Марганецсодержащая разность цоизита называется тулитом, имеет в шлифах ясную розоватую окраску, $np=1,690-1,703$; $nm=1,693-1,705$; $ng=1,700-1,725$.

Смешать эпидотовые минералы, если не видеть аномальной интерференционной окраски, можно с пироксенами и оливином. Похож на эпидот везувиян, но последний — одноосный отрицательный, в нем наблюдается резкое

разделение на поля в скрещенных николях. На эпидот похож пумпеллит (лотрит), характеризующийся яркой зеленой окраской иногда с синеватым оттенком, что сразу должно указывать на отличие его от эпидота (остальные свойства близки к эпидоту). В микрозернистых агрегатах эпидот можно смешать со сфеном. Для их отличия надо научиться замечать перламутровые цвета интерференции у сфена и аномальные — у эпидота.

Минералы группы эпидота являются типично постмагматическими, образуются в гидротермальных жилах и различных метаморфических силикатных породах, замещают полевые шпаты, амфиболы, пироксены, биотиты.

В иммерсионных препаратах зерна цоизита несколько вытянуты и часто уплощены по (100), благодаря чему ложатся на эту грань и ориентируются перпендикулярно к острой биссектрисе, обнаруживая весьма низкое двупреломление, обычно с темно-синими аномальными интерференционными цветами. Клиноцоизит в иммерсионных препаратах встречается в виде бесцветных, слабо розоватых или желтоватых зерен, отличающихся от эпидота положительным оптическим знаком. Эпидот в иммерсионных препаратах имеет вид изометричных, иногда хорошо окатанных зерен, обычно слабо плеохроирующих в желтовато-зеленых, фисташково-зеленых цветах, то чистых, то содержащих включения. Благодаря совершенной спайности по (001), часть зерен в препарате лежит на этой плоскости и в коноскопе дает выход оптической оси. В параллельных николях такие зерна обнаруживают дисперсию направлений колебаний (изменение интерференционной окраски у положения погасания). Большинство же зерен дает разрезы с высоким двупреломлением и не проявляет резкой дисперсии. У зерен округлой формы интерференционная окраска распределяется в виде серии концентрических колец. В иодистом метиле ($n=1,740$) эпидот дает хорошую цветную реакцию при косом освещении и обычно имеет n_p' немного меньше или равный 1,740, а n_g' — немного больше 1,740.

Лотрит — $\text{Ca}_4(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Al}, \text{Fe}^{+3})_6[\text{SiO}_4]_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{O}(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Моноклинный. Синоним пумпеллит. По структуре сходен с эпидотом. Лотрит можно рассматривать как изоморфную серию: собственно лотрит $\text{Ca}_4(\text{Mg}, \text{Al})_6$... — джулголит (юлголит) $\text{Ca}_4(\text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3})_6$ В природных лотритах отношение $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}) : (\text{Al}, \text{Fe}^{+3})$ колеблется от 1 : 5 до 2 : 4. Видимо, существует полный изоморфизм $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Fe}^{+3}$. Содержания главных компонентов колеблются в широких пределах: Fe_2O_3 до 30, FeO до 10, MgO до 4, Al_2O_3 до 27, H_2O до 8 вес. %. Характер изоморфных замещений и пределы устойчивости природных твердых растворов во многом остаются невыясненными. Обычно изоморфные примеси Na, K, Mn, Ti.

Наиболее распространенные лотриты, сравнительно бедные железом, имеют: $n_p=1,665-1,728$; $n_m=1,670-1,748$; $n_g=1,683-1,754$; $n_g-n_p=0,010-0,026$; их величина прямо зависит от содержания железа. Для определения состава лотритов, общая железистость которых не превышает 60, предложено уравнение [Рябов, Золотухин, 1977]: $n_g=1,689+0,0167 F$, где F — число атомов $(\text{Fe}^{+3}+\text{Fe}^{+2})$ в кристаллохимической формуле. У высокожелезистых лотритов преломление достигает: $n_p=1,776$; $n_m=1,790-1,814$; $n_g=1,820-1,836$; $n_g-n_p=0,044-0,060$. Совершенная спайность по (001) и несовершенная по (100). Двойники по (001), иногда напоминающие по форме листья дуба, и по (100) крестообразные. Сильная дисперсия $r < v$ (реже $r > v$) угла оптических осей и положения эллипсоида, в связи с чем в некоторых разрезах вместо погасания наблюдаются аномальные фиолетово-синие и коричневые интерференционные цвета. Известны совершенно бесцветные в шлифах лотриты. Интенсивность окраски увеличивается в более железистых разностях, нередко отмечается ее зональное распределение. Оптическая ориентировка и другие свойства не постоянны. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$ или $\perp (010)$. Разновидности, у которых плоскость оптических осей $\parallel (010)$, имеют: плеохроизм по N_g — бесцветный, голубовато-зеленый, коричнево-зеленый, по N_m — голубовато-зеленый, золотисто-желтый, по N_p — бесцветный, голубовато-зе-

лeный, коричнево-зелeный, $Nm > Ng > Np$; $c : Ng = 14-27^\circ$; $b = Nm$; $+2V = 12-85^\circ$. Разновидности, у которых плоскость оптических осей $\perp (010)$, видимо железистые, имеют: плеохроизм по Ng — золотисто-желтый, желтовато-коричневый, оливково-зелeный, по $Nm = Np$ — голубовато-зелeный, коричневатозелeный, зеленоватожелтый, $Np = Nm < Ng$; $c : Ng = 27^\circ$; $b = Np$; $-2V = 20-80^\circ$. Для крайних железистых лотритов указывается и такой плеохроизм: по Ng — изумрудно-зелeный, по Nm — травяно-зелeный, буровато-зелeный, по Np — светло-желтый, светло-бурый, с соответствующей схемой абсорбции $Ng > Nm > Np$. Формы выделений: волокнистые, таблитчатые, лучистые и микрозернистые агрегаты, иглоподобные пучки со звездчатым расположением. Кристаллы, как правило, вытянуты по оси z , и в зависимости от положения плоскости оптических осей удлинение и положительное, и отрицательное.

Лотрит ошибочно считается малораспространенным минералом и, очевидно, принимается за эпидоты и пренит. Развивается по полевым шпатам, пироксенам, биотиту, гранату, скаполиту, эпидотам и др. Как важный породообразующий минерал лотрит установлен в низкотемпературных метаморфических сланцах (глаукофановых и некоторых зеленых) с альбитом, глаукофаном, лавсонитом, пренитом, эпидотом, актинолитом, хлоритом; в пропилитизированных миндалекаменных породах типа спилитов, базальтов, тешенитов, как продукт замещения плагиоклаза и темноцветных минералов, в миндалинах и жилах совместно с цеолитами, пренитом, лавсонитом, хлоритом, кальцитом, кварцем и др.; в скарнах; в гранитоидах и диоритах по биотиту в виде линзочек; в ретроградно измененных эклогитах.

Смешать лотрит можно с хлоритом, пренитом, актинолитом, клиноцоизитом. Бесцветные лотриты с трудом отличаются от клиноцоизитов, но у последних заметно выше преломление. От эпидотов лотрит отличается голубовато-зеленой окраской и положительным углом $2V$. От цоизитов, помимо отмеченных признаков, лотрит отличается косым погасанием. Лавсонит имеет более низкие показатели преломления, лучшую спайность, другую схему плеохроизма $Np > Nm \geq Ng$. От пренита отличается заметно большими показателями преломления и наличием окраски. От актинолита и хлоритов сразу отличается по аномальной интерференционной окраске в положении погасания и заметно большим преломлением.

Везувиан (идокраз) — $Ca_{10}(Mg, Fe^{+2})_2 Al_4 [SiO_4]_5 [Si_2O_7]_2 (OH, F)_4$

Тетрагональный. Рис. 104. Природные везувианы имеют сложный состав, обусловленный примесями Na, K, Fe^{+3} , B (до 2,7 вес. % B_2O_3), Ti (до 4,7 вес. % TiO_2), редких земель (до 17 вес. % TR_2O_3), Mn (до 4,5 вес. % MnO).

$n_e = 1,700-1,746$; $n_o = 1,703-1,752$; $n_o - n_e = 0,001-0,008$. Сильная дисперсия и характерная аномальная интерференционная окраска — синяя, оливковая, бурая, сиреневая, наблюдающаяся иногда в одном зерне отдельными участками, секторами, зонами, параллельными ограничениями зерна, а также в виде фигуры песочных часов. Такое распределение окраски особенно хорошо заметно в параллельных николях. Спайность не характерна. В шлифах бесцветный, иногда имеет желтоватый, зеленоватый, буроватый оттенок. Минерал одноосный отрицательный (часто $-2V = 17-33^\circ$), но везувианы с низким двупреломлением могут быть отрицательными в свете с одной длиной волны и положительными — в свете с другой длиной волны. Известны положительные двуосные разности (до $+2V = 65^\circ$). Оптический знак и величина угла оптических осей могут меняться в пределах даже одного зерна. В двуосных разностях плоскость оптических осей $\perp (110)$, в базальных сечениях таких разновидностей иногда различаются четыре диагональных сектора, в каждом из которых плоскость оптических осей перпендикулярна их ребрам. Удлинение совпадает со знаком минерала. Формы короткостолбчатые и короткошестоватые. Характерно, что встречается преимущественно в хорошо образованных кристаллах, дающих квадратные и прямоугольные разрезы (рис. 105).

С первого взгляда везувиан можно смешать с топазом, андалузитом, эпидотовыми минералами, мелилитом, апатитом, гранатом, но в скрещенных николях ни один из них подобное аномальное строение не обнаруживает. Везувиан иногда трудно отличить от гидрограната, если отсутствуют характерные формы, так как последний может обнаруживать зональное строение и такое же как у везувиана двупреломление. В этом случае надо уметь различать аномальные интерференционные цвета, характерные для везувиана.

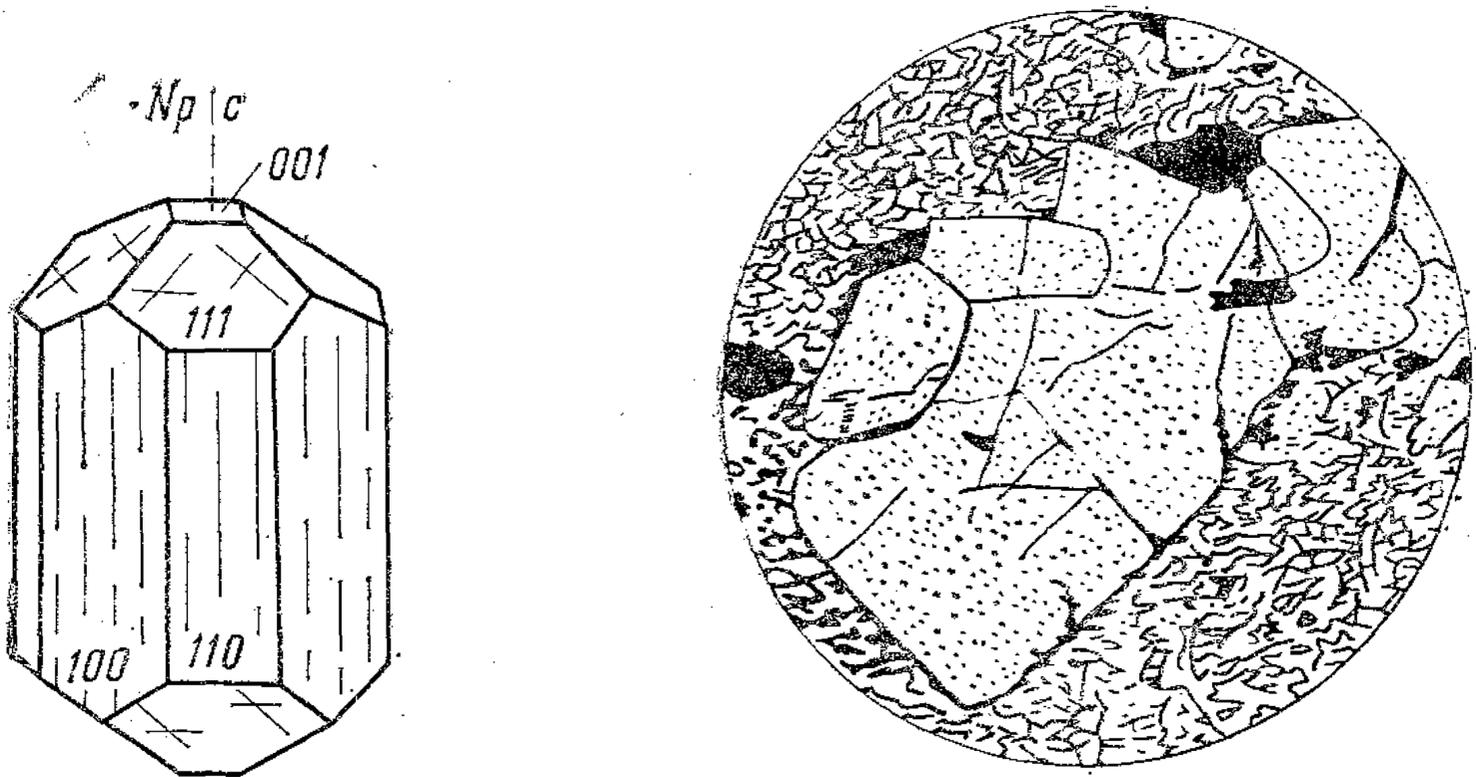


Рис. 104. Везувиан Рис. 105. Порфиробласты везувиана в скарне. Диаметр 2 мм. Без анализатора [Харкер, 1937]

Везувиан — типичный контактово-метасоматический минерал в карбонатных и основных породах, связан также с серпентинитами, щелочными породами, гидротермально измененными траппами.

Дистен (кианит) — $Al_2^{VI}[SiO_4]O$

Триклинный. Рис. 106. Дистен является одной из трех полиморфных модификаций Al_2SiO_5 и относится к типичным силикатам алюминия. В качестве изоморфных примесей устанавливаются иногда железо (до 1 вес. % Fe_2O_3), магний, кальций, титан (до 1,5 вес. % TiO_2), хром (до 13 вес. % Cr_2O_3).

$np=1,712-1,718$; $nm=1,721-1,723$; $ng=1,727-1,734$; $ng-pr=0,012-0,016$; $-2V=82-83^\circ$. Формы: зерна, столбики, призмы. Удлинение чаще положительное. Ясная спайность и отдельность по нескольким направлениям: (100), (010) и (001). В сечениях с наиболее четкой спайностью удлинение положительное, погасание почти прямое, в сечениях с плохо проявленной спайностью удлинение отрицательное, погасание косое $27-32^\circ$. На плоскости (100) $c:Ng'=27-32^\circ$, на плоскости (010) $c:Ng'=5-8^\circ$, на плоскости (001) $a:Np=0-3^\circ$. Острая биссектриса почти \perp (100). Слабая дисперсия $r > v$. Часто наблюдаются двойники, иногда полисинтетические. В шлифах бесцветный, иногда голубоватый без заметного плеохроизма — это один из характерных диагностических признаков дистена. Часто содержит многочисленные (до полной непрозрачности зерен) включения ставролита, граната, силлиманита, рутила, мусковита. Иногда замещает андалузит, но иногда замещается мусковитом.

Многочисленные трещины спайности в разных направлениях, наличие полисинтетических двойников (рис. 107), голубоватый оттенок при очень высоком преломлении не позволяют смешать дистен с каким-либо другим минералом.

Типичный минерал некоторых кристаллических сланцев, эклогитов, амфиболитов и гранулитов, реже контактовый в гранитах и пегматитах. Обра-

Родонит, бустамит, пироксмангит

Триклинные. Рис. 109. Родонит, бустамит, пироксмангит и волластонит объединяются в семейство пироксеноидов. Структура пироксеноидов — цепочки SiO_4 -тетраэдров, связанные колонками катионных октаэдров. Для некоторых из них изучены неупорядоченная и упорядоченные структуры. Они отличаются непостоянством химического состава. Установлены широкие изоморфные замещения между главными катионами и присутствие, иногда в значительных количествах, примесей магния, трехвалентного железа, алюминия.

Родонит. $\text{CaMn}_4[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$. $np=1,711-1,738$; $nm=1,716-1,741$; $ng=1,724-1,751$; $ng-np=0,011-0,0014$; $+2V=63-76^\circ$. $a:Np=5^\circ$; $b:Nm=20^\circ$; $c:Ng=25^\circ$. Дисперсия $r < v$. Проявлена ясная спайность

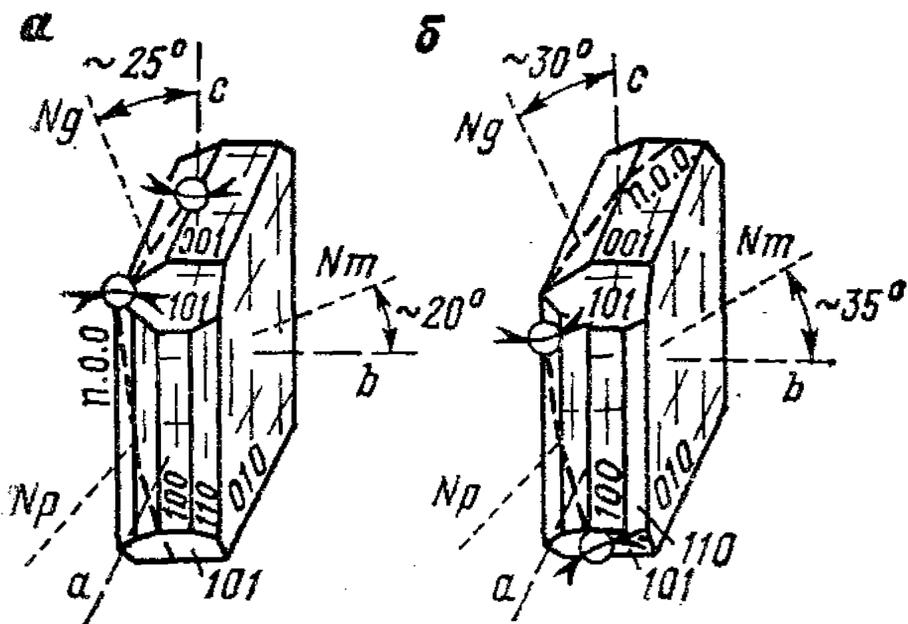


Рис. 109. Родонит (а), бустамит (б)

по (110) и (001), угол между трещинами спайности (110) и $(1\bar{1}0)$ равен $92,5^\circ$. Изредка встречаются полисинтетические двойники. В шлифах бесцветный, иногда розоватый без заметного плеохроизма, в образцах ясно розовый.

Бустамит $\text{Ca}_3\text{Mn}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. $np=1,662-1,692$; $nm=1,674-1,705$; $ng=1,676-1,707$; $ng=0,014-0,015$; $-2V=30-44^\circ$. $a:Np=15^\circ$; $b:Nm=35^\circ$; $c:Ng=30-35^\circ$. Плоскость оптических осей и Np почти перпендикулярны (100). Иногда сильная дисперсия $r < v$. Проявлена ясная спайность по (110), (100), (010). Угол между трещинами спайности (110) и $(1\bar{1}0)$ равен 95° . Иногда простые двойники. В шлифах бесцветный, иногда желтовато-розовый, в образцах розовый и красно-бурый.

Пироксмангит $(\text{Mn}, \text{Fe})_7[\text{Si}_7\text{O}_{21}]$. $np=1,726-1,748$; $nm=1,729-1,750$; $ng=1,744-1,764$; $ng-np=0,016-0,020$; $+2V=35-46^\circ$ Умеренная дисперсия $r > v$. Плоскость оптических осей перпендикулярна $(1\bar{1}0)$. Проявлена ясная спайность по (110), (010), (001). Угол между трещинами спайности (110) и $(1\bar{1}0)$ равен 92° , между (010) и (110) — 45° . Угол между кристаллографическим направлением c и перпендикуляром к (001) равен 64° . Иногда полисинтетические двойники. В шлифах бесцветный, иногда с сиреневым оттенком, в образцах серый с розоватым оттенком, сиреневый.

Все эти минералы образуют зерна неправильной формы, зернистые агрегаты, плотные массы.

Очень легко смешать эти минералы с моноклинными пироксенами. Самым надежным отличием является измерение ориентировки спайностей на федоровском столике. Сравнительно легко может быть отличим бустамит, имеющий отрицательный небольшой угол $2V$. От дистена отличаются по углу $2V$ (у дистена $-2V=82-83^\circ$). Если отсутствуют точные измерения минералов, похожих на пироксены, необходимо это сделать, так как в метаморфических породах (различных метасоматитах и скарнах, содержащих марганец) эти минералы встречаются не реже чем пироксены. Но предварительное определение можно сделать в образцах, так как, в отличие от пироксенов, они имеют ясный розовый цвет с различными оттенками.

Являются типичными минералами марганецсодержащих метаморфических и метасоматических пород. Встречаются как вместе, так и порознь, в парагенезисе с волластонитом, тефроитом, гранатами, диопсид-геденбергитом и иогансенитом. Иногда образуются в скарнах по марганецсодержащим известнякам. При вторичных изменениях по ним развиваются бурые и черные пленки гидрокислов железа и марганца.

Корунд — Al_2O_3

Тригональный. Рис. 110. $n_e=1,759-1,763$; $n_o=1,767-1,772$, $n_o-n_e=0,008-0,009$. Умеренная дисперсия. Спайность отсутствует. Образует обычно плотные зернистые массы, а также кристаллы бочонковидного, столбчатого, пластинчатого облика. Встречаются пластинчатые полисинтетические двойники. В шлифах бесцветный или слабо окрашен в голубой, красный, желтый, зеленый цвет с заметным плеохроизмом и пятнистостью. Одноосный, отрицательный, но иногда — $2V=30^\circ$. Рубин — красная разновидность, сапфир — голубая. Некоторые шлифовальные порошки для изготовления шлифов содержат преимущественно корунд, поэтому зерна корунда могут загрязнять шлифы, что необходимо иметь в виду.

В шлифах корунд имеет очень высокий рельеф и двупреломление несколько ниже кварца, но часто обладает высокими цветами интерференции (оранжевыми, красными и даже синими), так как благодаря исключительно высокой твердости зерен корунда толщина их может быть больше, чем других минералов в том же шлифе. Учитывая свойства, смешать его с каким-либо другим минералом трудно.

Корунд встречается в богатых глиноземом магматических и метаморфических породах: в нефелиновых сиенитах, десилицированных пегматитах, вторичных кварцитах, контактово измененных породах (наждаки). Акцессорный минерал многих осадочных пород.

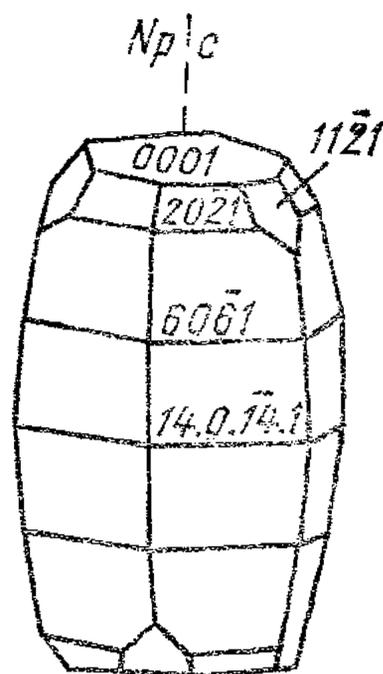


Рис. 110. Корунд

7-я группа. $n \approx 1,800$ и более

Рельеф и ограничения резкие, зерна в бальзаме окружены черными каймами. Шагреневая поверхность настолько резкая, что минералы кажутся сероватыми или серыми.

Группа граната

Альмандин — $Fe_3^{+2}Al_2[SiO_4]_3$; $n = 1,830$.

Пироп — $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$; $n = 1,714$.

Спессартин — $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$; $n = 1,800$

Гроссуляр — $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$; $n = 1,734$.

Андрадит — $Ca_3Fe_2^{+3}[SiO_4]_3$; $n = 1,887$

Гидрогроссуляр и гибшит — $Ca_3[Al(OH)_{6-2x}]_2 \cdot [SiO_4]_x$; $n = 1,663-1,741$.

Природные гранаты образуют несколько изоморфных рядов [см. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., Наука, 1964, 218 с.], крайние члены которых, полученные искусственно, встречаются исключительно редко.

Ряд альмандин — пироп. Примесь спессартина не превышает 17%. Примесь кальциевого компонента $Ca_3(Al, Fe^{+3})_2Si_3O_{12}$ (содержание

Fe^{+3} обычно невелико) не превышает 10% в гранатах из наиболее распространенных биотитсодержащих гнейсов, кристаллических сланцев, роговиков (рис. 111), гранитов; составляет 10—17% в гранатах из ультраосновных пород, кислых эффузивов и некоторых других пород; 17—35% — в гранатах из эклогитов и амфиболитов.

Ряд альмандин — спессартин. Содержание спессартина больше 17%, примесь пироба не превышает 15%. Примесь кальциевого компонента в наиболее распространенных гранатах этого ряда, развитых в пегматитах, не

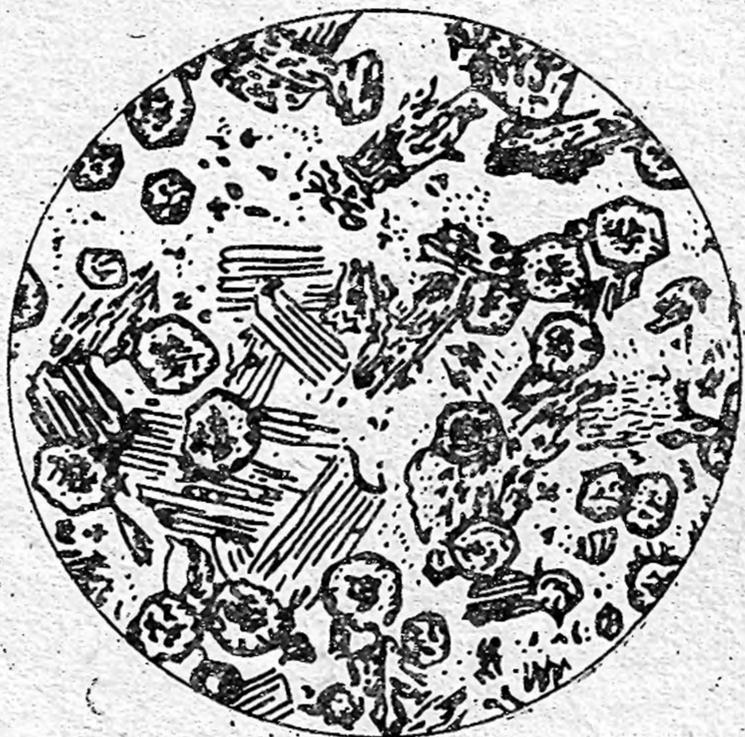


Рис. 111. Гранат в роговике. Диаметр 1,5 мм. Без анализатора [Харкер, 1937]



Рис. 112. Зональные гроссуляры в карбонате (экзоскарн). Диаметр 3 мм. Николи скрещены [Половинкина, 1966]

превышает 10%; гранаты, содержащие 10—35% кальциевого компонента, связаны с редкими богатыми марганцем породами (близки к спессартинам) и глаукофановыми сланцами.

Ряд гроссуляр — андрадит. Сюда относится большинство гранатов из скарнов (рис. 112) и мраморов, примесь других компонентов в них составляет 3—10%. В гидрогроссуляре содержание воды достигает 5, в гибшите 13 вес. %.

(Mg, Fe^{+2} , Mn)-Al-гранаты получили название пиральспитов (пир-оп, аль-мандин, сп-ессартин), Ca-(Al, Fe^{+3} , Cr)-гранаты — уграндитов (у-варовит, гр-оссуляр, анд-радит), между этими группами редко наблюдается смесимость в природных условиях.

Кроме этих широко распространенных породообразующих гранатов, известны в щелочных изверженных породах титановые гроссуляр-андрадитовые гранаты — меланиты с содержанием до 11,5 вес. % TiO_2 и шорломиты с содержанием до 22 вес. % TiO_2 ; в богатых марганцем породах — гроссуляр-спессартиновые гранаты; в богатых хромом породах и рудах — хромовые гроссуляровые гранаты и ярко-зеленый гранат уваровит $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$. В кимберлитах установлены пироп-кноррингитовые гранаты (кноррингит $\text{Mg}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$). В ряду пироп — гроссуляр полная смесимость достигается при высоких давлениях, например, в кимберлитах. В хромсодержащих породах мантии следует ожидать хромовые гранаты и хромовые дистены. Кроме того, известны гранаты с высокими содержаниями ZrO_2 (до 30 вес. %), V_2O_5 (до 25 вес. %), а также SnO_2 , Na_2O , K_2O , $(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_5$.

По структуре гранаты относятся к субкаркасным ортосиликатам. Гранаты являются практически идеальными твердыми растворами.

Кубические. Спайность отсутствует. Гранаты дают хорошие кристаллы (обычно ромбододекаэдры) или изометричные зерна. За исключением пироп-альмандиновых гранатов, часто обладают заметным двупреломлением (до 0,012), значительным $2V$ (— или $+70-90^\circ$) и обнаруживают сложное по-

дисинтетическое двойникование, что указывает на образование при температуре ниже 750°C . В шлифах бесцветны, часто с розоватым, желтоватым, зеленоватым оттенком. Лишь титансодержащие гранаты меланит и шорломит окрашены в густой бурый или красный цвет (n до 2,01). Ясно зеленые изотропные минералы с высоким преломлением следует относить к шпинели, а не к гранату.

Существуют диаграммы [Дир и др., 1965; Гиллер Я. Л. К рентгеновской диагностике гранатов. Рентгенография минерального сырья. Вып. 1. Госгеол-

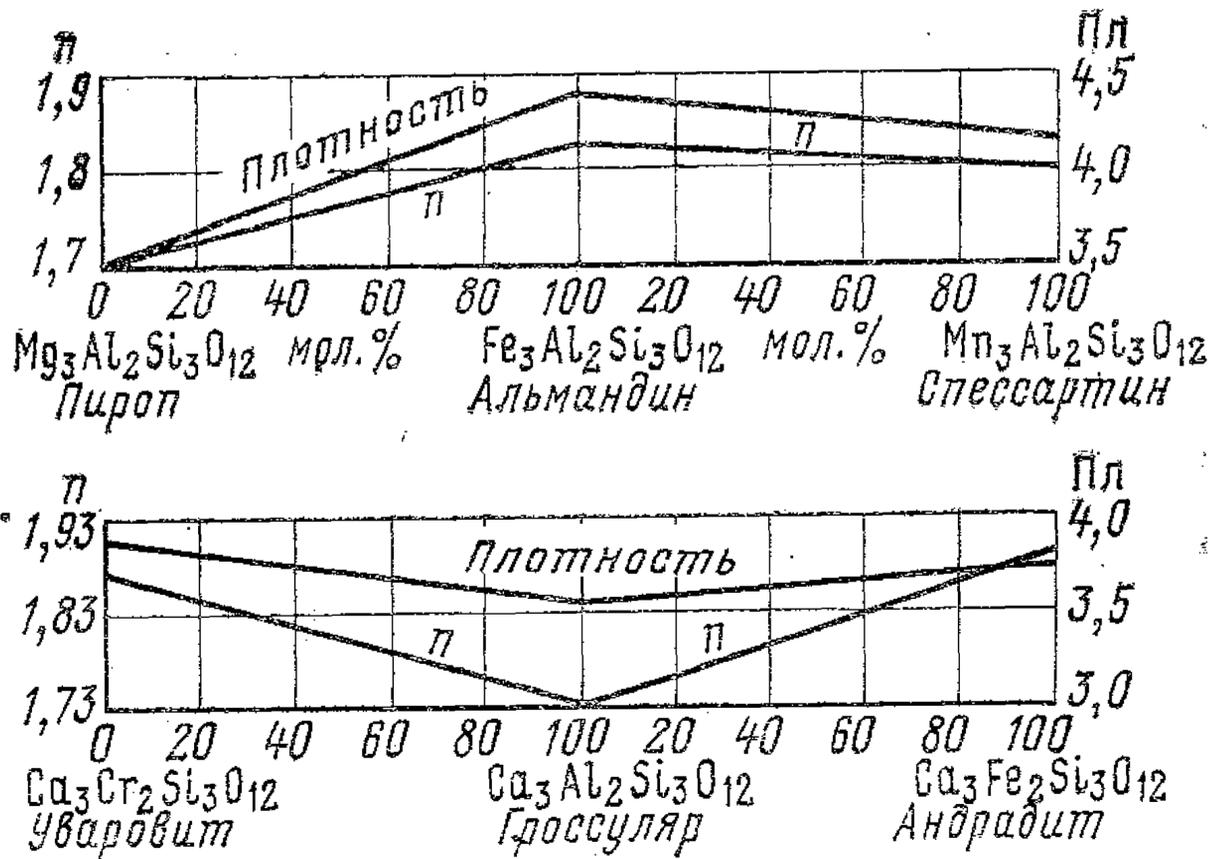


Рис. 113. Зависимость показателей преломления и плотности от состава гранатов [Винчелл, 1953]

техиздат, М., 1962] «показатель преломления — размер ребра элементарной ячейки в \AA — состав граната (трех- и четырехкомпонентный)», которые позволяют сравнительно точно определять состав гранатов.

При вторичных процессах гранаты могут замещаться хлоритом, биотитом, карбонатом, а также плагиоклазами, амфиболами.

Изотропные гранаты можно смешать со слабо окрашенными шпинелями. Но шпинели дают в разрезах треугольники и четырехугольники, иногда пластинки с входящими углами, тогда как гранаты подобных разрезов не дают. Если формы зерен неправильные, отличие иногда можно провести по ассоциации с другими минералами. Большая часть изотропных минералов имеет отрицательный рельеф, и это обстоятельство надо постоянно иметь в виду, чтобы не смешать гранат с опалом, флюоритом, вулканическим стеклом.

Определение минерала в шлифах как граната не представляет сложности, но установление состава самого граната под микроскопом сопряжено с некоторыми трудностями. Прежде всего, по парагенетической ассоциации необходимо решить, к какому изоморфному ряду принадлежит исследуемый гранат. Затем, используя диаграммы (рис. 113), можно приблизительно определить его состав.

Так, гранаты рядов пироп — альмандин и альмандин — спессартин имеют в шлифах красноватый или розоватый оттенок и всегда изотропны. Лишь чистые спессартинны бывают иногда слабо анизотропны, они характерны для богатых марганцем пород. Диаграмма рис. 113 может быть использована для определения железистости большей части пироп-альмандиновых гранатов.

Гранаты рядаgrossуляр — андрадит характеризуются более или менее проявленной анизотропией (двупреломление достигает 0,005—0,010), зональностью и сложным двойникованием (часты секториальные двойники).

Гроссуляр в шлифах бесцветный, андрадит окрашен в зеленоватые или красноватые оттенки.

Исходя из особенностей парагенезиса, по диаграмме рис. 113 можно приблизительно определять состав гранатов гроссуляр-андрадитового ряда. Видимо, природные промежуточные члены ряда гроссуляр — уваровит не известны, поэтому эта часть диаграммы в известной мере гипотетична.

В ряду гроссуляр — андрадит состав может быть определен по уравнению $n = 1,734 - 0,153 x_{андр}$, где $x_{андр}$ — молярная доля андрадитового

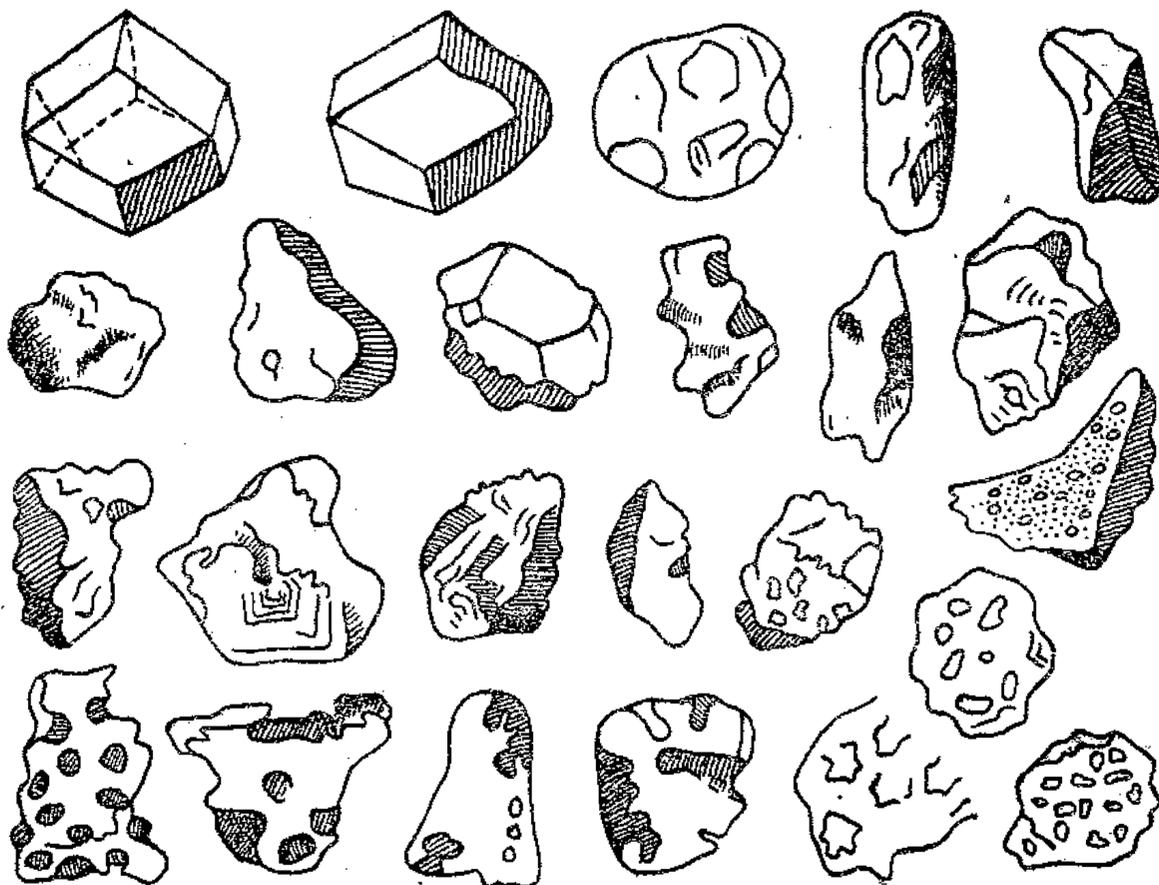


Рис. 114. Гранаты в иммерсионных препаратах тяжелой фракции шлихов из осадочных пород

компонента в гроссуляр-андрадитовом гранате, в ряду пироп — альмандин — $n = 1,714 + 0,116 x_{альм}$, где $x_{альм}$ — молярная доля альмандинового компонента в пироп-альмандиновом гранате.

В иммерсионных препаратах тяжелых фракций шлихов зерна гранатов окатаны в различной степени или сохраняют первичную кристаллическую огранку (рис. 114).

Циркон, монацит, ксенотим

Эти минералы являются типичными акцессорными во многих изверженных, осадочных и метаморфических породах. Встречаются они в шлифах в немногочисленных зернах, обычно небольшого размера (меньше 0,2 мм). Их

Таблица 6

Оптические свойства	Ксенотим	Монацит	Циркон	Сфен
n_g	1,816—1,827	1,828—1,851	1,968—2,015	1,943—2,110
n_m		1,777—1,801		1,870—2,034
n_p	1,721	1,744—1,800	1,923—1,960	1,843—1,950
$n_g - n_p$	0,095—0,106	0,045—0,075	0,042—0,065	0,100—0,192
$2V$	+0°	+ (6—22°)	+ (0—10°)	+ (17—40°)
$c:N_g$	0°	2—7°	0°	51°
Цвет в шлифах	Бесцветный с коричневатым оттенком	Бесцветный с желтым оттенком	Бесцветный с буроватым оттенком	Бесцветный буроватый

Оптические свойства	Касситерит	Рутил	Анаказ	Брукит
ng	2,093—2,100	2,899—2,901	2,561	2,741
nm	—	—	—	—
np	1,990—2,010	2,605—2,613	2,488	2,583
$ng—np$	0,082—0,106	0,286—0,296	0,073	0,158
$2V$	+ (0—38°)	+0°	—0°	+30°
$c:Ng$	0°	0°	0°	—
Цвет в шлифах	Бесцветный с желтоватым, буроватым оттенком	Красный Бурый Желтый	Синий	Желтый

диагностика поэтому сопряжена с определенными трудностями, и очень часто не представляется возможным решить, с каким из этих минералов или с несколькими из них мы имеем дело (табл. 6).

Циркон $Zr[SiO_4]$. Рис. 115. Тетрагональный. Субцепочечный цирконосиликат. Нередко присутствуют разнообразные изоморфные примеси (вес. %): до 30 HfO_2 , до 5 CaO , до 10 Y_2O_3 , до 7 ThO_2 , до 5 UO_2 , до 5 Al_2O_3 , до 4 Fe_2O_3 , до 11 H_2O и другие. Малакони, или циртолитами, называются цирконы, обогащенные редкими землями и радиоактивными элементами. Формы выделения: зерна с округленными очертаниями, призмы и дипирамиды (часто тетрагональные), иногда двойники срастания и прорастания. Нередко обнаруживают зональное строение. Чистые прозрачные цирконы имеют $no=1,923—1,960$; $ne=1,968—2,015$; $ne—no=0,042—0,065$. Очень сильная дисперсия. Одноосный положительный, иногда двуосный положительный (+2V до 10°). Погасание прямое. В шлифах бесцветный, иногда с буроватым оттенком. Циркону свойственно так называемое метамиктное изменение под воздействием радиоактивного распада урана и тория, постепенно приводящее структуру кристалла в особое агрегатное состояние, подобное твердым коллоидам. При этом снижаются преломление (до $n \approx 1,800$) и двупреломление (до 0,000), минерал гидратируется. При нагревании до 400—1000° С свойства первичного циркона могут восстановиться.

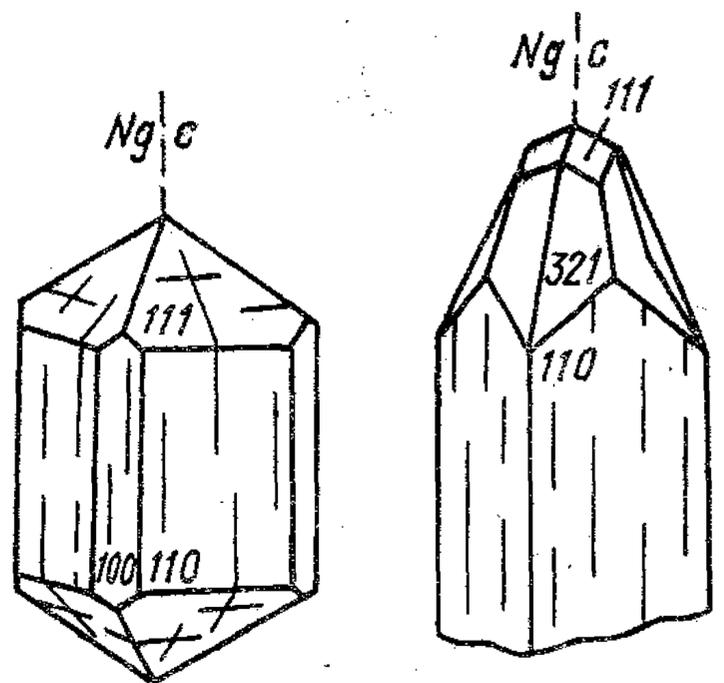


Рис. 115. Разновидности циркона

Монацит $Ce[PO_4]$. Рис. 116. Моноклинный. По типу структуры относится к субцепочечным фосфатам. Помимо церия, содержит значительные количества других редких земель, тория, кальция, ниобия, тантала и др. Монациту свойственны уплощенные изометричные кристаллы, реже призматические. $np=1,774—1,800$; $nm=1,177—1,801$; $ng=1,828—1,851$; $ng—np=0,045—0,075$; +2V=6—22°, $c:Ng=2—7°$, призматические зерна имеют косое погасание. Слабая дисперсия $r < v$. Проявлена спайность по (100) и (001). Двойники не характерны. В шлифах бесцветный, но часто с ясным желтым оттенком и плеохроизмом до бесцветного. При метамиктном изменении снижается двупреломление; $n=1,790$.

Ксенотим $Y[PO_4]$. Рис. 117. Тетрагональный. По типу структуры подобен циркону. Помимо иттрия, содержит в значительном количестве и

другие редкие земли, а также примеси циркония, урана, кремния, тория (последний характерен не для ксенотима, а для монацита). Формы выделения сходны с формами циркона: дипирамиды, призмы, зерна с округленными очертаниями; $n_o=1,721$; $n_e=1,816-1,827$; $n_e-n_o=0,095-0,106$. В хорошо образованных формах проявлена спайность по грани призмы (110), удлинение

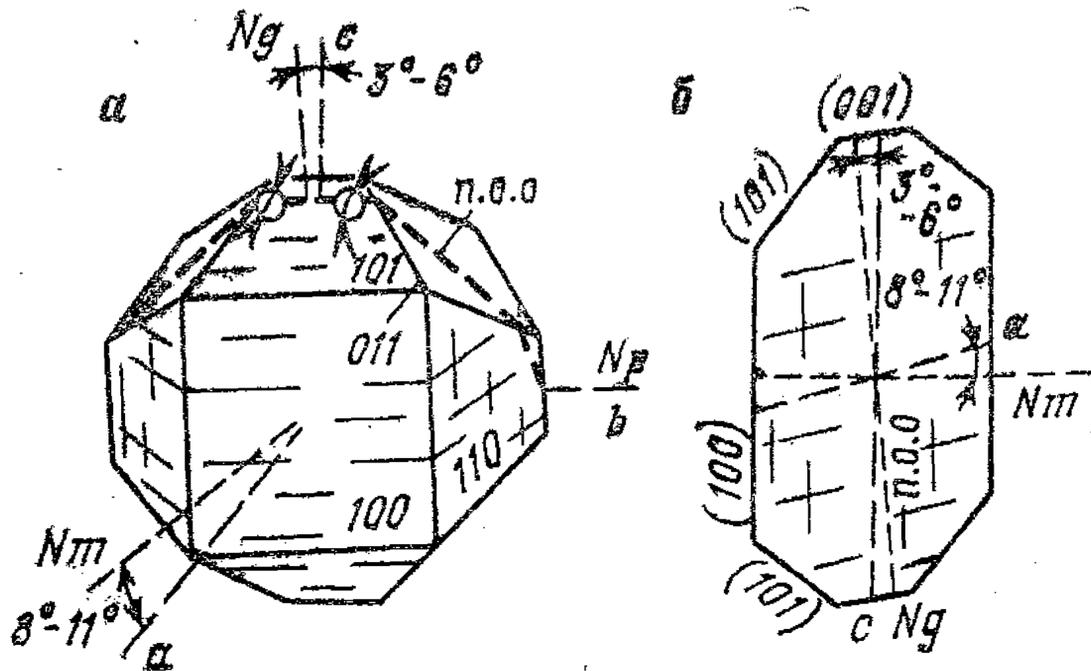


Рис. 116. Монацит:
а — кристалл; б — разрез \parallel (010)

положительное, $c=Ne$, погасание прямое. В шлифах бесцветный, иногда с коричневым оттенком и заметным плеохроизмом по схеме $Ne > No$. Одноосный положительный.

Форма, окраска, спайность, парагенезисы этих минералов в шлифах близки, хотя это обусловлено главным образом невозможностью наблюдения

крупных кристаллов в достаточном количестве. В шлифах чаще всего наблюдаются короткостолбчатые с пирамидальными окончаниями кристаллы и зерна с округленными ограничениями. Обычно бесцветны или имеют желтоватый оттенок. Вследствие высокого преломления окружены непрозрачными каймами и кажутся, особенно в мелких зернах, сероватыми. Спайность проявлена только в сравнительно крупных зернах и ведет себя по-разному. У циркона она вообще плохо выражена, но иногда проявлена по призме. У монацита она наблюдается по (100), и (010), образуя угол между трещинами спайности 90° , а также отдельность по (001). У ксенотима спайность хорошая по грани призмы (110).

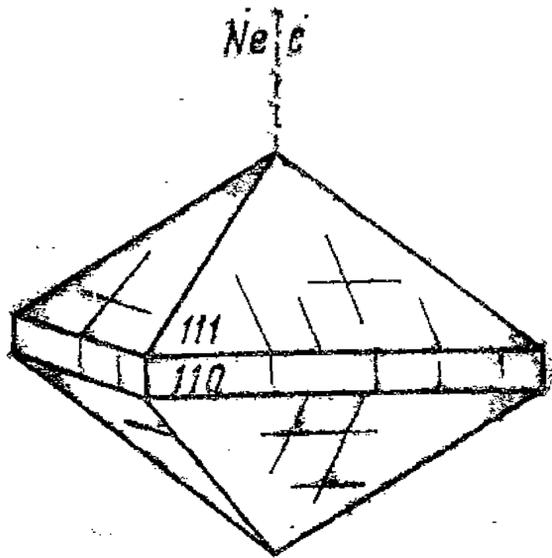


Рис. 117. Ксенотим

Из этих минералов, видимо, наиболее распространен циркон, поэтому, не имея возможности точно определить акцессорные минералы в шлифах, петрографы зачастую описывают их как циркон. Из других особенностей необходимо иметь в виду способность давать плеохроичные дворники в биотитах, хлоритах, амфиболах, появление которых связано с радиоактивностью акцессорных минералов. Они подвержены метамиктному распаду, что обуславливает снижение преломления, двупреломления и прозрачности. В гранитоидных породах их можно смешать с фаялитом, но фаялит — минерал отрицательный с большим (не ниже 50°) углом оптических осей. Эти минералы можно смешать со сфеном, но сфен буроватый и имеет перламутровые цвета интерференции, которые никогда не наблюдаются даже у ксенотима (двупреломление у ксенотима достигает 0,106).

От монацита и ксенотима циркон отличается по формам (иногда) и более высокому показателю преломления. Касситерит и рутил в шлифах

имеют заметную окраску, у бесцветного или бледно окрашенного касситерита выше показатель преломления. У торита более низкое двупреломление. При наблюдении нескольких разрезов хорошо образованных кристаллов у монацита можно заметить желтый цвет и спайность с косым погасанием. Оливин и эпидот отличаются от них большим углом $2V$, что всегда необхо-

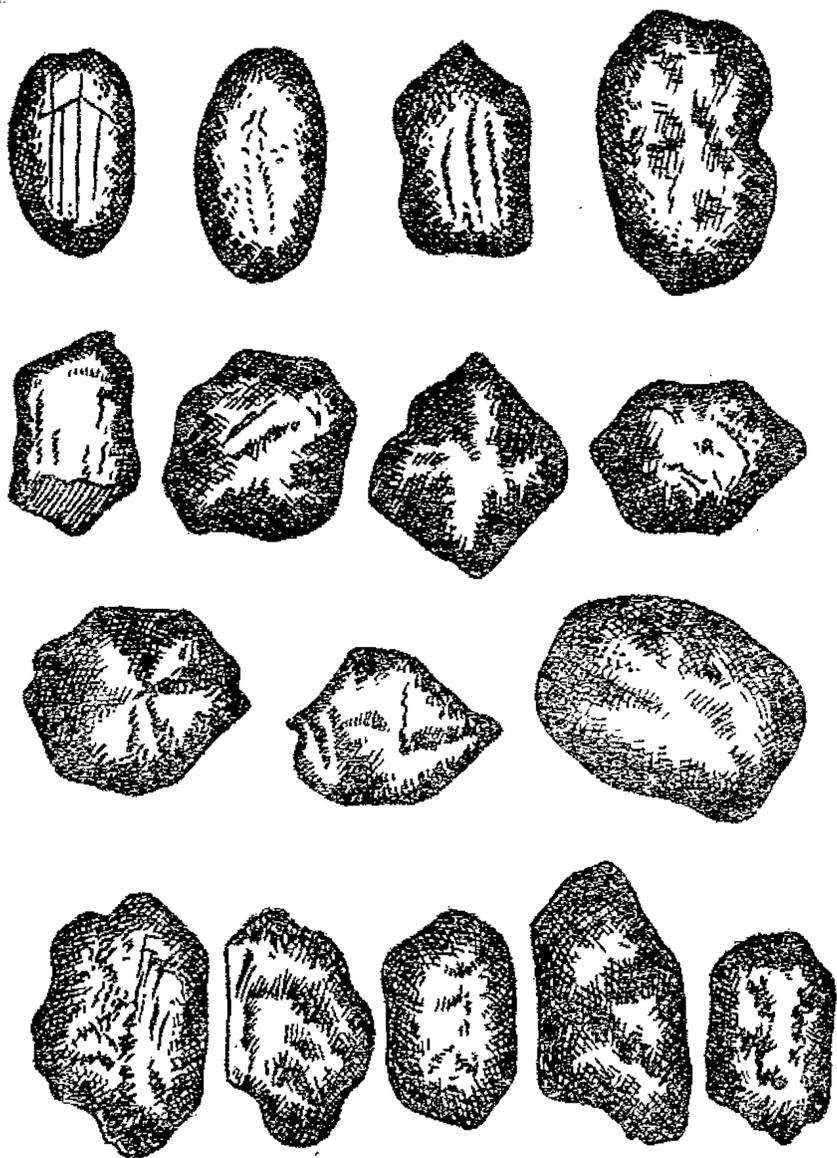
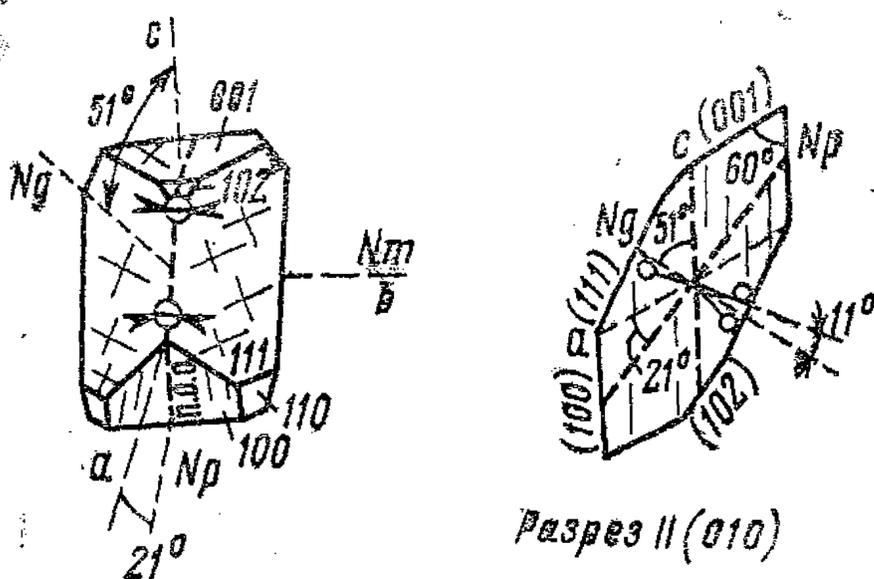


Рис. 118. Монацит в иммерсионных препаратах тяжелой фракции шлихов из осадочных пород

Рис. 119. Сфен



димо проверять, если в шлифе присутствует небольшое число сравнительно крупных зерен.

Основной метод диагностики акцессорных минералов — изучение искусственных шлихов, полученных путем дробления образцов или больших проб горных пород, из которых при необходимости выделяются мономинеральные фракции акцессорных минералов для всестороннего изучения [Ляхович В. В. Акцессорные минералы горных пород. М., Недра, 1979, 296 с.].

В иммерсионных препаратах тяжелых фракций шлихов из осадочных пород циркон встречается в виде призматических кристаллов с небольшими дипирамидальными окончаниями или в виде хорошо окатанных эллипсоидных зерен. Бесцветен, очень редко желтоватый или окрашен в розово-красные, до пурпурного, цвета с различными оттенками. Окрашенные разности плеохроируют. Иногда в окраске наблюдается зональность. Монацит в иммерсионных препаратах осадочных пород наблюдается главным образом в виде хорошо окатанных удлиненных зерен от бесцветных до темно-бурых, почти непрозрачных (рис. 118). Часто зерна уплощены по (100) и дают коноскопическую фигуру разреза, перпендикулярного к Nm , иногда на плоскости спайности (001) в коноскопе дают хорошую фигуру разреза, перпендикулярного к острой биссектрисе. Удобно отличать монацит от сфена и циркона в жидкости $n=1,800$ (или 1,785). В таких препаратах Np' всех сечений монацита всегда будет близок к показателю преломления жидкости, у остальных минералов он будет намного выше (циркон, сфен) или намного ниже (ксенотим). Ксенотим в иммерсионных препаратах осадочных пород встречается в виде окатанных, овальных зерен или кристаллов, подобных кристаллам циркона — комбинация призмы и дипирамиды со слабо закругленными вершинами. Большинство зерен дает разрез, параллельный оптической оси. Интерференционные окраски высокие, часто распределяются зонально.

Сфен (титанит) — $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$

Моноклинный (рис. 119, см. табл. 6). По структуре сфен относится к титаносиликатам с субцепочечными мотивами SiO_4 -тетраэдров, TiO_6 -октаэдров и CaO_7 -полиэдров. Обычно содержит примеси (вес. %) редких земель (в основном иттрия, до 12 TR_2O_3), алюминия (до 2,5 Al_2O_3), железа (до 4 Fe_2O_3), иногда ниобия (до 10 Nb_2O_5), олова (до 10 SnO_2), марганца (до 4 MnO), а также гидроксильные группы, фтор и хлор.

$n_p=1,843-1,950$; $n_m=1,870-2,034$; $n_g=1,943-2,110$; $n_g-n_p=0,100-0,192$; $+2V=17-40^\circ$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$: $b=Nm$; $c:Ng=51^\circ$. Сильная дисперсия $r > v$ и слабая угла погасания $c:Ng$, поэтому в сечениях, перпендикулярных к какой-либо оптической оси, отсутствует погасание. Хорошая спайность по (110) , но в шлифах проявлена не всегда. Иногда наблюдаются двойники, даже полисинтетические (не смешивать с кальцитом!). В шлифах бесцветный, но чаще буроватый, коричневый, иногда красноватый с заметным плеохроизмом ($Ng > Nm \approx Np$).

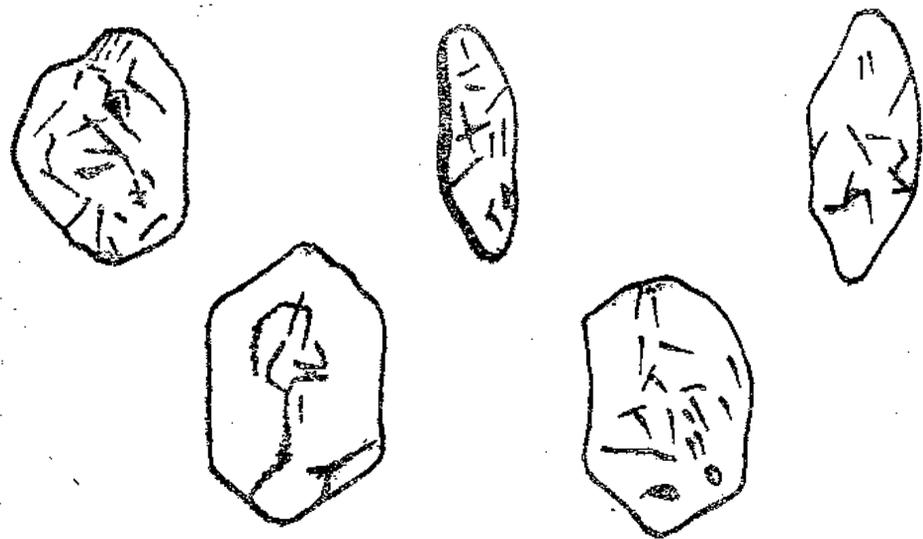


Рис. 120. Сфен в иммерсионных препаратах тяжелой фракции шлифов из осадочных пород

Формы: конвертообразные, призматические, клиновидные, дающие, и это очень характерно, в поперечных сечениях ромбы и косые параллелограммы, часто наблюдается в виде неправильных зерен и их агрегатов. Землистые агрегаты, развитые по сфену, ильмениту и другим титансодержащим минералам, называются лейкоксеном. Лейкоксен непрозрачен, лишь отдельные мелкие зерна в нем можно диагностировать как сфен, в отраженном свете — белый, желтоватый, ватовидный. Рентгенограммы указывают, что он сложен также анатазом, рутилом или брукитом.

Смешать сфен можно с цирконом (см. циркон), кальцитом (у него похожие перламутровые цвета интерференции), но кальцит имеет ясную псевдоабсорбцию, одноосный отрицательный. Смешать сфен легко с касситеритом, особенно в мелких зернах. У касситерита обычно наблюдаются сердцевидные и коленчатые двойники, он минерал одноосный положительный. Для сфена очень характерны ромбические и клиновидные разрезы кристаллов. Но иногда только химическими реакциями их можно различить.

Широко распространен в силикатных породах, обычно как акцессорный минерал. В щелочных породах обнаружен в сплошных массах (сфениты).

В иммерсионных препаратах тяжелых фракций шлифов из осадочных пород зерна сфена встречаются в двух характерных ориентировках (рис. 120). Первая — сильно косой разрез, приближающийся к разрезу, перпендикулярному к оси Nm , на гранях (110) , (111) , (010) . Такие зерна обнаруживают интерференционную белую окраску высших порядков или перламутровую (отличие от циркона). Вторая ориентировка — разрезы, почти перпендикулярные к оптической оси и острой биссектрисе или близкие к таковым, на гранях (100) , (102) , (001) , характеризующиеся отсутствием полного погасания.

Касситерит — SnO_2

Тетрагональный. Рис. 121 (см. табл. 6). Состав касситерита отличается постоянством, устанавливаемые примеси связаны с вростками и включениями минералов — до 6 вес. % $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$, WO_3 , ZrO_2 , TiO_2 , SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 .

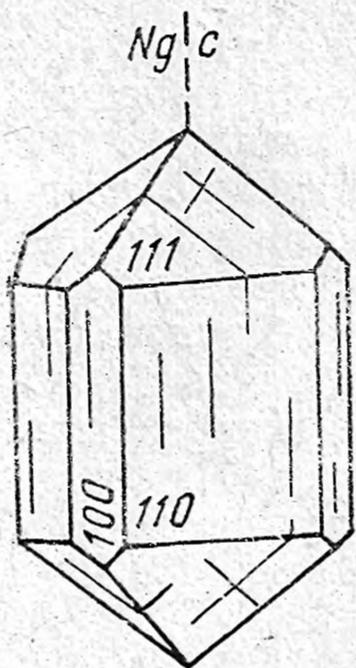


Рис. 121. Касситерит

Рис. 122. Двойник касситерита. Диаметр 2 мм. Николи скрещены

$n_o=1,990-2,010$; $n_e=2,093-2,100$; $n_e-n_o=0,082-0,106$. Сильная дисперсия $r > v$. Одноосный положительный, но иногда аномально двуосный, $+2V$ до 38° . Спайность нехарактерна, но иногда хорошо проявлена. Характерны сердцевидные и коленчатые (рис. 122) двойники, иногда полисинтетические. В шлифах почти всегда имеет желтоватую, буроватую, красноватую, зеленоватую (редко), обычно пятнистую или зональную окраску. Встречаются как плеохроирующие, так и не плеохроирующие разности, схема абсорбции $N_e > N_o$. Формы: короткие и длинные призмы, игольчатые, дипирамидальные, а также неправильные зерна, округлые и угловатые, напоминающие в разрезах сердце, с секторальными двойниками, радиально-лучистые агрегаты. Удлинение всегда положительное. В необходимых случаях всегда проверяйте реакцией «оловянное зеркало», которая даже в шлифах легко наблюдается: на открытый шлиф насыпают цинковую пыль (стружку) и капают соляной кислотой, затем насухо протирают и в отраженном свете наблюдают темно-серое металлическое олово.

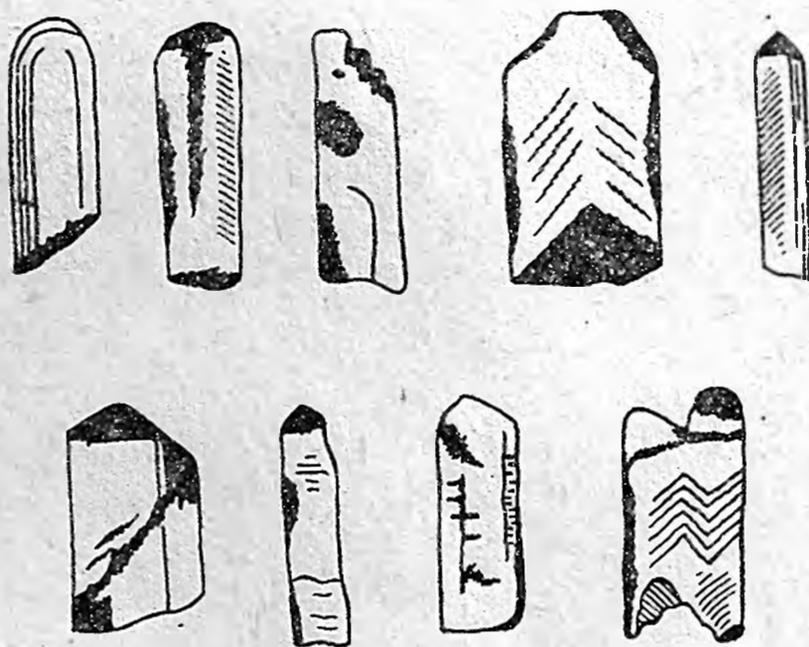


Рис. 123. Касситерит в иммерсионных препаратах тяжелой фракции шлифов из осадочных пород

Касситерит можно смешать со сфеном, монацитом, ксенотимом (см. их описание), а также с рутилом. Однако рутил имеет более высокое двупреломление, и его окраска в скрещенных николях остается такой же, как и без анализатора; у рутила, кроме того, выше преломление (очень четкая черная кайма вокруг кристаллов, хуже выраженная у касситерита). У касситерита интерференционная окраска яркая, иногда как у сфена.

Касситерит встречается повсеместно в оловорудных провинциях: в пегматитах, грейзенах, различных гидротермальных жилах, накапливается в россыпях.

Деревянистое олово представляет собой почковидные натечные массы, состоящие (если рассматривать при большом увеличении) из касситерита, гематита и различных форм кремнезема; имеет концентрическую полосчатость, напоминающую строение древесины. Деревянистое олово, ве-

роятно, образуется в результате ритмического отложения коллоидного материала.

В иммерсионных препаратах тяжелых фракций шлихов из осадочных пород густо окрашенный касситерит иногда похож на рутил (рис. 123). Отличается более низкими показателями преломления, что хорошо заметно в высокопреломляющих жидкостях стандартного иммерсионного набора, и значительно меньшей величиной двупреломления: рутил обычно дает в скрещенных николях белый цвет высших порядков, а на касситерите видны концентрические полосы высших интерференционных цветов. Бесцветный и слабоокрашенный касситерит часто трудно отличить от циркона, так как различие в силе двупреломления (у циркона около 0,050) плохо улавливается вследствие переменной толщины зерен в иммерсии. В таких случаях необходимо сделать характерную микрохимическую реакцию с крупинкой металлического цинка и разбавленной соляной кислотой. Спустя некоторое время на касситерите образуется темно-серый налет металлического олова. Цинк следует брать в избытке.

ЯСНО ОКРАШЕННЫЕ В ШЛИФАХ МИНЕРАЛЫ

Окраска минералов в шлифах — важнейший диагностический признак. Поэтому очень важно так описать окраску минерала, чтобы ее можно было сравнить с характеристикой, приводимой в справочниках. Качественное описание цвета включает три взаимосвязанных субъективных атрибута: цветовой тон и оттенок цвета, насыщенность (сила выражения цветового тона) и светлоту (количество черного и белого пигмента). На правильную оценку цвета оказывает влияние тренированность наблюдателя, выработанный у него эффект принадлежности цвета, зависящий от навыка и обучения, а также психофизическое состояние. Описание окраски минерала проводится в привычных условиях наблюдения, желательнее постоянно на одном и том же микроскопе одним или двумя глазами, при правильно отрегулированном и постоянно одинаковом освещении (см. 3-ю группу), в шлифах нормальной толщины (около 0,03 мм), при оптимальном, обычно одном и том же, увеличении микроскопа, в соответствующих по размеру и сечениям зернах. Одновременное восприятие других свойств вырабатывает у наблюдателя эффект идентификации минерала, основанный на умозаключении по аналогии со сложившимися в сознании образами известных минералов. Обладание эффектом идентификации сохраняет исследователю огромное количество времени, повышает работоспособность и продуктивность, исключает появление устойчивой усталости при длительной работе.

Видимый диапазон электромагнитного излучения охватывает, как известно, интервал длин волн 380—760 нм. Излучения с длинами волн 380—470 нм имеют фиолетовый и синий цвета, 480—500 нм — сине-зеленый, 510—560 нм — зеленый, 570—590 нм — желто-оранжевый, 600—760 нм — красный. Лампы накаливания дают желтоватое освещение, а с голубым светофильтром — «белое» дневное освещение, в котором обычно и производится наблюдение окраски.

Во всех справочниках характеристика окраски минералов в шлифах, если не сделана оговорка, дается для зерен нормальной толщины (около 0,03 мм), находящихся в бальзаме. Некоторые слабо окрашенные минералы лишь в толстых шлифах обнаруживают характерную окраску. Цвет густо окрашенных минералов и минералов с сильной абсорбцией может быть описан в тонких шлифах или в участках выклинивания пластинки шлифа. Такие особенности отмечены в соответствующих разделах и их всегда необходимо иметь в виду.

В руководствах по кристаллоптике достаточно подробно изложены способы определения толщины шлифа. Здесь необходимо сделать следующие замечания. Первый же просмотр шлифов должен сопровождаться определением их толщины и в необходимых случаях изготовлением дополнительных тонких или толстых шлифов. Нормальной толщине шлифа соответствует определенная интерференционная окраска хорошо известных минералов: белая у кварца, белая или слегка желтоватая у плагиоклазов, серая или серо-белая у калиево-натриевых полевых шпатов. При изучении иммерсионных препаратов и порошков оценка толщины зерен производится подобным же образом, но в этом случае подбирают фракцию, поперечник зерен в которой не превышает 0,03—0,04 мм. В такие препараты для сравнения можно помещать порошок кварца, имеющий одинаковые размеры зерен с описываемым минералом. При этом описание окраски производится в бальзаме или иммерсионной жидкости, близкой по показателю преломления к бальзаму.

Для многих пород оптимальным является увеличение, даваемое объективом $\times 9$ и окуляром $\times 8$. При таком увеличении обычно проводится обуче-

ние и вырабатывается навык правильной оценки цвета и плеохроизма минералов. Наиболее удобными для описания окраски являются зерна поперечником 0,1—1 мм. Для зерен размером меньше 0,05—0,1 мм требуются большие увеличения и тогда восприятие окраски этих зерен будет несколько иным. Зерна размером в несколько миллиметров, значительно превышающим диаметр поля зрения, рассматриваются при меньших увеличениях, при которых восприятие окраски также будет иным. Описание цвета высокопреломляющих, слабопросвечивающих, интенсивно окрашенных минералов и мелких зерен производится иногда с включенной линзой Лазо, дающей очень яркий сходящийся пучок света. К таким минералам относятся, например, некоторые рутилы, анатазы, шпинели, хромиты, сфалериты, рибекиты, турмалины и др.

При описании цвета плеохроирующих минералов необходимо точно указывать каким осям оптической индикатрисы соответствует та или иная окраска. Достоверное описание плеохроизма возможно при наличии в шлифе достаточного количества разрезов, т. е. трех главных сечений оптической индикатрисы. Обычно точное описание плеохроизма проводится одновременно с определением оптических констант на федоровском столике. Если оси цветового эллипсоида не совпадают с осями оптической индикатрисы, в этом случае указываются углы отклонения.

Показатели преломления оказывают заметное влияние на восприятие окраски минерала. Большинство окрашенных в шлифах минералов имеет преломление заметно выше бальзама, тогда как бесцветные минералы охватывают весь диапазон показателей преломления, известный для прозрачных минералов. Бесцветные минералы с показателями преломления заметно ниже бальзама имеют очень светлый золотисто-розоватый оттенок (дисперсионный эффект Лодочникова), особенно в стыках с бальзамом, вблизи трещин, в мелких зернах. Близкие по преломлению к бальзаму бесцветные минералы сливаются с бальзамом, но при внимательном наблюдении в условиях правильно отрегулированного освещения можно заметить дисперсионный эффект, так как полное равенство показателей преломления редко обнаруживается. Напомним, что дисперсионный эффект Лодочникова наблюдается без анализатора в стыках минерал—минерал, минерал—бальзам, в тонких трещинках, заполненных бальзамом. Он проявлен в виде полосы шириной не более 0,01—0,02 мм, повторяющей контуры зерен и перемещающейся при движении тубуса или столика микроскопа. Дисперсионная полоска в минерале с меньшим преломлением располагается по внутренней стороне ограничения зерна и имеет розовато-золотистый, золотисто-желтый, розоватый, желтоватый оттенок, восприятие которого зависит от интенсивности, равномерности и однородности освещения поля зрения, положения конденсора и диафрагмы, от цвета светофильтра (обычно применяется не матовый голубой светофильтр). Дисперсионная полоска в минерале с большим показателем также располагается с внутренней стороны ограничения зерна, но имеет зеленоватый—голубоватый оттенок. Дисперсионный эффект Лодочникова отчетливо проявлен только у совершенно бесцветных минералов, показатели преломления которых не намного отличаются от окружающей среды. Бесцветными эталонами таких минералов могут служить апатит, топаз, магнезиальные оливины. Если минерал имеет показатели преломления значительно выше бальзама, обладает резкой шагреневой поверхностью, окрашен, то дисперсионный эффект Лодочникова слабо заметен или вообще не наблюдается. В этих случаях всегда отчетливо фиксируется полоска Бекке.

Группа серпентина — $Mg_3 [Si_2O_5] (OH)_4$

Моноклинные. Рис. 124. Серпентины по типу структуры представляют собой триоктаэдрические слоистые силикаты, в основе которой лежат двухслойные пачки. Каждая пачка состоит из слоя SiO_4 -тетраэдров и примыкающего к нему бруситового октаэдрического слоя. В гексагональной ячейке параметры этих слоев различны. Поэтому двухслойные пачки либо скручива-

ются в тончайшие трубочки (хризотил-асбест), либо, если через равные интервалы изменяется полярность SiO_4 -тетраэдров, становятся волнистыми (антигорит). Серпентины участвуют в образовании смешаннослойных силикатов. Группа объединяет ряд политипов и структурных разновидностей, главными из которых являются хризотил, антигорит и лизардит. Обычно состав природных минералов близок к теоретическому, но известны разно-сти, обогащенные (вес. %) алюминием (до 15 Al_2O_3), железом (до 6 Fe_2O_3), никелем (до 15 NiO).

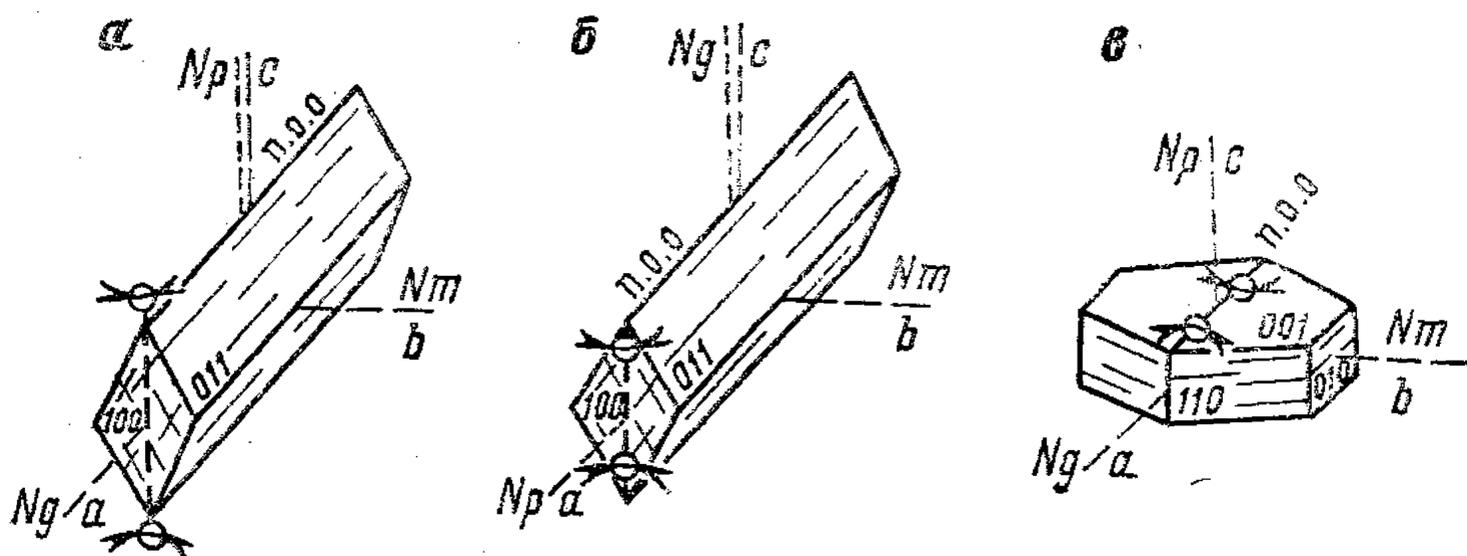


Рис. 124. Группа серпентина:
а — γ -хризотил; б — α -хризотил; в — антигорит

Хризотил. $np=1,532-1,549$; $ng=1,545-1,556$; $ng-np=0,004-0,006$ (редко до 0,020). В шлифах величина двупреломления не может быть определена из-за исключительной тонкости волокон. Ему свойственны волокна, параллельные a . Характерна петельчатая структура агрегатов хризотила, создаваемая решеткой вытянутых жилок поперечно-волокнутого серпентина (α -хризотила), включающего участки изотропной или почти изотропной разности. При этом ранний петельчатый поперечно-волокнустый серпентин (α -хризотил) характеризуется ясной желтовато-зеленоватой окраской с плеохроизмом и не сопровождается пылевидным магнетитом. Появление такого магнетита ведет к обесцвечиванию и перекристаллизации α -хризотила с образованием другой полиморфной модификации серпентина. В шлифах бесцветный, светло-зеленый, желтовато-зеленоватый. Удлинение положительное (γ -хризотил) или отрицательное (α -хризотил).

Антигорит. $np=1,558-1,567$; $nt=1,565$; $ng=1,565-1,579$; $ng-np=0-0,014$ (редко до 0,020), $-2V=37-61^\circ$. В общем ng антигоритов увеличивается с ростом железистости (f мол. %): $ng=1,565$ соответствует $f=1-3$, $ng=1,569-f=1-5$, $ng=1,575-f=7-10$, $ng=1,579-f=8-13$. Ему свойственны пластинки по (001) прямоугольных очертаний, обусловленных спайностью по (010) и (100). Удлинение их может быть и по a , и по b . Плоскость оптических осей перпендикулярна (010), $c \approx Np$. Слабая дисперсия $r > v$. Спайность совершенная по (001). В шлифах бесцветный, светло-зеленый. Иногда видны двойники и тройники, повернутые относительно друг друга на 60° вокруг нормали к пластине кристалла.

Лизардит. $np=1,538-1,554$; $ng=1,546-1,560$. Зернистый, пластинчатый. Зерна лизардита в скрещенных николях обнаруживают секториальное строение, их размер соизмерим с зернами замещенного оливина. Трещины совершенной спайности пересекаются в трех взаимно перпендикулярных направлениях. В шлифах бесцветный, светло-зеленый. Небольшой отрицательный угол оптических осей.

Гомоосевые псевдоморфозы серпентина по ромбическому пироксену называются **баститом**.

Серпентинит (змеевик) — микрокристаллическая плотная порода, состоящая из серпентина.

Для серпентинов характерна очень бледная окраска в шлифах (зеленоватая, синеватая, желтоватая, буроватая, розоватая) с очень слабым или почти незаметным плеохроизмом, что является хорошим отличием от хлоритов, имеющих ясный плеохроизм. Удлинение и положительное, и отрицательное. Серпентин может иметь петельчатую структуру, иногда подчеркнутую цепочечными пылевидными выделениями рудного минерала.

Серпентин можно смещать с волокнистым амфиболом, но последний имеет преломление не ниже 1,610 и косое погасание. От хлоритов в отдельных случаях, кроме как химическим или рентгеноструктурным анализом, отличить серпентин невозможно. Очень важно уметь различать аномальные цвета интерференции хлоритов (фиолетовые, сиреневые, коричневые) и серые нормальные цвета серпентинов. Кроме того, хлориты обычно ясно плеохроируют, в них могут быть плеохроичные дворики, преломление не может быть ниже 1,560. Если однозначного решения не получается, то такой минерал называют хлорито-серпентином.

В справочниках приведены противоречивые сведения о свойствах, составе и причинах образования различных модификаций серпентина при серпентинизации. Эти вопросы нашли освещение в монографии Д. С. Штейнберга и И. С. Чашукина «Серпентинизация ультрабазитов» [М., Наука, 1977, 312 с.], на основе химического, термического, рентгеноструктурного и других анализов.

Наиболее широкое распространение имеют серпентины, развившиеся по ультрабазитам типа дунитов и гарцбургитов (по оливину и энстатиту). Процесс изохимической серпентинизации (менее 400°С) ультрабазитов охватывает несколько стадий с образованием разных полиморфных модификаций серпентина.

Регрессивная ранняя серпентинизация характеризуется образованием петельчатого поперечно-волокнистого серпентина (α -хризотила) по оливину и замещением оставшихся оливиновых ядер субизотропным серпентином, состоящим, по-видимому, из тончайших волокон. Эти серпентины ясно окрашены и не сопровождаются пылевидным магнетитом. Полной серпентинизации породы не происходит. Такие породы могут подвергаться дальнейшей серпентинизации. При этом образуется две разновидности серпентинов:

1) лизардит — тонкопластинчатый, в виде поперечно-пластинчатых жилок и конвертообразных сростков, замещающий без выделения магнетита ранний субизотропный серпентин и сохранившийся оливин;

2) поперечно-волокнистый серпентин (γ -хризотил, хризотил-асбест), бесцветный, с положительным удлинением, сопровождающийся выделением пылевидного магнетита. Нередко такой серпентин накладывается на лизардит с образованием лизардит-хризотил-магнетитовых агрегатов. Видимо, зоны, содержащие лизардит и γ -хризотил, занимают в массивах ультрабазитов промежуточное положение между зоной ранней серпентинизации и зоной развития антигорита.

Образование антигорита (с магнетитом и бруситом) относится к прогрессивной стадии воздействия поздних интрузий или регионального метаморфизма. Дальнейшее развитие прогрессивного метаморфизма приводит к исчезновению брусита и к образованию метаморфического оливина, с которым устойчивы антигорит и магнетит. В более высокотемпературных стадиях оливин устойчив с последовательно образующимися тальком, антофиллитом (куммингтонитом), энстатитом.

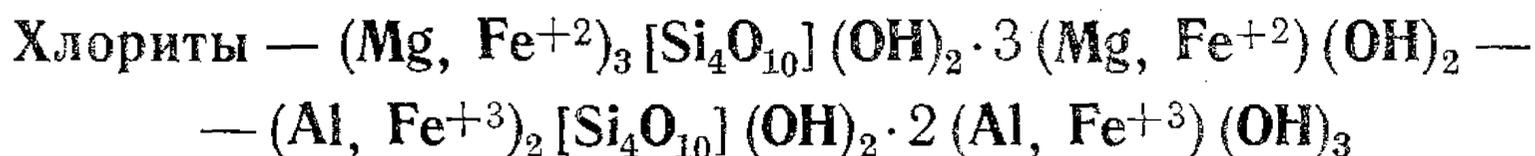
Серпентинизация проявляется не только по континентальным ультрабазитам, но и по ультрабазитам океанического дна.

Обычны серпентины в контактово-измененных карбонатно-магнезиальных породах.

Окрашенные глинистые минералы

Ясно окрашенные в шлифах глинистые минералы описаны в разделе глинистых минералов. К ним относятся следующие: железистые глаукониты (n до 1,643; зеленые — голубые с плеохроизмом до желтого), нонтрониты

(n до 1,640; зеленоватые, иногда с буроватым оттенком), вермикулиты (сходны по свойствам с биотитами), а также другие глинистые минералы, крипстокристаллические агрегаты которых адсорбировали хромофоры (соединения железа, марганца, никеля, хрома, урана, органику и др.). Как уже отмечено, оптический метод изучения глинистых минералов, вследствие того что размеры их индивидов обычно не превышают 0,01 мм, имеет вспомогательное значение.



Моноклинные. Рис. 125. Большинство хлоритов имеет структуру в виде чередующихся пачек талькового (реже пирофиллитового) типа и бруситовых (реже гиббситовых) слоев, как это видно из приведенных кристаллохимических формул, с изоморфными замещениями типа $3(\text{Mg}^{+2}, \text{Fe}^{+2}) \rightleftharpoons \square$

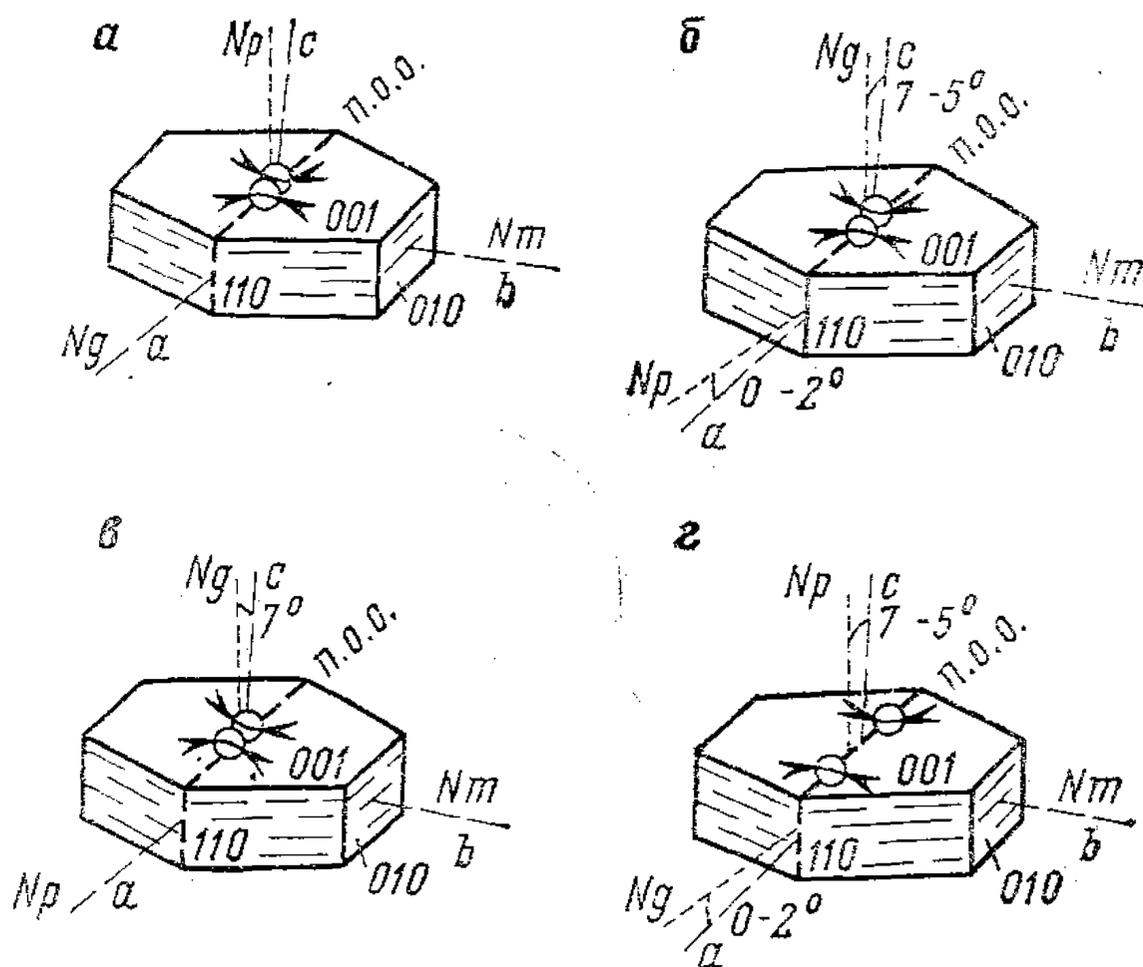


Рис. 125. Хлориты:

a — пеннин «—»; *b* — пеннин «+» и клинохлор; *v* — делессит; *z* — тюрингит

2Al^{+3} . Они являются слоистыми основными силикатами и алюмосиликатами Mg, Al и Fe с большим содержанием гидроокисей металлов. Особенности слоистой структуры хлоритов обуславливают образование большого числа политипов и смешаннослойных минералов как внутри хлоритов, так и с тальком, пирофиллитом, серпентинами, смектитами, кандитами, слюдами и гидрослюдами. В семействе хлоритов выделяют свыше 25 минералов и большое число разновидностей. Общепринятая классификация хлоритов отсутствует.

Для определения хлоритов в шлифах удобной представляется классификация, предложенная Хеєм. Прежде всего хлориты, исходя из общей эмпирической формулы $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al})_{12}[(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}] (\text{OH})_{16}$, подразделяются по содержанию окисного железа на неокисленные (менее 4 вес. % Fe_2O_3), встречающиеся чаще, и окисленные (более 4 вес. % Fe_2O_3). Подразделение на отдельные минеральные виды основано:

1) на количестве ионов кремния и алюминия в тетраэдрической координации кристаллохимической формулы, сумма которых равна 8 (при этом количество ионов алюминия в октаэдрической координации должно быть равно

количеству ионов алюминия в тетраэдрической координации; оставшаяся от 12 часть ионов октаэдрической координации приходится на ионы Mg, Fe²⁺, Fe³⁺);

2) на количестве ионов железа (Fe²⁺+Fe³⁺) в кристаллохимической формуле или железистости, выраженной в атомных процентах.

Кроме указанных изоморфных замещений проявлен изоморфизм Al \rightleftharpoons Cr, Al \rightleftharpoons Fe³⁺, Mg \rightleftharpoons Mn; хлориты могут содержать Ni, Ti и др., влияние которых на оптические свойства здесь не рассматривается.

Неокисленные хлориты: $n_p=1,570-1,660$; $n_m=1,570-1,670$; $n_g=1,570-1,670$; $n_g-n_p=0-0,010$; $2V$ от -20 до $+60^\circ$.

Окисленные хлориты: $n_p=1,600-1,670$; $n_m=1,600-1,690$; $n_g=1,600-1,690$; $n_g-n_p=0-0,020$; $2V$ от 0 до -20° .

Во всех хлоритах острая биссектриса перпендикулярна или почти перпендикулярна (001), плоскость оптических осей \parallel (010). Сильная дисперсия $r < v$, поэтому обычны аномальные интерференционные цвета (лавандово-синие, коричневые, фиолетовые цвета размазанных чернил), в особенности у хлоритов с двупреломлением ниже 0,005. Прекрасная спайность по (001). Часто наблюдаются двойники. В шлифах окрашены обычно в зеленый цвет той или иной густоты, нередко и почти бесцветные, реже встречаются буроватые, красноватые (марганцевые хлориты), фиолетовые и синеватые (хромовые хлориты) цвета. Плеохроизм ясный до желтоватого или бесцветного. Формы: пластинки, чешуйки, розетки, радиально-лучистые агрегаты, сферокристаллы и сферолиты. Похожи в этом отношении на слюды. Погасание относительно спайности прямое. Схема абсорбции $N_g=N_m > N_p$ или $N_p=N_m > N_g$, независимо от положения осей оптической индикатрисы, всегда биотитовая: в удлиненных разрезах и где видна спайность, минерал приобретает в проходящем свете (без анализатора) наиболее густую окраску в том положении, когда колебания поляризатора параллельны спайности или длинной стороне разреза. Удлинение относительно спайности положительное или отрицательное, при этом знак удлинения обратен оптическому знаку минерала. Эта особенность является важным диагностическим признаком для определения состава хлорита.

Главные разновидности хлоритов разделяются на две группы по оптическому знаку, с определения которого и следует начинать: положительные — пеннин, клинохлор, пикнохлорит, рипидолит, шериданит, корундофиллит и псевдотюрингит; отрицательные — диабантит, брунсвигит, дафнит и все окисленные (тюрингит, шамозит и делессит). Если воспользоваться диаграммой рис. 126, то можно однозначно вывести кристаллохимическую формулу исследуемого хлорита и определить его железистость. Так как поля диабантита и делессита совпадают (по Хею), необходимо учитывать, что делессит имеет $n_m=1,600-1,610$, а диабантит $n_m=1,620-1,630$ (по Трегеру). Оптические свойства брунсвигита и шамозита также близки, но первый гидротермальный, а шамозит — минерал исключительно осадочного происхождения (часто встречается в осадочных железорудных месторождениях). Дафнит отличается от тюрингита меньшим двупреломлением (у дафнита n_g-n_p не более 0,005, у тюрингита $n_g-n_p=0,006-0,014$).

К. Б. Кепежинская в монографии «Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы» [М., Наука, 1965, 136 с.] выделяет магнизальные ($F < 25$), магнизально-железистые ($F = 25-75$) и железистые ($F > 75$) хлориты, железистость которых определяется по уравнению:

$$F = 24 + 930 (n_m - 1,600), \pm 5,66, \text{ атомн. } \%,$$

где $F = 100 \cdot (\text{FeO} + \text{FeO}_{3/2}) : (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{FeO}_{3/2})$ атомн. %. Причем если $F = 50$ атомн. %, хлорит должен иметь $n_g = n_m = n_p = 1,628$ или близкое значение и быть почти изотропным.

Используются также уравнения:

$$n_g = 1,585 + 0,00084 F;$$

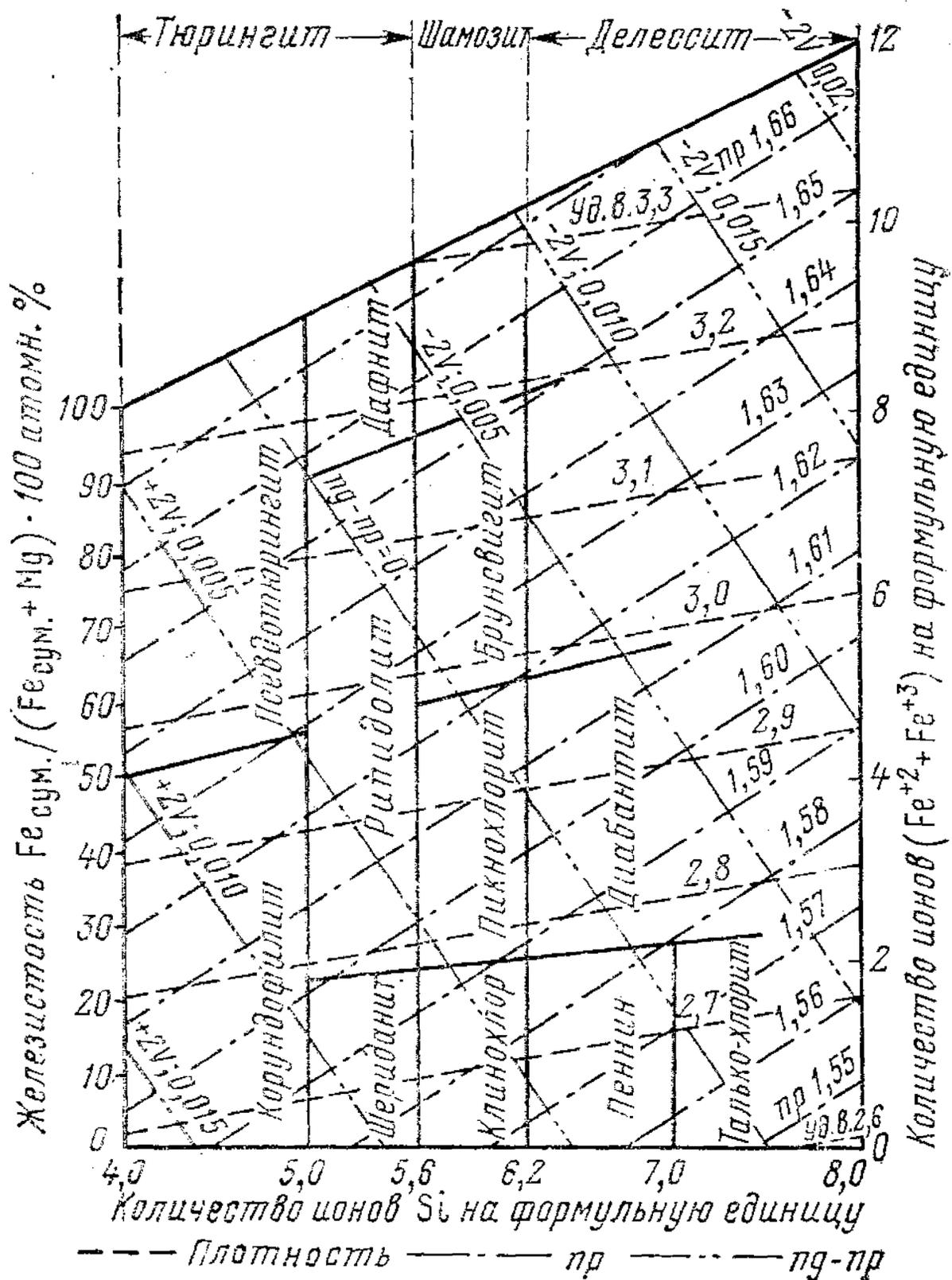


Рис. 126. Зависимость оптических свойств и плотности от состава хлоритов [Дир. и др., 1966]

$$n_t = 1,576 + 0,00102 F;$$

$$n_p = 1,575 + 0,00104 F.$$

При диагностике хлоритов не следует ограничиваться лишь одним названием минерального вида, так как трактовка их составов у различных исследователей разная. Совершенно необходимо приводить формулу, и что особенно важно, железистость в атомных процентах.

Хлориты — минералы постмагматические или экзогенные. Хлориты (пеннин или рипидолит) часто замещают биотит, давая с ним постепенные переходы, при этом сопровождаются вдоль трещин спайности землистыми линзовидными выделениями эпидота, сфена, лейкоксена, кальцита, пренита, иногда сагениита (тончайшие иголки рутила, пересекающиеся под углом 60°). Развиваются хлориты также по пироксену, амфиболу, оливину, гранату, полевым шпатам (особенно в зеленокаменно измененных породах совместно с эпидотом, альбитом, серицитом, кальцитом, цеолитами, пиритом). Хлориты являются одними из главных минералов метаморфических пород низких ступеней метаморфизма. Глиноземистость и железистость хлоритов зависит главным образом от состава исходной породы, но более магнезиальные хлориты оказываются менее глиноземистыми. Магнезиальные богатые глиноземом хлориты развиты в высокоглиноземистых десилицированных породах, в ультрабазитах и эписланцах вместе с корундом, диаспором, марга-

ритом; бедные глиноземом — в серпентинитах и скарнах. Магнезиальные хлориты распространены в полиметаллических месторождениях. Магнезиально-железистые богатые глиноземом хлориты развиты в породах фации зеленых сланцев, кварцевых жилах, гранитах; бедные глиноземом — в основных породах. Магнезиально-железистые хлориты характерны для меднорудных месторождений. Железистые хлориты развиты в осадочных месторождениях железа, песчаниках, касситерит-сульфидных месторождениях.

Хлориты легко можно смешать с серпентином (см. описание серпентинов). От зеленых биотитов хлориты отличаются низким двупреломлением, аномальными цветами интерференции, более слабым плеохроизмом. Биотиты не бывают положительными. Имейте в виду, что при замещении биотита хлоритом наблюдаются совершенно постепенные переходы между ними. От зеленых амфиболов хлориты отличаются по более низкому двупреломлению, аномальным интерференционным цветам, по прямому погасанию, малым углам $2V$, меньшему преломлению. От турмалина хлориты сразу отличаются по биотитовой схеме абсорбции.

Группа биотита

Моноклинные. Рис. 127. Минералы группы биотита относятся к триоктаэдрическим слюдам, в основе структуры которых находятся трехслойные отрицательно заряженные пачки, состоящие из двух слоев $(Al, Si)O_4$ -тетраэдров и расположенным между ними слоем катионных $(Mg, Fe^{+2})O_6$ -октаэдров. Между пачками расположены крупные катионы, преимущественно калия, компенсирующие заряд пачек. Слоистая структура обуславливает существование большого числа поли типов и смешанно-слойных минералов типа слюда — хлорит, флогопит — вермикулит. Установлены неупорядоченные и упорядоченные модификации. Определение поли типов слюд проводится электронографическим и рентгеноструктурным методами.

Общая формула биотита:

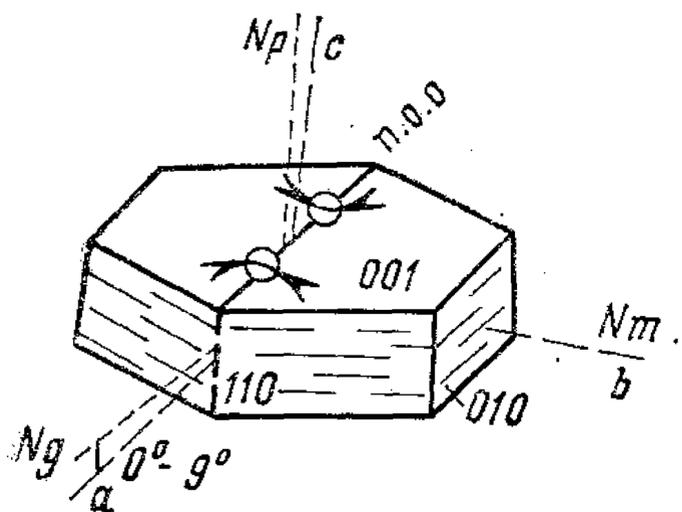
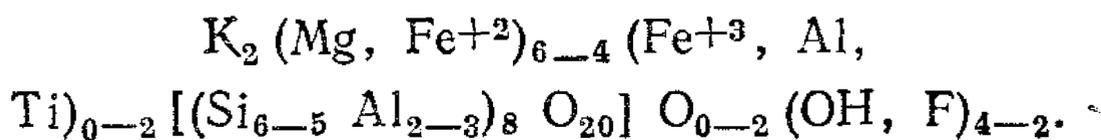


Рис. 127. Флогопит, биотит

По соотношению в биотитах магния, двухвалентного железа, кремния и алюминия выделяют четыре крайних члена (рис. 128): флогопит, истонит, аннит и сидерофиллит.

В биотитах развит изоморфизм двух типов: изовалентный $Fe^{+2} \rightleftharpoons Mg$, $Fe^{+2} \rightleftharpoons Mn^{+2}$, $Fe^{+3} \rightleftharpoons Al$, $K \rightleftharpoons Na$ и др. и гетеровалентный $3(Fe, Mg)^{+2} \rightleftharpoons 2Al$, $4Al \rightleftharpoons 3Si$.

Природные биотиты представляют собой промежуточные разности между четырьмя этими членами. Принято называть биотитами слюды с отношением $Mg:Fe$ меньше $2:1$, а флогопитами — с отношением $Mg:Fe$ больше $2:1$. Биотиты, исключительно богатые железом (с железистостью больше $80-85\%$), называют лепидомеланами. Некоторые биотиты (это касается высокожелезистых разностей) содержат много трехвалентного железа, вплоть до почти полного вытеснения двухвалентного. Такие биотиты называют оксибиотитами. Известны биотиты, в которых замещение калия натрием достигает четверти атомов в формуле. Кроме того, калий в небольшом количестве замещается кальцием, барием, рубидием, цезием. В некоторых биотитах в заметных количествах присутствуют литий (литиевые биотиты — протолитиониты, переходные к циннвальдиту) и титан (титанбиотиты). До $10-15\%$ двухвалентного железа в формуле может быть замещено марганцем.

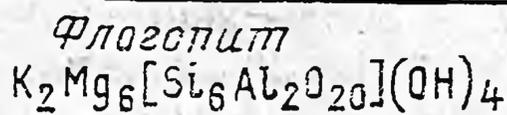
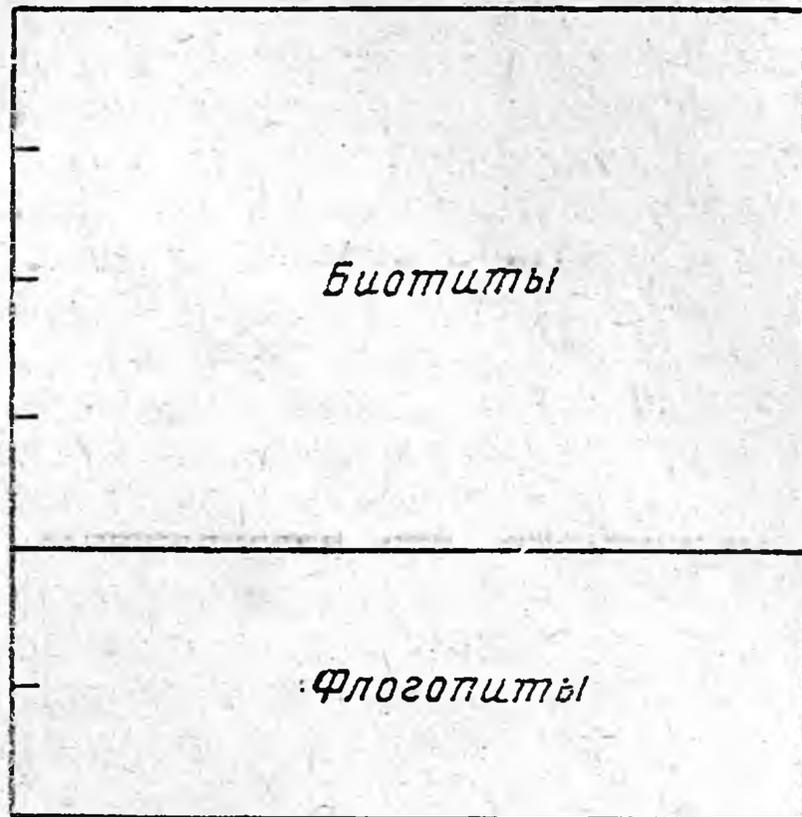
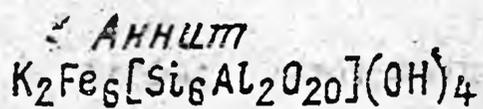


Рис. 128. Состав минералов группы биотита

$n_p=1,530-1,625$; $n_m=1,557-1,712$; $n_g=1,558-1,712$ (в оксибиотитах до 1,760); $n_g-n_p=0,028-0,080$; $-2V=0-25^\circ$ (редко до $40-50^\circ$). $a:N_g=0-9^\circ$; $b\parallel Nm$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Слабая дисперсия $r \cong v$. Прекрасная спайность по (001). Иногда наблюдаются двойники (только в лампрофирах и щелочных породах), плоскость срастания (001). В шлифах от бесцветного (флогопит) до темно-коричневого и непрозрачного (лепидомелан) с резким плеохроизмом. Обычный биотит гранитоидов плеохроирует от светло-желтого по N_p до коричневого по N_g . N_g расположено по удлинению пластинок и по спайности, поэтому знак главной зоны всегда положительный (это так называемая биотитовая схема абсорбции). Реже встречаются по N_g зеленые или коричневатокрасные, а по N_p светло-желтые биотиты. Еще реже встречаются биотиты с плеохроизмом от зеленого или бурого по N_p до темно-коричневого или красно-коричневого по N_g . $N_g \approx Nm > N_p$. Во всех биотитах $N_g \approx Nm$ и по величине, и по силе абсорбции. Формы: пластинки (рис. 129), таблички, чешуйки, розетки, листочки, реже дипирамидальные, шестоватые и бочонковидные кристаллы с поперечными правильными шестиугольными разрезами, иногда разрезы имеют вид ромбов и прямоугольников. Дипирамидальные, шестоватые и бочонковидные кристаллы в породах встречаются очень редко (например, в некоторых карбонатах и цвиттерах). Однако необходимо знать, что у них по удлинению располагается N_p , перпендикулярно удлинению — N_g и плоскость спайности, а схема абсорбции такая же, как у турмалина, т. е. макси-

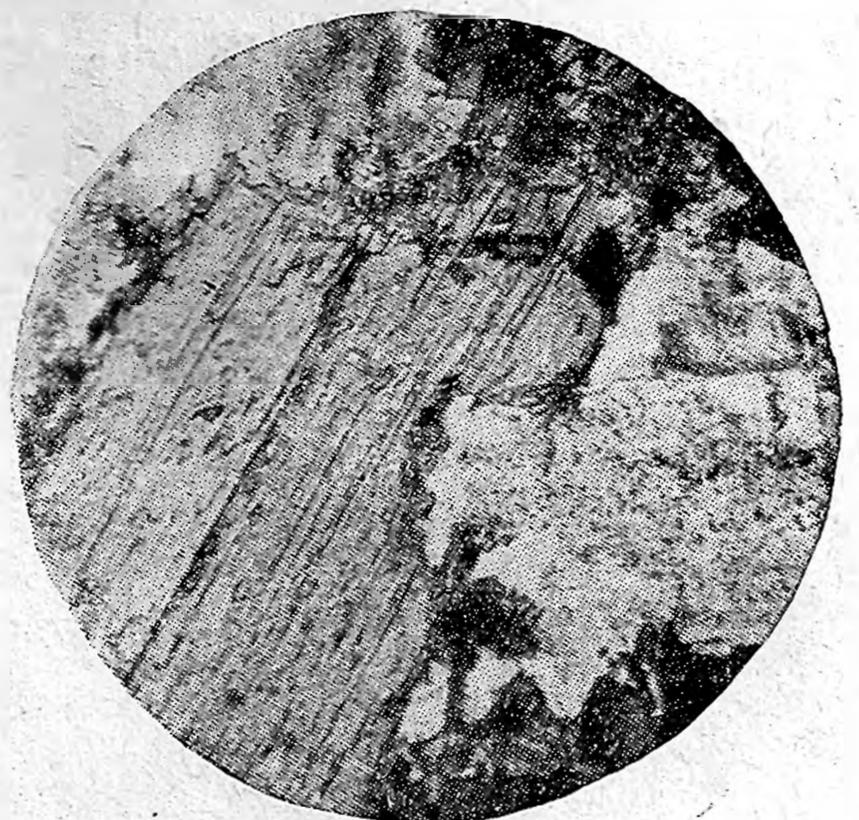


Рис. 129. Пластинчатый биотит в граните. Диаметр 2 мм. Без анализатора

мальная окраска наблюдается тогда, когда удлинение перпендикулярно (а спайность параллельна) колебаниям поляризатора. Биотит и турмалин становятся изоморфными.

В соответствии с изменением состава меняется и окраска биотитов. Так, флогопиты — минералы с низким содержанием железа, имеют очень светлую окраску, интенсивность которой увеличивается по мере увеличения содержания железа в минералах. Повышенное содержание титана вызывает появление яркого красного оттенка в окраске биотита, а высокое содержание трехвалентного железа — зеленую окраску. Одновременное присутствие этих элементов в значительных количествах обуславливает зелено-красно-бурую окраску биотита со своеобразным плеохроизмом. Наличие включений радиоактивных минералов вызывает появление в биотитах плеохроичных ореолов, отличающихся более густой окраской, чем пластинка в целом. В некоторых районах установлено, что плеохроичные ореолы шире и интенсивней в биотитах из более древних пород. Иногда в биотитах присутствуют иголки рутила, образующие сетчатые двойники. Последние состоят из игольчатых индивидов, лежащих в одной плоскости, из-за чего возникает сетка кристаллов с углами между отдельными индивидами в 60 и 120° (сагениит).

Известны диаграммы, связывающие состав биотитов и их оптические свойства, однако они не имеют универсальности. Значение имеют частные диаграммы, справедливые для определенных типов слюд, например с близкой глиноземистостью, в которых изменение железистости находится в прямой зависимости от изменения показателей преломления. По-видимому, намечается прямая зависимость в изменении величины угла $2V$ от степени окисления железа в биотитах. В биотитах на оптические свойства оказывают влияние несколько переменных. Так, увеличение железистости повышает преломление, а одновременное увеличение содержания фтора снижает его. Вхождение титана в решетку биотита не связано с железистостью, хотя титанистые биотиты чаще всего бедны железом. Титан увеличивает преломление биотита, но оптическими методами не представляется возможным учесть одновременно содержание титана и железа.

Е. Н. Ушакова в монографии «Биотиты метаморфических пород» [М., Наука, 1971, 348 с.] рассмотрела парагенетические типы биотитов и флогопитов метаморфических пород, условия их образования и выявила зависимость их свойств от состава. Ею предложен ряд уравнений для определения железистости биотитов разных фаций метаморфических пород по показателям преломления $nm = ng[f_{06} = 100(Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn) : (Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn + Mg)$ атомн. %]:

1) для любой метаморфической породы

$$f_{06} = (615,93 \, nm - 961,40) \pm 7,7 \text{ (рис. 130);}$$

2) для роговиков

$$f_{06} = (985,78 \, nm - 1567,12) \pm 5,3;$$

3) для гиперстеновых пород

$$f_{06} = (812,90 \, nm - 1302,70) \pm 5,3;$$

4) для гранат-биотитовых гнейсов и сланцев гранулитовой фации

$$f_{06} = (519,61 \, nm - 810,22) \pm 7,3;$$

амфиболитовой фации

$$f_{06} = (565,45 \, nm - 878,61) \pm 5,7;$$

эпидот-амфиболитовой фации

$$f_{06} = (746,39 \, nm - 1169,5) \pm 5,5;$$

5) для биотитовых гнейсов и сланцев амфиболитовой фации

$$f_{06} = (558,30 \, nm - 862,20) \pm 6,5;$$

эпидот-амфиболитовой фации

$$f_{об} = (668,58 \text{ nm} - 1043,04) \pm 4,6;$$

б) для биотит-эпидот-амфиболовых пород амфиболитовой фации

$$f_{об} = (481,29 \text{ nm} - 743,47) \pm 3,4;$$

эпидот-амфиболитовой фации

$$f_{об} = (715,74 \text{ nm} - 1124,70) \pm 5,0.$$

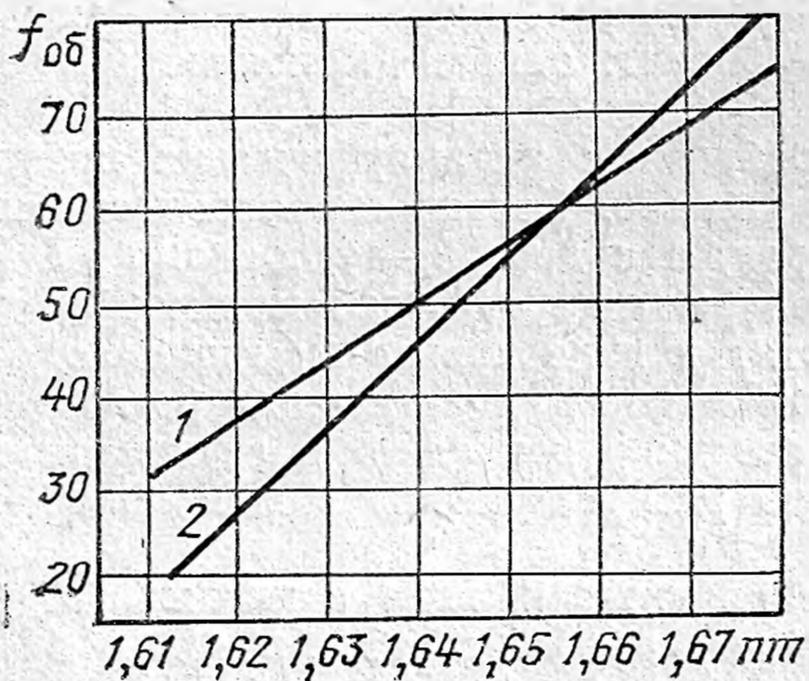


Рис. 130. Зависимость оптических свойств от состава:

1 — биотиты метаморфических пород (по Ушаковой); 2 — биотиты гранитов (по Соболеву), бедных фтором и литием

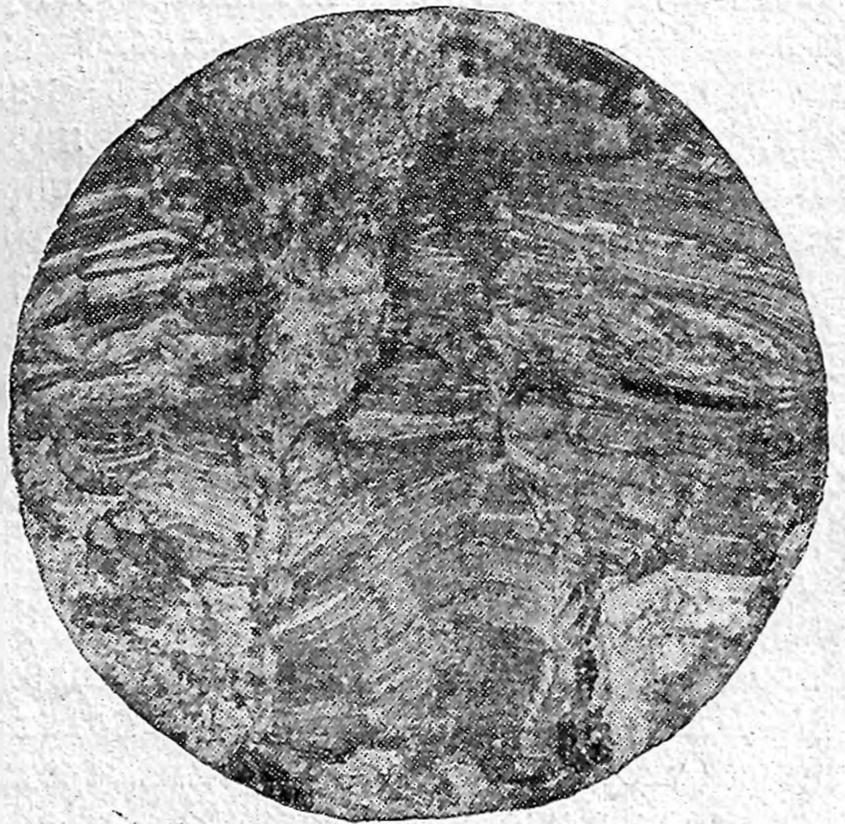


Рис. 131. Замещение биотита вдоль спайности хлоритом, мусковитом, кальцитом, лейкоксеном. Катаклиз деформировал пластинку биотита. Диаметр 2 мм. Без анализатора

Хорошо известна диаграмма « n_D — железистость» В. С. Соболева для биотитов из гранитов (см. рис. 130), которой, однако, можно пользоваться с большой осторожностью. Обычно составляются диаграммы по ряду химических анализов биотитов из пород определенного генезиса для конкретных регионов. Некоторые из таких диаграмм вполне удовлетворительны.

Вторичные изменения биотитов чаще всего проявляются в замещении их хлоритом (обычно пеннином) и мусковитом (рис. 131). Наблюдаются постепенные переходы в пластинках от биотита к этим минералам. Хлорит и мусковит сопровождаются линзовидными скоплениями лейкоксена, эпидота, пренита, кальцита, приуроченными к трещинам спайности. Флогопиты иногда замещаются тальком. Биотиты часто развиваются по пироксенам, амфиболам, оливину, на стыках плагиоклаза и рудных минералов.

Биотиты — одни из наиболее распространенных темноцветных минералов. Они присутствуют в самых разнообразных магматических и метаморфических породах и соответственно имеют разный состав. Флогопиты (т. е. биотиты с железистостью не выше 33%) характерны главным образом для метаморфизованных карбонатных пород. Изредка встречаются в кислых породах. Флогопиты, обогащенные марганцем (манганофиллиты), встречаются в марганецсодержащих породах. Флогопиты и близкие к ним биотиты, обогащенные титаном, характерны для различных щелочно-ультраосновных пород.

Биотиты с железистостью 50—100% являются главными темноцветными минералами гранитоидных пород. Установлено, что с повышением щелочности гранитов состав биотитов в них смещается в направлении истонит+сидерофиллит→флогопит+аннит. Наиболее богаты глиноземом биотиты двуслюдя-

ных гранитов и грейзенов, соответствующие ряду истонит — сидерофиллит. К ним близки биотиты гранитных пегматитов, аплитов и биотитовых гранитов поздних фаз внедрения. Промежуточное положение занимают биотиты гранодиоритов, чарнокитов, рапакиви. Биотиты щелочных гранитов близки к серии флогопит — аннит, но отличаются высокой железистостью и высокой степенью окисления железа. Наряду с этим в биотитах постепенно повышается отношение $(\text{Na} + \text{K}) : \text{Al}$, но уменьшается отношение $\text{K} : \text{Na}$, а также содержание фтора и глиноземистость $\text{Al} : (\text{Al} + \text{Si} + \text{Mg} + \text{Fe})$.

Биотиты средних и основных пород имеют железистость 30—60%, степень окисления железа в них колеблется в широких пределах. В основных породах, богатых титаном, встречаются биотиты, обогащенные титаном. В этих породах биотит кристаллизуется в качестве конечного продукта, например, таких реакционных серий, как оливин + моноклинный пироксен → роговая обманка → биотит; моноклинный пироксен + ромбический пироксен → биотит; оливин + моноклинный пироксен → биотит.

Очень характерен биотит для разнообразных метаморфических пород, в особенности для слюдистых сланцев и гнейсов. Состав его определяется, с одной стороны, составом первичных пород, а с другой — условиями метаморфизма. Установлено, что биотиты пород высоких ступеней метаморфизма более магниезальные. Широко развит биотит в виде крипто- и микрочешуйчатых агрегатов в малоглубинных метасоматитах и контактовых роговиках по песчано-глинистым породам, нередко ассоциируясь здесь с серицитом и хлоритом. Феррианниты достаточно широко распространены в зонах щелочного метасоматоза железистых кварцитов.

Для эффузивных пород биотит менее характерен, хотя в кислых эффузивах встречается достаточно часто. Нередко в эффузивных породах биотит опацизирован, т. е. превращен, чаще только по краям, в непрозрачное вещество, состоящее главным образом из магнетита. Опацизация вызвана процессом окисления железа и распадом структуры биотита.

Биотит можно с первого взгляда смешать с хлоритом, но биотит никогда не имеет такого низкого двупреломления и аномальных интерференционных цветов. Если не видно спайности, биотит можно смешать с бурым амфиболом. Отличие: биотит почти одноосный, амфибол имеет большой отрицательный угол $2V$. Иногда смешивают биотит с ортитом. Последний имеет более высокое преломление и аномальные цвета интерференции, которые, однако, можно различать при достаточном опыте. Биотит можно смешать с турмалином. Отличие осуществляется по схеме абсорбции. Бесцветные (или почти бесцветные) флогопиты от мусковита и литиевых слюд отличаются по малому углу $2V$, но известны почти одноосные литиевые слюды (см. рис. 51). Литийсодержащие и литиевые, обычно с повышенным содержанием фтора, слюды — Li-биотит, Li-мусковит, лепидолит, циннвальдит, протолитнионит — широко распространены в редкометальных гранитоидах [см. Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В. Слюды редкометальных гранитоидов. Новосибирск, Наука, 1977. 104 с.] Поэтому для надежной диагностики слюд необходимо определение содержания лития химическим анализом.

Стильпномелан — $(\text{K}, \text{H}_2\text{O})(\text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Mg}, \text{Al})_{<3}[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Моноклинный. Рис. 132. Структура — слоистая, изучена недостаточно. Состав природных стильпномеланов чрезвычайно изменчив. Содержания Fe_2O_3 и FeO колеблются от 1—2 до 32 вес. %, MgO 1—10 вес. %, H_2O 5—14 вес. %. K_2O достигает 3—5 вес. %, но может отсутствовать. Обычны примеси MnO , CaO , Na_2O . Точная кристаллохимическая формула не известна.

$n_p = 1,543—1,634$; $n_g = n_t = 1,576—1,745$; $n_g - n_p = 0,030—0,110$; $-2V \approx \approx 0^\circ$, иногда до 40° . Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. $b = Nm$; Np примерно перпендикулярна (001) . Удлинение всегда положительное. Совершенная спайность по (001) и плохая по (010) . Изменение оптических свойств опре-

деляется главным образом отношением $Fe^{+3}:Fe^{+2}$. К собственно стильпно-меланам относятся разновидности с минимальным содержанием Fe^{+2} , к собственно ферростильпно-меланам — разновидности с максимальным содержанием Fe^{+2} . Стильпно-меланы имеют плеохроизм: по Np — яркий золотисто-желтый, по $Ng=Nm$ — темный красновато-бурый до почти черного; ферростильпно-меланы: по Np — светло-желтый, по $Ng=Nm$ — темно-зеленый. Установлена прямая зависимость преломления и двупреломления от содержания Fe^{+3} (рис. 133). Содержание Fe^{+3} можно определять по следующим уравнениям.

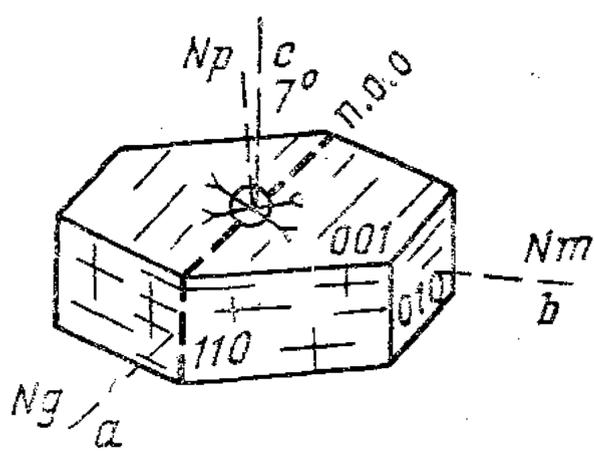


Рис. 132. Стильпно-мелан

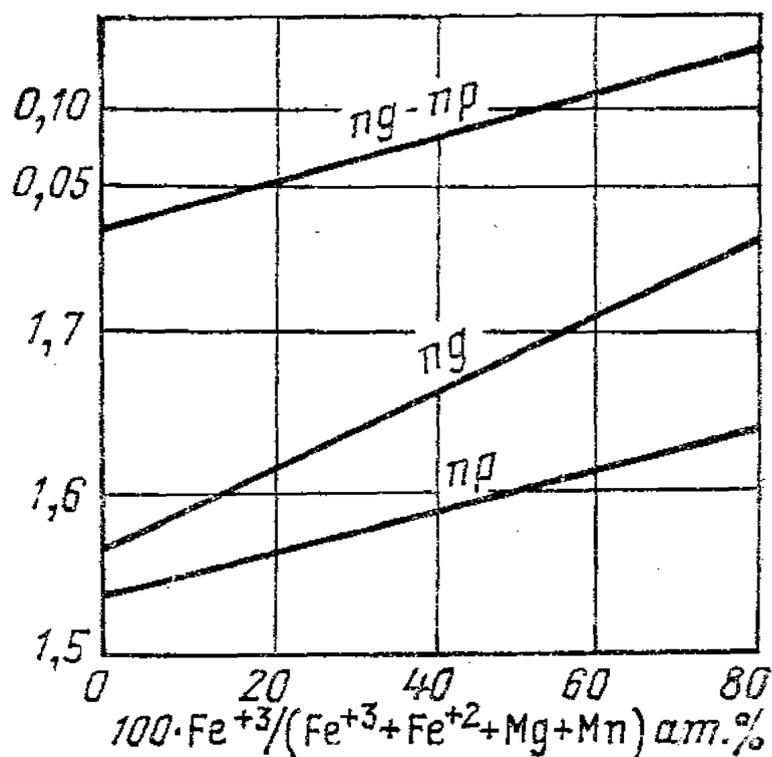


Рис. 133. Зависимость оптических свойств стильпно-мелана от состава [Chauvel, 1973]

$$F_{\text{окис}} = 437,331 \, ng - 685,688;$$

$$F_{\text{окис}} = 802,015 \, np - 1232,370;$$

$$F_{\text{окис}} = 772,336 (ng - np) - 17,284,$$

где $F_{\text{окис}} = 100 \cdot Fe^{+3} / (Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mg + Mn)$, атомн. %.

Формы выделения: тонкие слюдоподобные пластинки, образующие, как правило, радиально-лучистые, розетковидные и сноповидные агрегаты. Базальные разрезы пластинок всегда имеют неправильные очертания и часто зональное строение (ядро — ферростильпно-мелан, периферия — стильпно-мелан).

Стильпно-мелан — важный и широко распространенный минерал метаморфизованных граувакк и песчано-глинистых пород, обогащенных железом, глаукофановых сланцев, железистых кварцитов. В этих породах стильпно-мелан ассоциирует с альбитом, эпидотом, хлоритом, актинолитом, лавсонитом, серицитом, глаукофаном, гранатом. Как гидротермальный минерал он установлен в железорудных и сульфидных месторождениях.

Некоторые стильпно-меланы, близкие к ферростильпно-меланам, очень похожи на биотиты и надежно не могут быть различимы. Ориентироваться следует, в случае стильпно-мелана, на розетковидные формы выделения, несовершенную спайность, перпендикулярную совершенной спайности по (001), отсутствие пятнистости в положении погасания, яркий золотисто-желтый оттенок по Np , хрупкость пластинок, выделенных из образцов. В пластинках биотита с хорошей спайностью в положении, близком к погасанию, хорошо заметна мелкая пятнистость.

Группа амфиболов

В основе структуры амфиболов лежит двойная лента кремнеалюмоокислородных тетраэдров, образующих шестерные кольца с периодом идентичности $(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}$. Дополнительным анионом обычно является OH^- , иногда F^- , O^{2-} , редко Cl^- . Катионы занимают пять неэквивалентных положений с координацией 6, 8 и 10, что обуславливает большое число вариантов упорядоченности и, как следствие, — ограничение изоморфизма и разрывы смесимости в сериях, существование большого числа минеральных видов. Такая структура допускает широкие как изовалентные, так и гетеровалентные замещения, и поэтому минералы этой группы чрезвычайно изменчивы по составу (известно свыше 60 минеральных видов и разновидностей). Характерны сростания амфиболов разного состава и структуры распада твердых растворов.

Одна из классификаций амфиболов приведена ниже.

1. Магнезиально-железистые амфиболы:

а) ромбические представлены рядом антофиллит—жедрит (сюда же относится богатый литием ромбический амфибол — холмквистит);

б) моноклинные представлены рядом куммингтонит — грюнерит.

2. Существенно кальциевые моноклинные амфиболы:

а) ряд тремолит-актинолит;

б) обыкновенные роговые обманки; при измерении точных констант, с учетом парагенетических ассоциаций, бывает возможным определить с известной точностью состав обыкновенной роговой обманки. При беглых просмотрах коллекций шлифов ясно окрашенный амфибол именуют обыкновенной роговой обманкой, указывая плеохроизм и угол погасания $c:Ng$ (косое погасание и положительное удлинение указывают на принадлежность его к ряду обыкновенной роговой обманки);

в) керсутиты, представляющие собой обыкновенные роговые обманки, богатые титаном (до 12 вес. % TiO_2). Характеризуются коричнево-бурой окраской. Широко распространены. К керсутитам примыкают баркевикиты, отличающиеся высокой железистостью (более 80%), редкие (исключительно в щелочных габброидах).

Обособленно стоит базальтическая роговая обманка, характеризующаяся высокой степенью окисления железа. Она встречается исключительно в эффузивах (и то редко); по составу относится к обыкновенным роговым обманкам, в которых железо представлено преимущественно Fe^{+3} .

3. Щелочные амфиболы:

Моноклинные. В природных ассоциациях наблюдаются разности, переходные к различным кальциевым амфиболам. Собственно щелочные амфиболы получили множество названий, из которых наибольшей известностью пользуются: глаукофан, рибекит, арфведсонит, рихтерит — натровый актинолит, эккерманит — арфведсонит с железистостью менее 30%, часто содержит литий, катофорит — редкий, встречается в щелочных габброидах. Далеко не всегда, даже имея точные константы, можно определить состав щелочного амфибола, хотя принадлежность его к этой группе легко устанавливается путем наблюдения отрицательного знака удлинения, своеобразного плеохроизма и ясной дисперсии (отсутствие полного погасания).

Необходимо стремиться химически проанализировать амфиболы, даже с обычными константами, ибо они часто имеют состав, промежуточный между группами, приведенными в классификации.

Антофиллит — жедрит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2 - (\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})_5\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$. Ромбические. Рис. 134. $np=1,596-1,694$; $nm=1,605-1,710$; $ng=1,615-1,722$; $ng - np=0,013-0,028$. $2V=56-90^\circ$, поло-

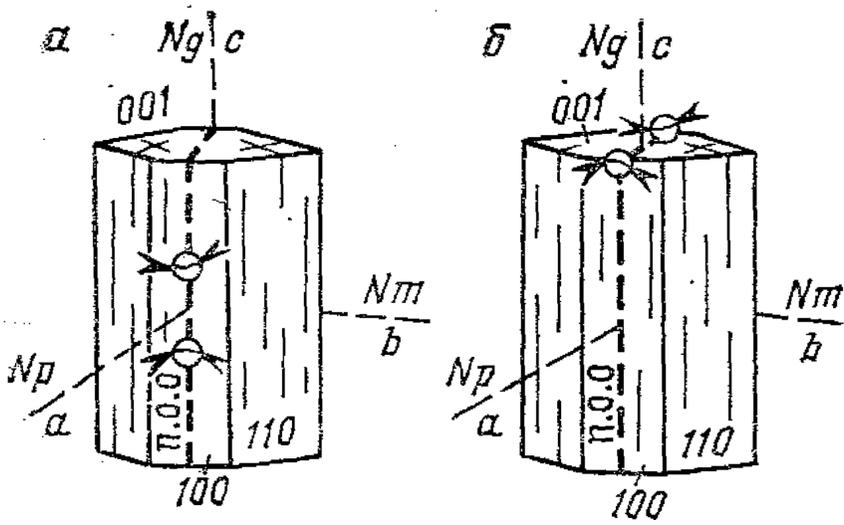


Рис. 134. Амфиболы ряда антофиллит—жедрит:
 а — Mg-антофиллит, Fe-жедрит; б — Fe-антофиллит, Mg-жедрит

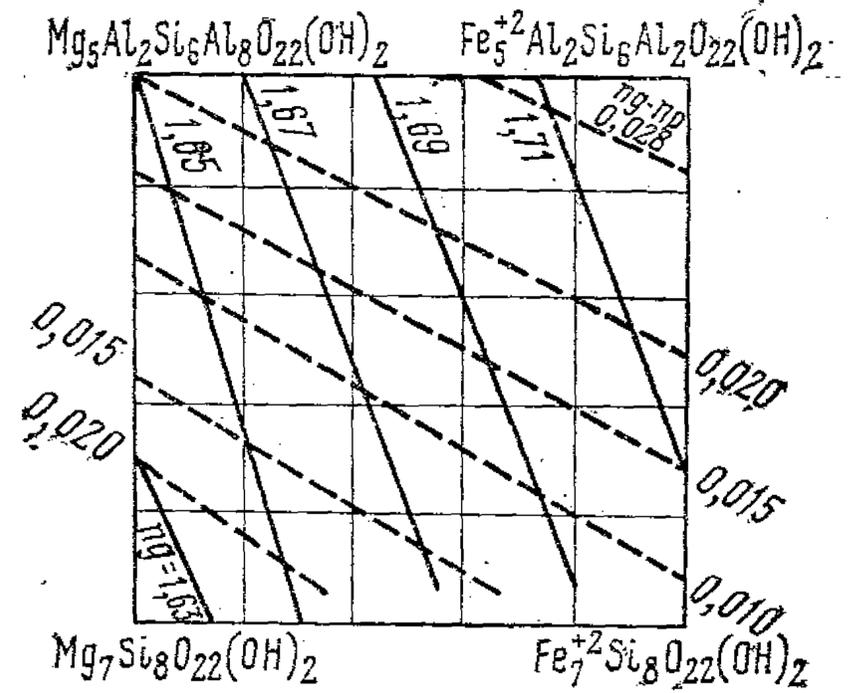


Рис. 135. Зависимость оптических свойств антофиллитов и жедритов от состава [Дир и др., 1965]

жительный у железистых антофиллитов и магнезиальных жедритов, отрицательный у магнезиальных антофиллитов и железистых жедритов. Состав определяется при помощи диаграммы рис. 135. $c:Ng=0^\circ$, погасание прямое, удлинение положительное. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Совершенная спайность по призме, с углом между трещинами спайности $54,5^\circ$. Двойники отсутствуют. В шлифах бесцветные, железистые разности иногда имеют зеленоватый или желтоватый оттенок. Формы: преимущественно вытянутые, шестоватые, волокнистые, иногда зерна. Ромбические амфиболы вообще минералы редкие. Встречаются в метаморфических силикатных породах, бедных кальцием, но богатых магнием, как в региональных, так и контактовых (роговики, серпентиниты).

Куммингтонит — грюнерит $(Mg, Fe^{+2})_7[Si_8O_{22}] \cdot (OH)_2$ —

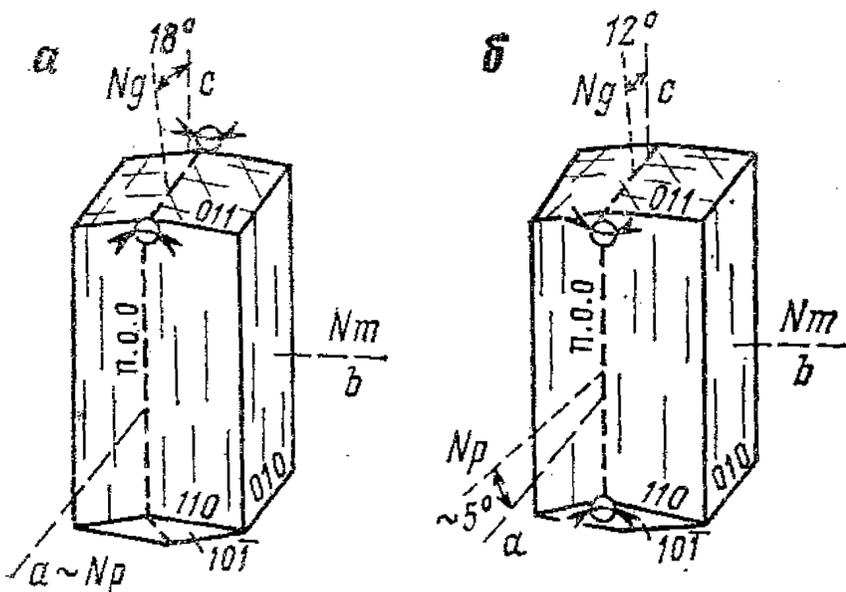


Рис. 136. Куммингтонит (а) и грюнерит (б)

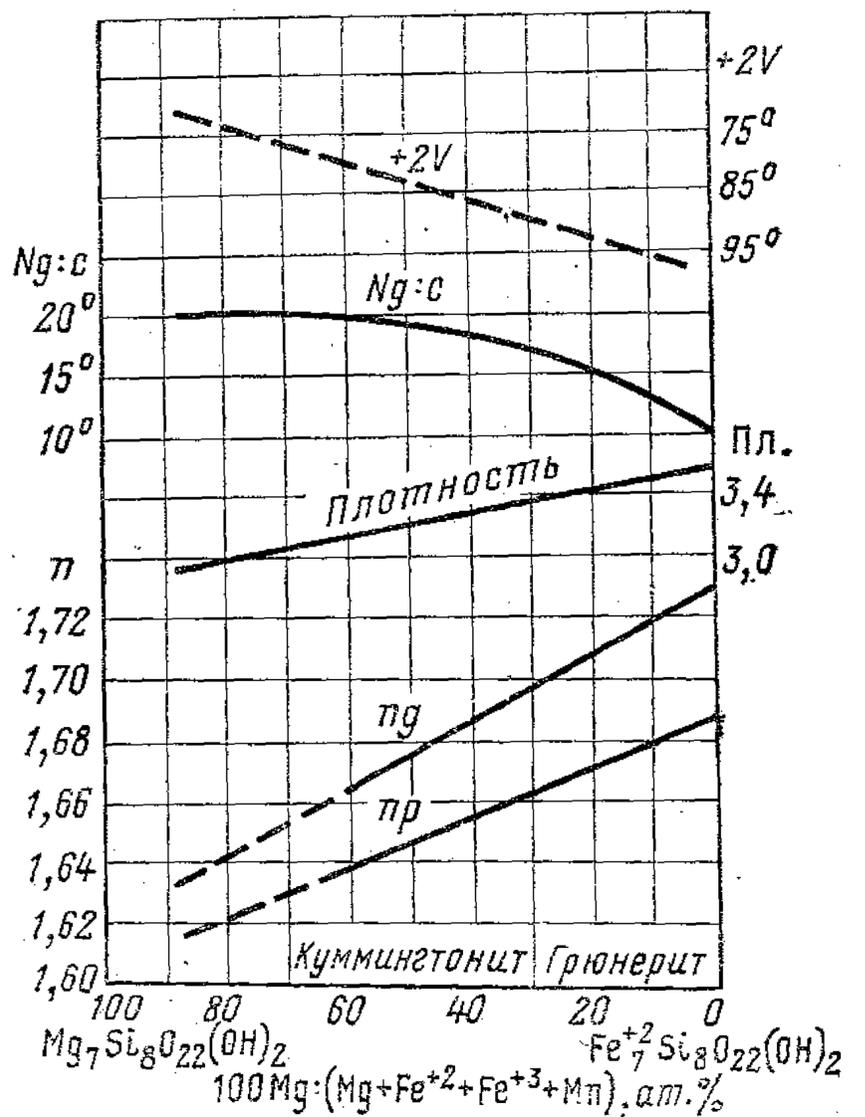


Рис. 137. Зависимость оптических свойств и плотности от состава в серии куммингтонит — грюнерит [Дир. и др., 1965]

— $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Моноклинные. Рис. 136. $n_p=1,635-1,696$; $n_m=1,644-1,709$; $n_g=1,655-1,729$; $n_g - n_p=0,020-0,045$; от $+2V=65-90^\circ$ у куммингтонита до $-2V=84-90^\circ$ у грюнерита (рис. 137). $c:N_g=24-10^\circ$, удлинение положительное. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Угол между трещинами спайности равен 55° . Очень часты простые и полисинтетические двойники. В шлифах бесцветные, железистые разности плеохроируют в зеленоватых или буроватых цветах. Формы: призматические, даже волокнистые. Минералы этого ряда типичны для контактовых и регионально метаморфизованных пород. Часто встречаются в ассоциации с обыкновенной роговой обманкой в амфиболитах и метаморфизованных основных породах. Установлены богатые марганцем куммингтониты на марганцевых месторождениях (тиродит, даннеморит). Известны первично магматические куммингтониты в дацитах. Грюнерит — характерный минерал метаморфизованных железисто-кремнистых осадков (яшм, кремней и кварцитов).

Тремолит — актинолит $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2 - \text{Ca}_2(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})_5 \times [\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$, Моноклинные. Рис. 138. $n_p=1,599-1,688$; $n_m=1,612-1,696$; $n_g=1,622-1,705$; $n_g - n_p=0,027-0,017$; $-2V=86-65^\circ$. $c:N_g=21-10^\circ$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Обычны простые и полисинтетические двойники по (100) , редко по (001) . Тремолит в шлифах бесцветный, актинолит — зеленоватый, а железистые разности — ясно зеленые. Плеохроизм ясный: N_p — желтый, N_m — желтовато-зеленоватый, N_g — зеленый, $N_g > N_m \gg N_p$. Хорошо проявлена спайность по призме (110) с углом между трещи-

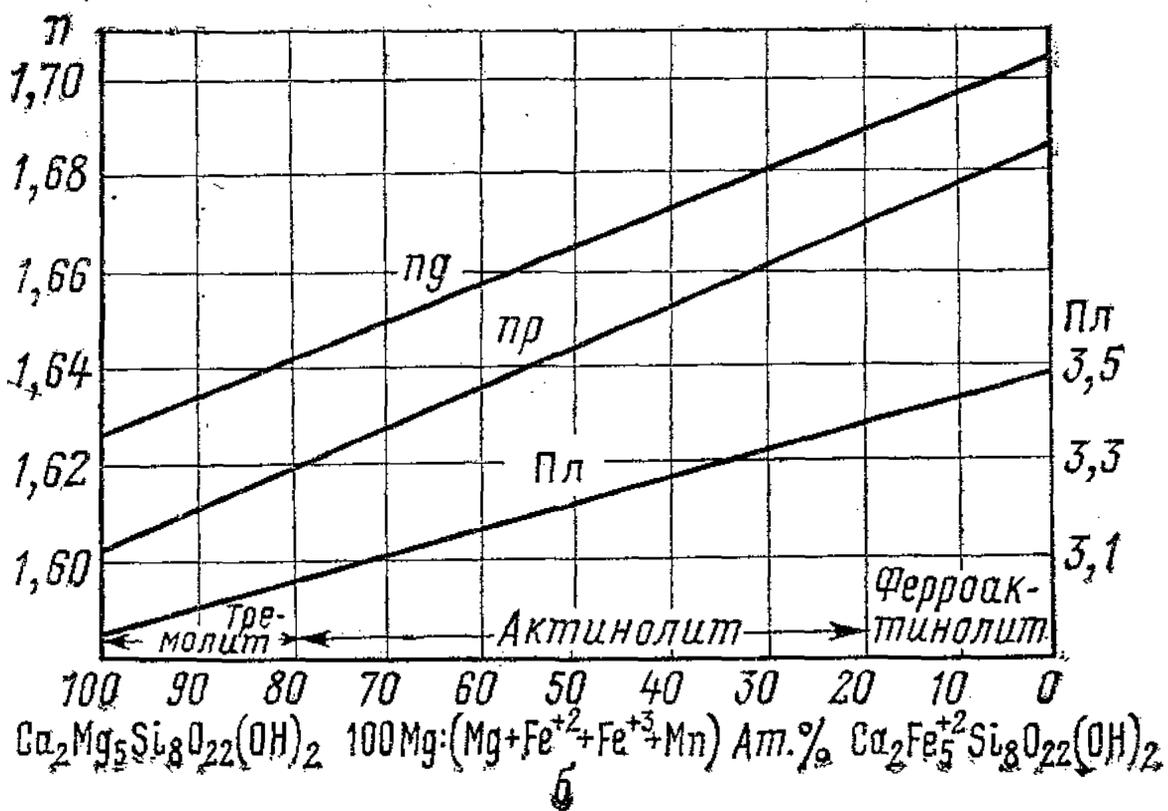
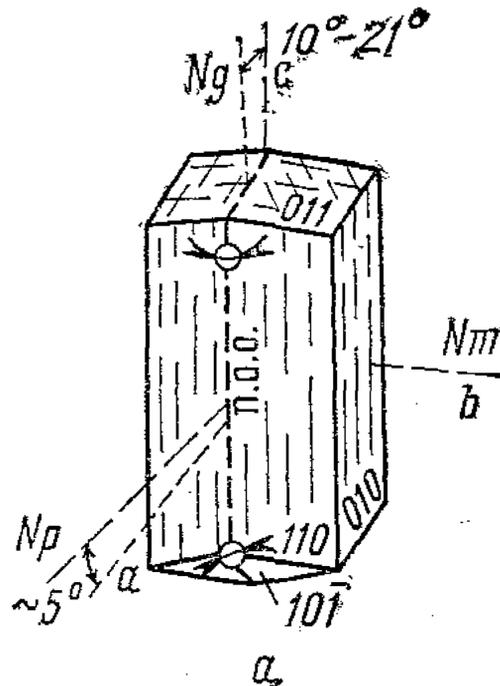


Рис. 138. Ряд тремолит — актинолит:

a — кристалл; *b* — зависимость показателей преломления и плотности от состава в серии тремолит — ферроактинолит [Дир и др., 1965]

нами спайности 55° . Формы: удлинённые призмы, характерны лучистые агрегаты, иглы без концевых граней. Удлинение всегда положительное. Минералы этого ряда являются исключительно постмагматическими. Тремолит типичен для метаморфизованных доломитов, содержащих примесь кремнезема. Минералы этого ряда широко распространены в регионально метаморфизованных породах, преимущественно основного и ультраосновного состава, в околорудных породах районов гидротермальных месторождений.

Обыкновенные роговые обманки $(Ca, Na, K)_{2-3}(Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Al)_5 [Si_6 (Si, Al)_2 O_{22}] (OH, F)_2$

Чермакиты богаты глиноземом, не содержат натрий. Эдениты — бедны глиноземом, содержат натрий. Паргаситы — богаты глиноземом, содержат натрий, бедны железом. Гастингситы — тоже богаты глиноземом, содержат натрий, но более или менее обогащены железом (рис. 139).

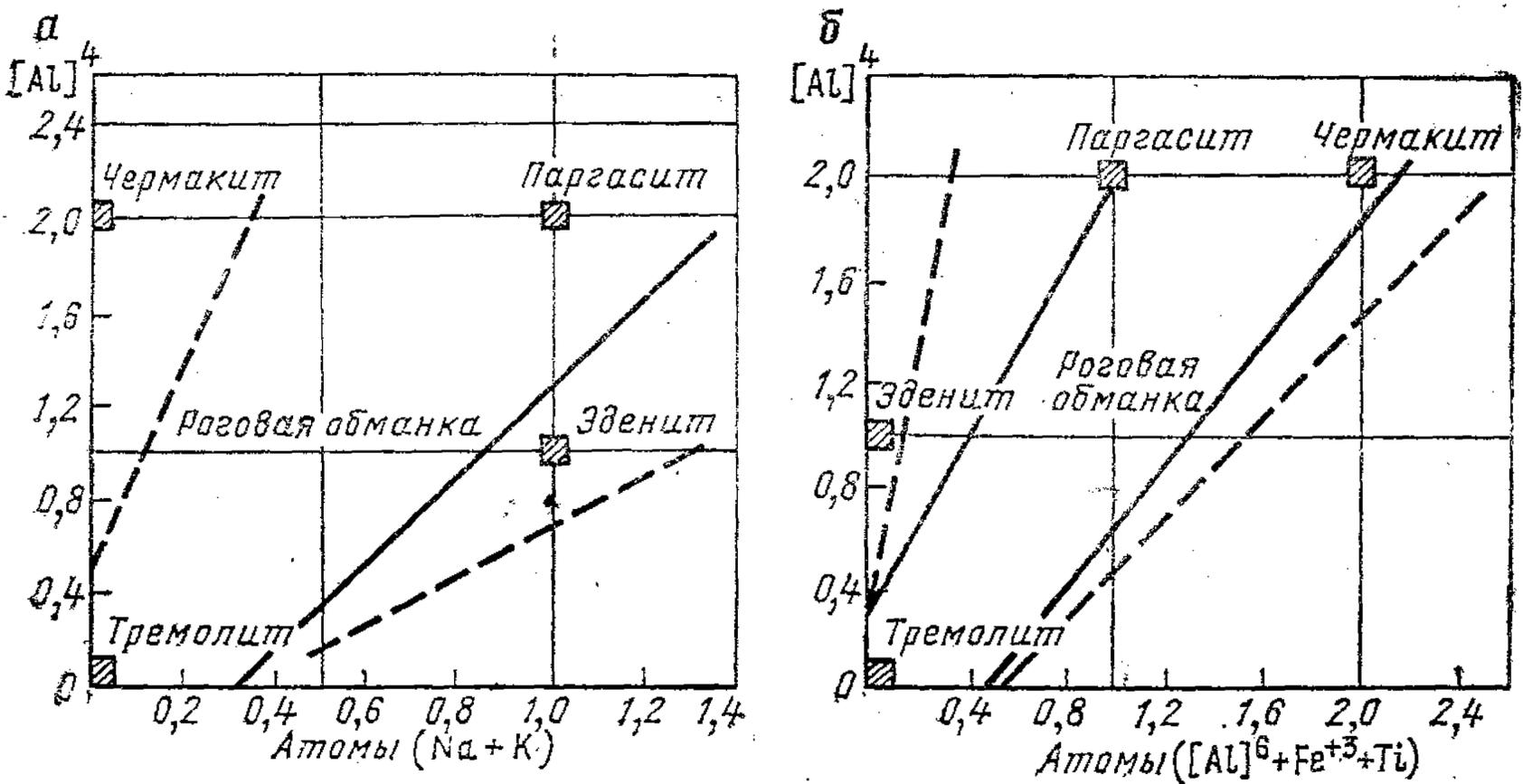


Рис. 139. Поля составов обыкновенных роговых обманок в отношении: а — щелочей; б — $Al^{VI} + Fe^{+3} + Ti$ [Дир и др., 1965]

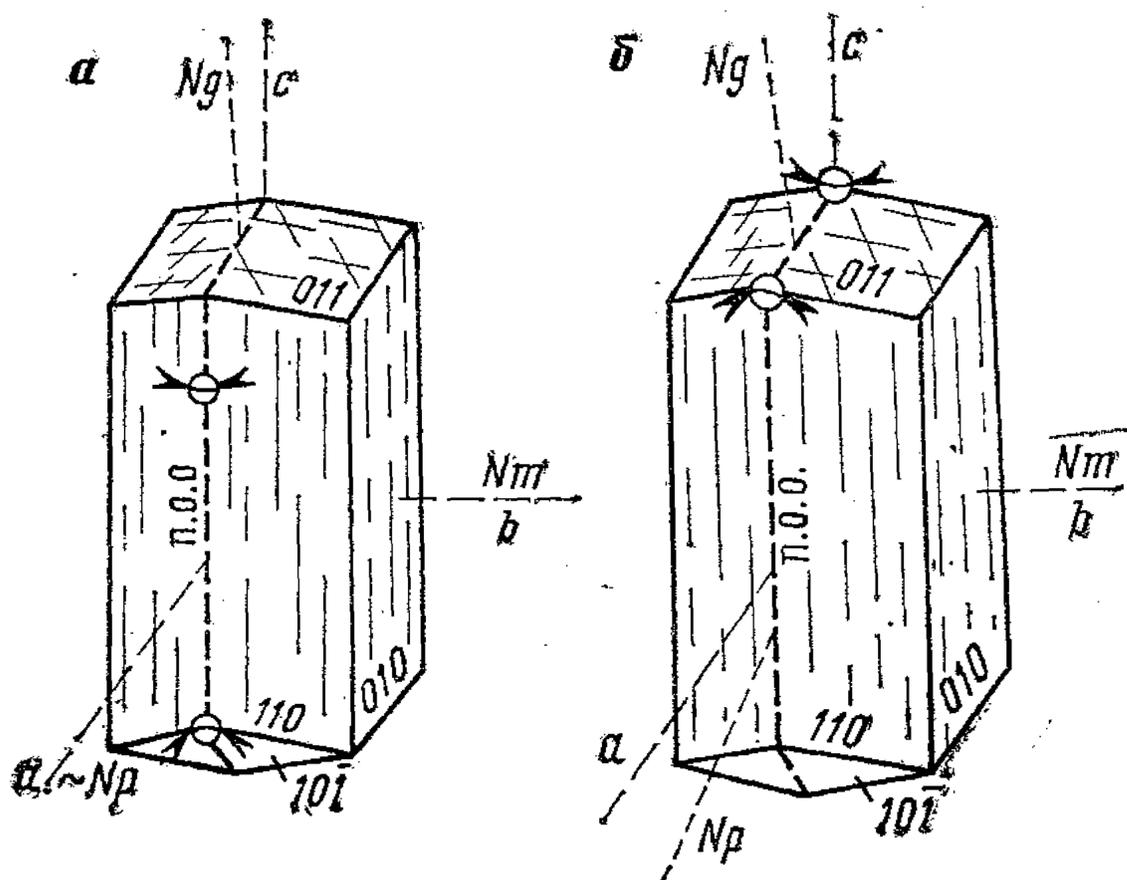


Рис. 140. Обыкновенная роговая обманка (а) и паргасит (б)

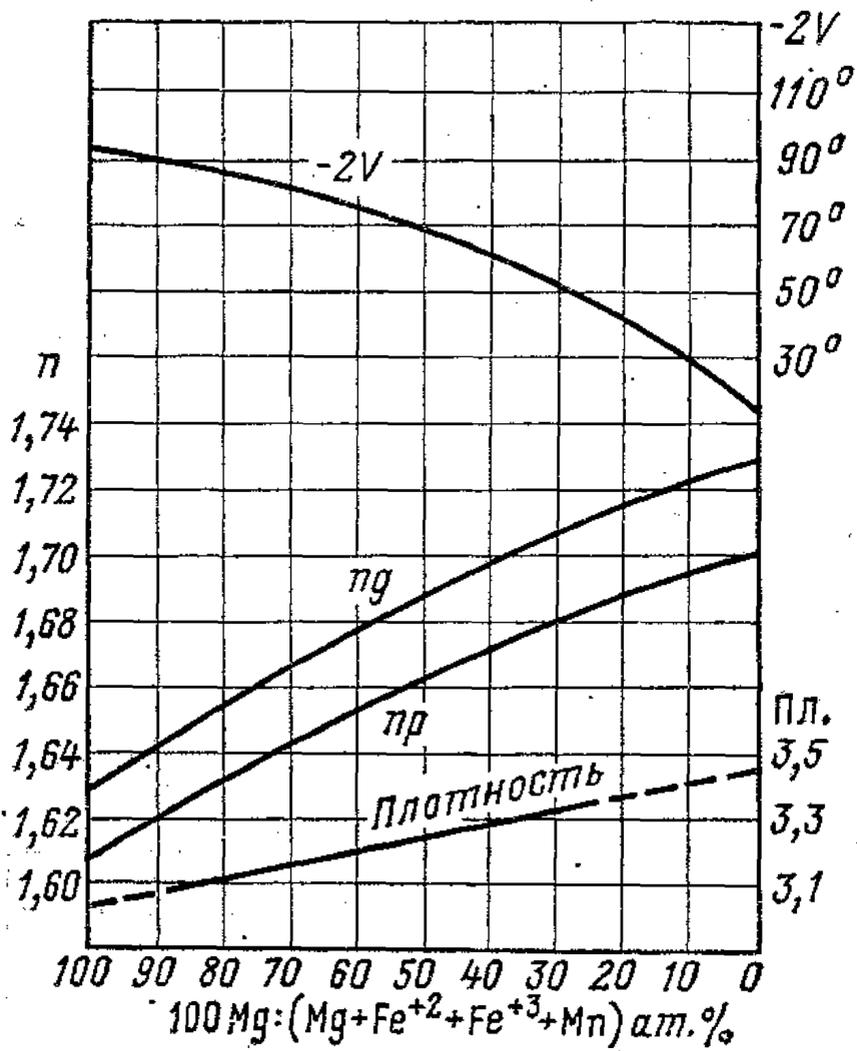


Рис. 141. Приблизительная зависимость оптических свойств и плотности от состава обыкновенных роговых обманок [Дир и др., 1965]

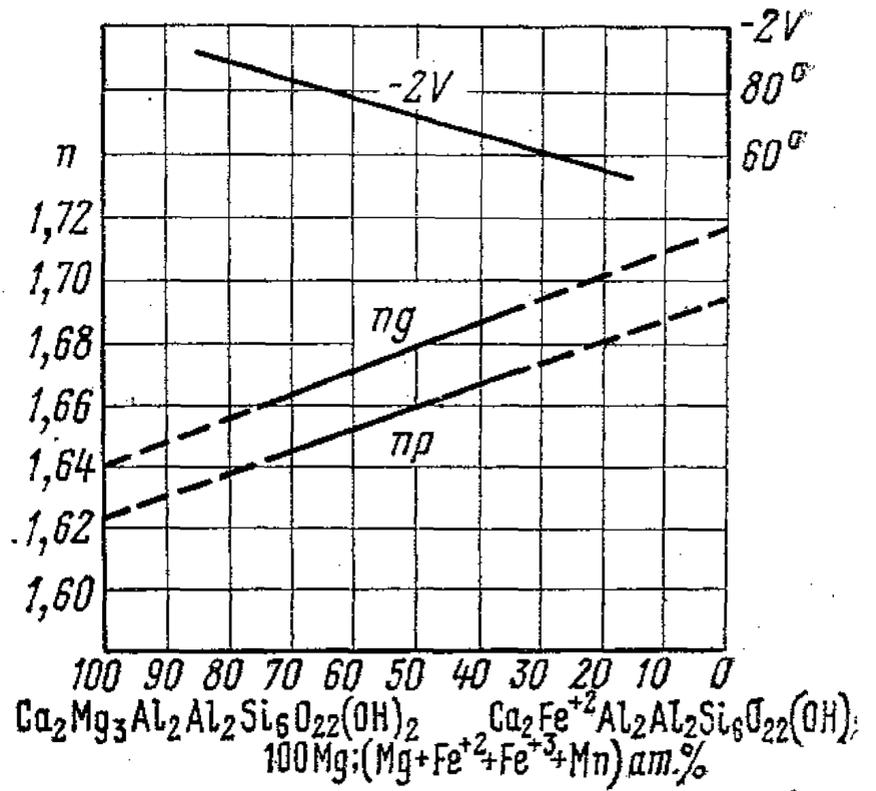


Рис. 142. Зависимость оптических свойств от состава в серии чермакит — феррочермакит [Дир и др., 1965]

Если в амфиболах этого ряда не сделаны замеры оптических констант, то их называют просто — обыкновенная роговая обманка с таким-то плеохроизмом (или такого-то цвета) и углом $c:Ng$ таким-то.

Моноклинные. Рис. 140, 141. $pr=1,613-1,705$; $nm=1,618-1,714$; $ng=1,632-1,730$; $ng-pr=0,014-0,026$; $c:Ng=13-34^\circ$; $-2V=10-120^\circ$. Отрицательные углы $-2V=50-88^\circ$ свойственны эденитам и чермакитам; отрицательные углы $-2V=10-50^\circ$ — гастингситам; положительные углы $+2V=88-60^\circ$ — паргаситам (рис. 142, 143). Собственно паргаситы имеют $pr=1,613$; $nm=1,618$; $ng=1,635$; в шлифах бесцветны или со слабым буровато-зеленоватым оттенком. Собственно гастингситы имеют $pr=1,702$; $nm=1,729$; $ng=1,730$; в шлифах густо окрашены в бурозеленоватые цвета с заметным синим оттенком. Хорошая спайность по призме (110), пересекающаяся под углом 55° . Иногда проявлена отдельность (100) и (001). Обычны простые и полисинтетические двойники по (100).

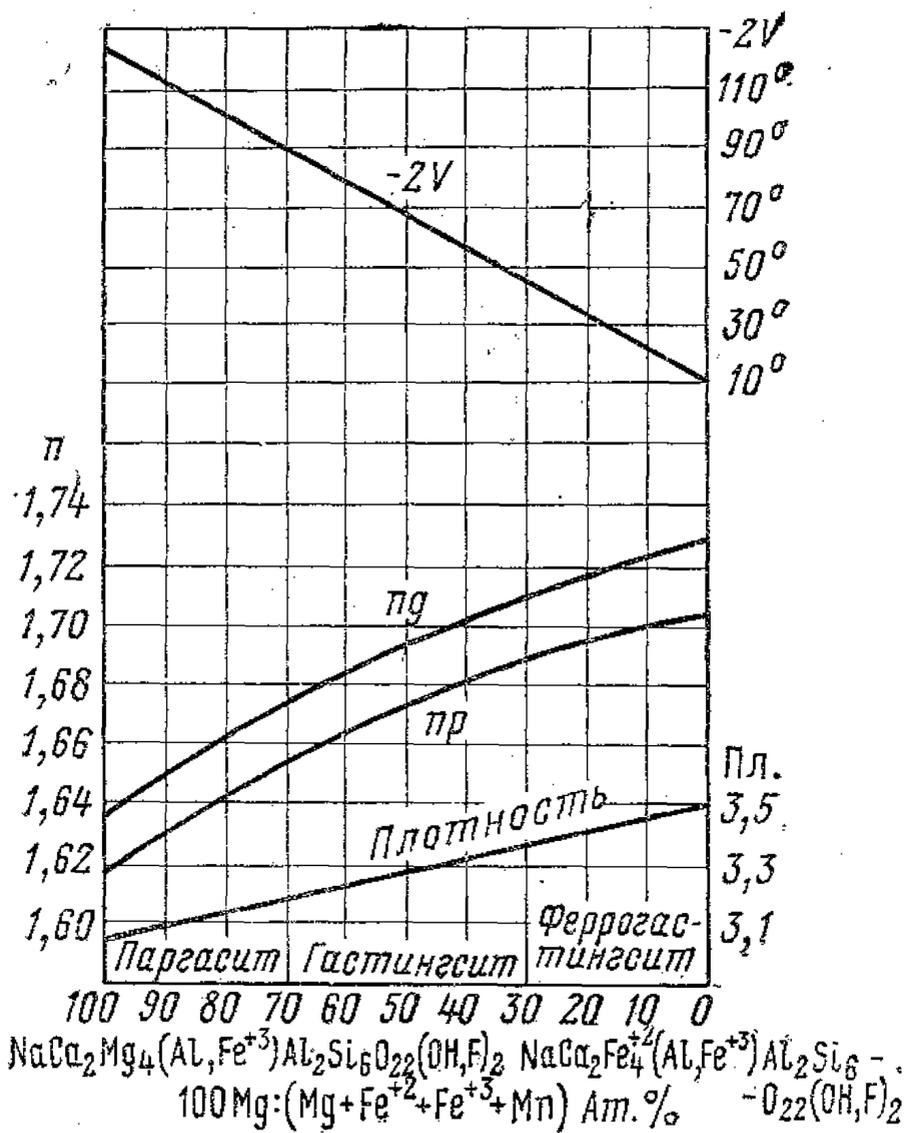


Рис. 143. Зависимость оптических свойств и плотности от состава в серии паргасит — феррогастингсит [Дир и др., 1965]

В шлифах окрашены (имейте в виду особенности окраски паргасита и гастингсита): Np — бесцветный, желтый, желтовато-зеленый, зеленоватый, буроватый, зеленоватобурый, цвет может быть слабым и достаточно ясным; Nm — желтовато-

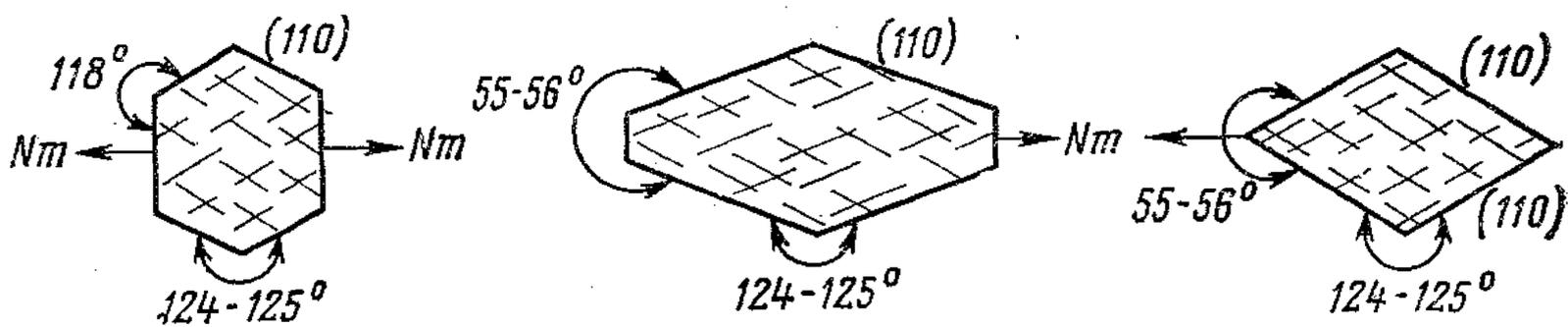


Рис. 144. Поперечные разрезы призм амфиболов

зеленый, буровато-зеленый, бурый, желтый, красновато-бурый; N_g — зеленый, синевато-зеленый, бурый, обычно достаточно густой. Схема абсорбции: $N_g \geq N_m > N_p$ или $N_m > N_g > N_p$. Характерной особенностью плеохроизма является то, что какой-то определенный цвет в данном амфиболе всегда сохраняется по всем трем осям. Поэтому часто говорят о зеленой обыкновенной роговой обманке, синевато-зеленой, бурой, зеленовато-бурой и т. д., имея в виду, что этот цвет различной интенсивности сохраняется по всем осям. Эта особенность обыкновенных роговых обманок является надежным диагностическим признаком для отличия от актинолитов и щелочных амфиболов. Так, к обыкновенной роговой обманке нельзя отнести амфибол, у которого по одной оси чистый бурый цвет, а по другой чистый зеленый (здесь не учитывается светло-желтоватый или зеленоватый цвет по N_p , характерный для большинства амфиболов).

Формы: более или менее длинные призмы с характерными поперечными разрезами, неправильные зерна. Разрезы, поперечные призмы, представляют собой ромбы со срезанными острыми углами, причем эти стороны могут быть как очень короткими, так и такой же длины, как и стороны, образующие тупые углы. Спайность параллельна сторонам ромба и пересекается, как и стороны ромба, под углом 125° (55°), рис. 144. В обыкновенных роговых обманках, как и в биотите, иногда наблюдаются плеохроичные орелы вокруг включений. В эффузивных породах роговые обманки обычно опацифицированы (рис. 145).

Как уже отмечалось, и это следует всегда помнить, обыкновенные роговые обманки дают с актинолитами, щелочными амфиболами и керсутитами разности с промежуточными оптическими свойствами.

Образуются роговые обманки в самых разнообразных условиях, как в магматических, так и метаморфических породах.

Магматические породы. Обыкновенные роговые обманки являются типоморфными минералами диоритов и близких к ним пород, в которых имеют промежуточный состав между эденитами — гастингситами — чермакитами — актинолитами, не приближаясь к этим конечным членам. Железистость их колеблется в пределах 50% (40—60%), но более железистые разности обычны в более кислых породах и в породах повышенной щелочности (например, в монцонитоидах). Роговые обманки большинства гранитоидов, сиенитов и нефелиновых сиенитов близки к гастингситам, богатым железом. Щелочные габроиды, наряду с другими амфиболами (щелочными и керсутитами), содержат также гастингситы. В ультраосновных и некоторых основных породах обычно развиты эденитовые и паргаситовые амфиболы, дающие переходы к гастингситам.

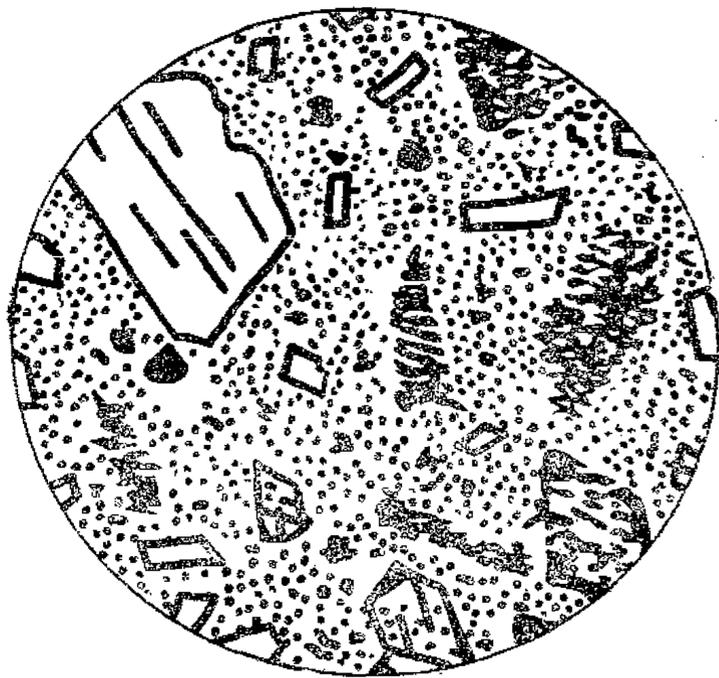


Рис. 145. Нацело опацифицированный амфибол в андезите. Вкрапленники плагиоклаза, фельзитовая основная масса. Диаметр 2 мм. Без анализатора

Метаморфические породы. Обыкновенная роговая обманка— один из самых обычных минералов регионально метаморфизованных пород типа основных кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов. По составу эти роговые обманки в общем такие же, как в средних породах. В доломитовых известняках, подвергшихся метаморфизму, обычно присутствуют паргаситы и магнезиальные роговые обманки. В гранулитах и гнейсах роговые обманки характеризуются повышенной железистостью. Роговая обманка многих изверженных горных пород имеет вторичное происхождение и образовалась за счет пироксена. Полные гомоосевые (а не агрегатные) псевдоморфозы амфибола, близкого к актинолиту, по кристаллам пироксена получили название уралита. Впоследствии понятие этого термина было распространено на все явления вторичного замещения пироксенов амфиболами, главным образом лучистыми, вызванные самыми различными причинами (автометасоматозом, влиянием поздних интрузий, динамометаморфизмом, термометаморфизмом, контактовым метасоматозом). Термин уралит утратил определенность и, видимо, является излишним.

Для определения состава амфиболов из магматических пород предложены следующие уравнения [см. Петрография, часть 1, МГУ, 1976, 384 с.], где $x_{Mg} = Mg : (Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn)$.

Ряд чермакит — феррочермакит

$$ng = 1,640 + 0,075 (1 - x_{Mg});$$

$$np = 1,625 + 0,070 (1 - x_{Mg}).$$

Ряд гастингсит (паргасит) — феррогастингсит

$$x_{Mg} = -67,7582 + 57,16785 ng + 10,693854 (ng)^2 - 12,198013067 (ng)^3;$$

$$x_{Mg} = -50,022 + 9,00212 np + 51,142384 (np)^2 - 23,005672 (np)^3.$$

Обыкновенная роговая обманка из различных магматических пород

$$x_{Mg} = 35,100986 - 63,0157695 ng + 44,130848 (ng)^2 - 11,227779746 (ng)^3;$$

$$x_{Mg} = -27,235255 - 10,09832 np + 48,9678535 (np)^2 - 19,765050172 (np)^3.$$

Состав амфиболов из различных метаморфических пород можно рассчитывать по следующим уравнениям [см. Костюк Е. А. «Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород». М., Наука, 1970, 312 с.], где $f = 100 \cdot (FeO + FeO_3/2 + MnO) : (FeO + FeO_3/2 + MnO + MgO)$ атомн. %.

Антофиллиты

$$f = 581,28 \cdot ng - 934,20;$$

$$f = 550,09 \cdot np - 871,00.$$

Жедриты

$$f = 945,37 \cdot ng - 1538,40;$$

$$f = 1095,20 \cdot np - 1769,00.$$

Для ряда антофиллит — жедрит содержание $Fe = FeO + Fe_2O_3 + MnO$ в вес. %

$$Fe = 309,18 \cdot ng - 496,48.$$

Ряд куммингтонит — грюнерит ($Mn < 5$ вес. %)

$$f = (883,41 \cdot ng - 1430,45) \pm 9,7;$$

$$f = (1167,69 \cdot np - 1875,80) \pm 9,9.$$

Роговые обманки гранулитовой фации

$$f = (873,9 \cdot ng - 1430,06) \pm 5,6;$$

$$f = (878,7 \cdot np - 1419,26) \pm 4,8.$$

Роговые обманки амфиболитовой, с гиперстеном, фации

$$f = (1108,94 \cdot ng - 1824,65) \pm 4,3;$$

$$f = (1230,41 \cdot np - 2001,39) \pm 5,7.$$

Паргаситы

$$f = (ng - 1,6345) : 0,00125.$$

Роговые обманки амфиболитовой, без гиперстена, фации (можно определять обыкновенные роговые обманки из изверженных пород)

$$f = (722,07 \cdot ng - 1165,58) \pm 6,5;$$

$$f = (671,58 \cdot np - 1064,42) \pm 7,5.$$

Роговые обманки гранито-гнейсов

$$f = (983,57 \cdot ng - 1603,54) \pm 5,7.$$

Роговые обманки эпидот-амфиболитовой фации

$$f = (819,38 \cdot ng - 1328,82) \pm 5,3;$$

$$f = (687,14 \cdot np - 1092,75) \pm 5,9.$$

Актинолиты зеленых сланцев

$$f = (1024,25 \cdot ng - 1661,19) \pm 4,6;$$

$$f = (986,75 \cdot np - 1576,33) \pm 5,2.$$

Керсутит $(Ca, Na, K)_3(Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Al)_4Ti_{0,5-1}[Si_6Al_2O_{22}](O, OH, F)_2$. Моноклинный. Рис. 146. $np=1,662-1,692$; $nm=1,668-1,741$; $ng=1,696-1,772$; $ng - np=0,019-0,083$; $-2V=66-85^\circ$. $c : Ng=0-20^\circ$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Совершенная спайность по (110) , пересекающаяся под углом 56° . Проявлена также отдельность по (100) и (001) . Обычны простые и полисинтетические двойники по (100) . В шлифах бурый, красно-бурый, коричневый: Np — желтый, буроватый; Nm — красновато-бурый; Ng — темный красно-бурый; $Ng \geq Nm > Np$. Керсутит присутствует во многих щелочных породах различного состава (от ультраосновных до кислых), встречается в породах нормального ряда и их жильных аналогах, богатых титаном. Содержат керсутит и различные лампрофиры. В литературе такой бурый амфибол часто называют баркевикитом, минералом исключительно редким. Видимо, подавляющее большинство бурых роговых обманок лампрофиров (диоритовых порфиритов, малхитов, спессартитов, керсантитов, одинитов и др.) являются керсутитами, а не баркевикитами.

Щелочные амфиболы $Na_{2-3}Ca_{1-0}(Mg, Fe^{+2})_{5-3}(Fe^{+3}, Al)_{0-2} \times [Si_{7-8}Al_{1-0}O_{22}] \cdot (O, OH, F)_2$. Моноклинные. Рис. 146, 147.

Глаукофаны — $Na_2Mg_3Al_2[Si_8O_{22}](OH)_2$, известны ферриглаукофаны. Кросситы — промежуточные разности между глаукофанами и рибекитами. Рибекиты — $Na_2Fe_3^{+2}Fe_2^{+3}[Si_8O_{22}](OH, F)_2$, известны магнио-рибекиты. Арфведсониты — состав близок общей формуле щелочного амфибола, в которой количества ионов отвечают средним значениям. Катофориты — $Na_2Ca_1Fe_4^{+2}(Fe^{+3}, Al)_1[Si_7AlO_{22}](OH, F)_2$, редко встречаются. Эккерманиты близки к арфведсониту, но бедны железом (железистость не выше 30%), часто содержат литий.

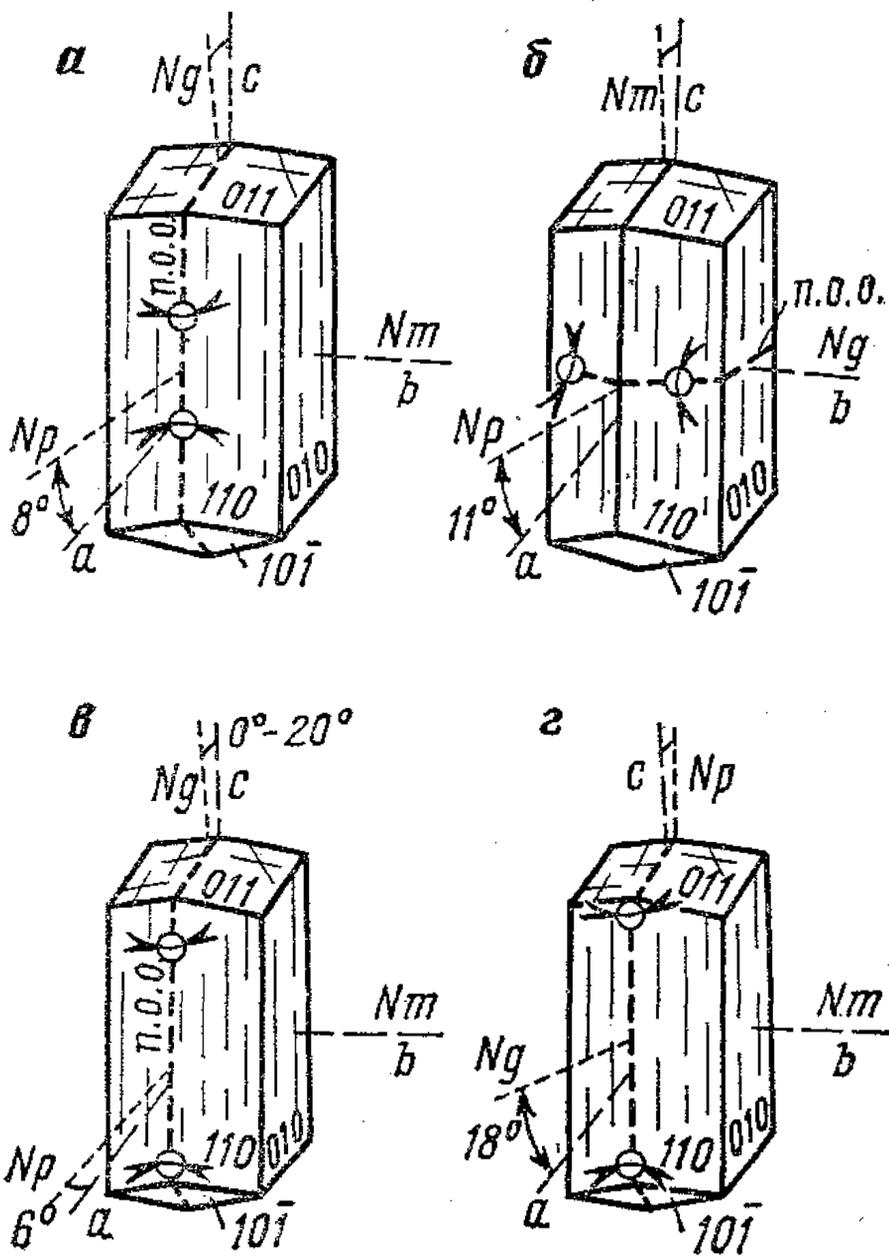


Рис. 146. Щелочные амфиболы и керсутит: а — глаукофан; б — кроссит; в — керсутит; г — рибекит

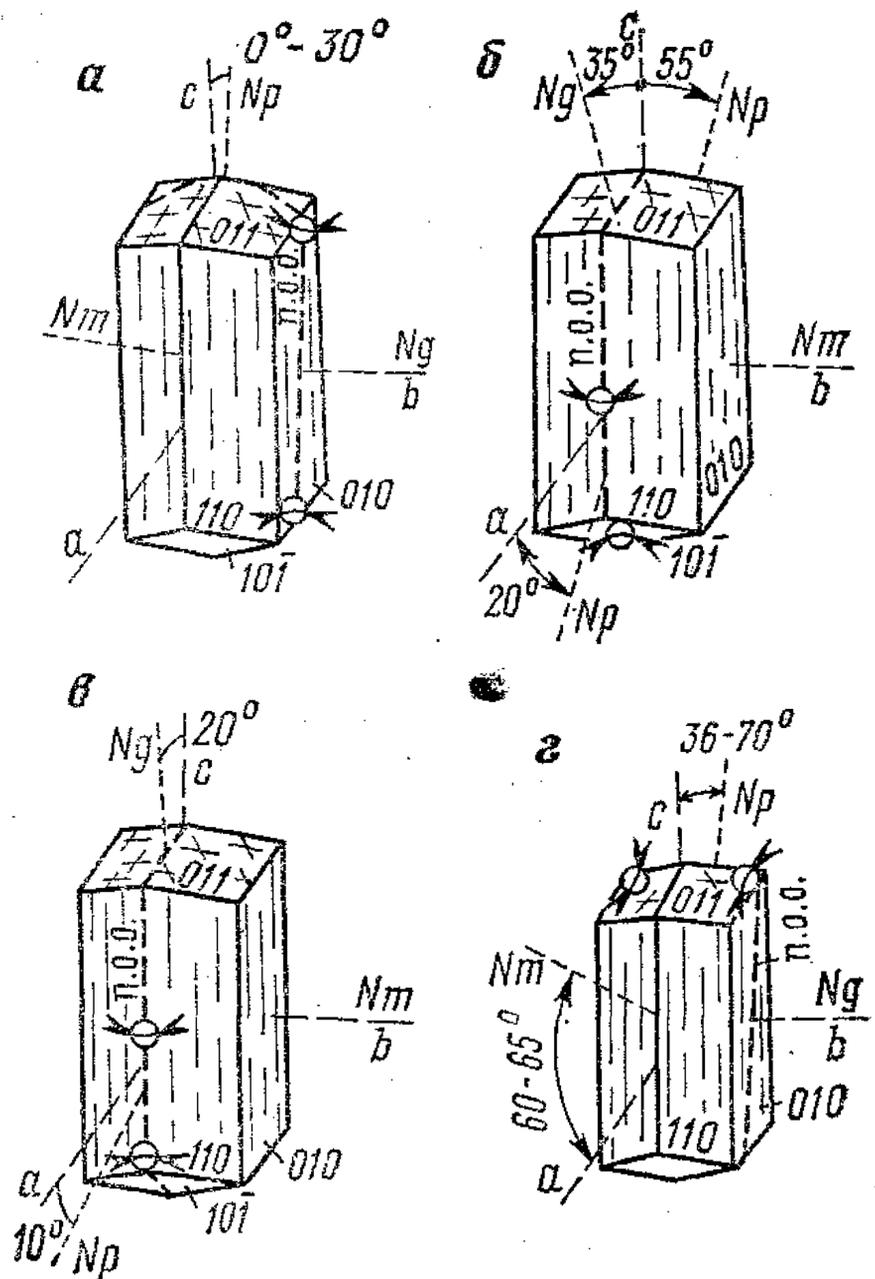


Рис. 147. Щелочные амфиболы и баркевикит-гастингсит: а — арфведсонит; б — эккерманит; в — баркевикит-гастингсит; г — катофорит

Приведенная классификация в достаточной мере условна, природные минералы более разнообразны, часть из них получила самостоятельные названия, не всегда, правда, обоснованные. Необходимо иметь в виду, что в приведенной общей формуле, как показывают анализы природных минералов, встречаются самые разнообразные соотношения ионов. Известны также многочисленные промежуточные разности между щелочными и нормальными амфиболами: рихтериты $\text{CaNa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$, винциты $\text{CaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$, барруазиты $\text{CaNa}(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{+2})_2 \times$

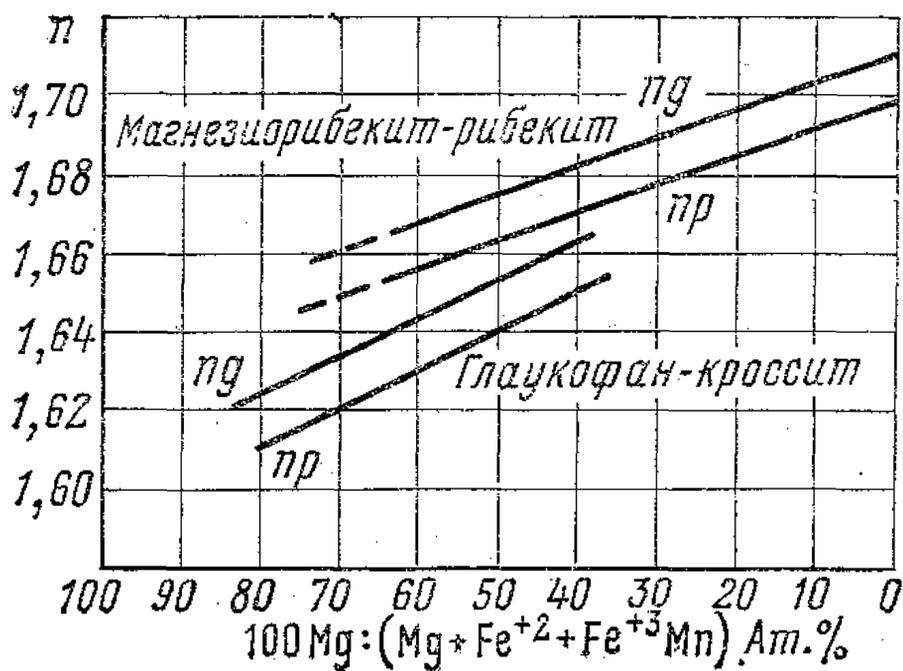


Рис. 148. Зависимость показателей преломления от состава в сериях глаукофан — кроссит и магнезиорибекит — рибекит [Дир и др., 1965]

тарамиты $\text{CaNa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$.

Глаукофан — кроссит (рис. 148). $np=1,606-1,661$; $nm=1,622-1,667$; $ng=1,627-1,670$; $ng-np=0,008-0,022$; $c:Ng=4-14^\circ$; $-2V=50-0^\circ$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Ясная дисперсия $r < v$, у кроссита $r \geq v$. Плеохроизм: Np — бесцветный; Nm — лавандово-синий; Ng — синий. Следует запомнить, что ряд глаукофан — кроссит характеризуется положительным удлинением, в отличие от остальных щелочных амфиболов. Иногда плоскость оптических осей перпендикулярна (010) —

у кроссита. По сравнению с рибекитом окраска менее интенсивная.

Магнезиорибекит — рибекит (см. рис. 148). $n_p = 1,654—1,701$; $n_m = 1,662—1,711$; $n_g = 1,668—1,717$; $n_g - n_p = 0,003—0,016$. От $-2V = 40—50^\circ$ (магнезиорибекит) до $\pm 2V \approx 90^\circ$ (рибекит). У рибекита $c : Np = 0—10^\circ$, удлинение отрицательное; у магнезиорибекита $c : Nm = 15—30^\circ$, удлинение и отрицательное, и положительное. Плоскость оптических осей перпендикулярна (010). Сильная дисперсия $r \cong v$. Плеохроизм чаще всего такой: Np — берлинская лазурь; Nm — индигово-синий; Ng — желтовато-зеленый. Известны и другие схемы плеохроизма (табл. 7).

Таблица 7

Схемы плеохроизма ряда магнезиорибекит — рибекит

Np	Nm	Ng
Очень темно-синий Индигово-синий Темно-индигово-синий Зелено-синий Густая берлинская лазурь	Сине-серый Буровато-желтый Темно-синий Светло-желтый Индигово-синий	Желтовато-зеленый Индигово-синий Светлый желтовато-зеленый Сине-фиолетовый Желтовато-зеленый

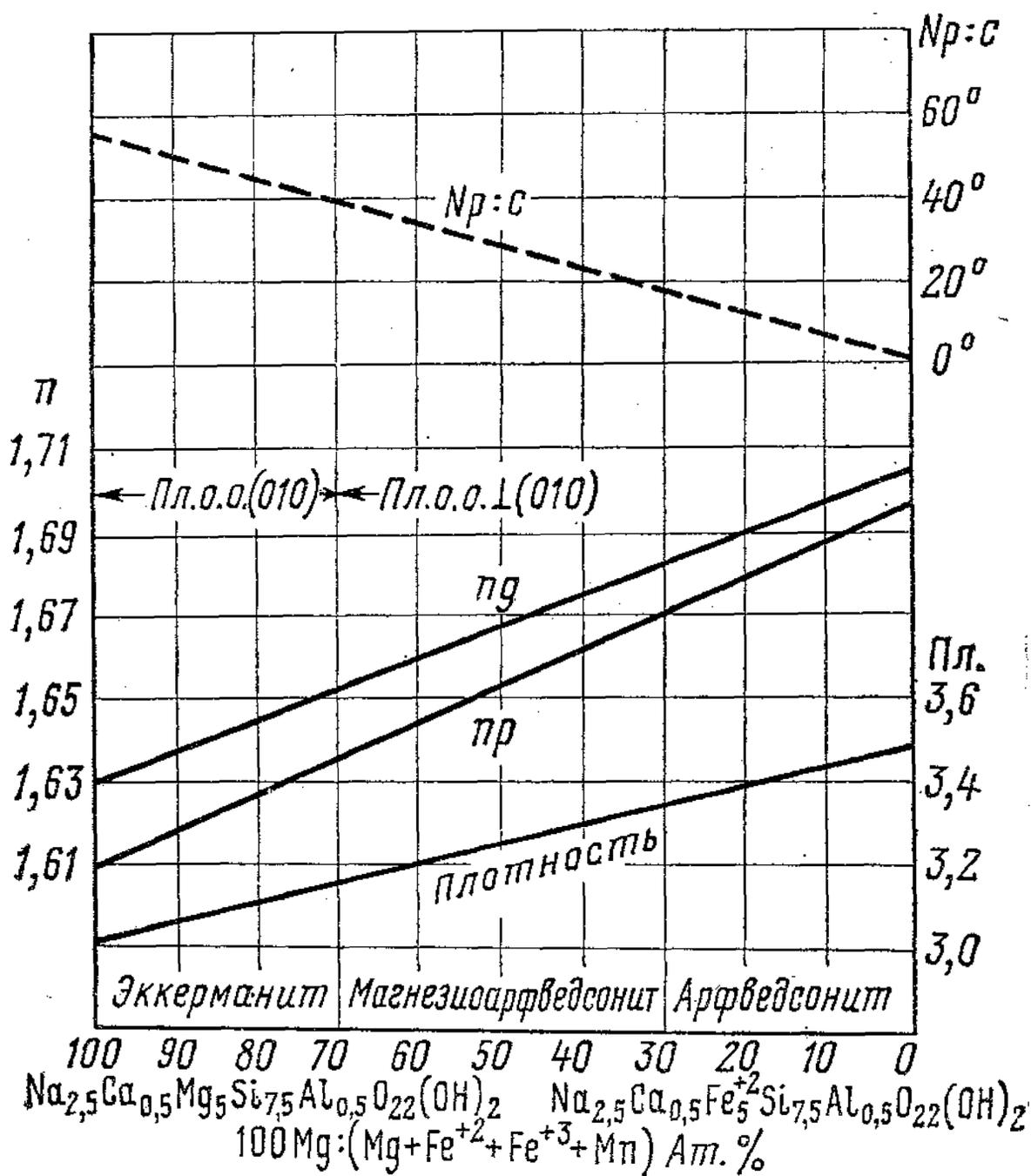


Рис. 149. Зависимость оптических свойств и плотности от состава в серии эккерманит—арфведсонит [Дир и др., 1965]

Арфведсониты. Рис. 149 $np=1,674-1,700$; $nt=1,679-1,709$; $ng=1,689-1,710$; $ng-np=0,005-0,012$; $c:Np=0-30^\circ$; $-2V=0-80$. Плоскость оптических осей перпендикулярна (010). Очень сильная дисперсия $r \cong v$, поэтому погасание отсутствует (аномальное погасание), но известны случаи полного погасания. Плеохроизм приведен в табл. 8. Схема абсорбции изменчива. Удлинение всегда отрицательное. В отличие от рибекита, часто замечен буроватый оттенок в окраске.

Таблица 8

Схемы плеохроизма арфведсонита

Np	Nt	Ng
Зеленовато-голубой	Лилово-голубой до буровато-желтого	Зеленовато-желтый до голубовато-серого
Темный голубовато-зеленый	Светлый оранжево-желтый	Голубоватый или зеленовато-желтый
Голубовато-зеленый до индиго	Серовато-фиолетовый	Светлый желтовато-зеленый

Эккерманиты характеризуются меньшими показателями преломления, которые снижаются до $np=1,612$; $nt=1,625$; $ng=1,630$, и бледной окраской в шлифах. Плоскость оптических осей параллельна (010), в отличие от арфведсонита.

Катофориты. $np=1,639-1,681$; $nt=1,657-1,688$; $ng=1,660-1,690$; $ng-np=0,007-0,021$; $c:Np=36-70^\circ$; $-2V=0-50^\circ$. Плоскость оптических осей перпендикулярна (010) у катофорита и параллельна (010) у магнезио-катофорита. Очень сильная дисперсия $r \cong v$. Плеохроизм приведен в табл. 9.

Для щелочных амфиболов характерны следующие общие свойства. Хорошо проявлена спайность по призме (110) с характерным углом между трещинами спайности 56° . Обычны простые и полисинтетические двойники. Формы: призмы, короткие и удлиненные иголки и лучистые агрегаты, неправильные зерна. Щелочные амфиболы имеют ряд свойств, по которым их нельзя смешать ни с какими другими амфиболами.

Таблица 9

Схемы плеохроизма катофоритов

Np	Nt	Ng
Желтый	Зеленовато-бурый	Красновато-желтый
Желтовато-красный	Буровато-красный	Темный изумрудный
Светло-бурый	Темно-бурый	Красно-бурый, зелено-бурый
Светло-желтый	Синевато-зеленый	Темно-зеленый до черного

1. Сильная дисперсия $r \cong v$, обуславливающая отсутствие полного погасания.

2. Присутствие в цветах плеохроизма синего, сиреневого, фиолетового оттенков при наличии сильной дисперсии биссектрис. В настоящих щелочных амфиболах синие цвета обычно бывают очень густыми. Если наблюдаются синие негустые цвета, то для отнесения амфибола к щелочным необходимо наличие ясной

дисперсии. Имейте в виду, что между обычными амфиболами (актинолитами и обыкновенными роговыми обманками) и щелочными существуют промежуточные разности, имеющие и промежуточные свойства в шлифах.

3. Схема абсорбции для большинства щелочных амфиболов необычна $Ng < Nm > Nr$ или $Ng < Nm < Nr$ и исключительно редко, разве что у глаукофана, наблюдается нормальная схема абсорбции $Ng > Nm > Nr$.

4. Отрицательное удлинение (кроме глаукофана-кроссита) при косом погасании, указывающее на иную ориентировку, чем в обычных амфиболах, оптической индикатрисы: с удлинением, или, что то же самое, с третьей кристаллографической осью c совпадает или образует острый угол Nr (в некоторых щелочных амфиболах с осью c совпадает Nm , и тогда удлинение и положительное, и отрицательное).

Щелочные амфиболы встречаются в различных по генезису щелочных породах. Так, глаукофаны являются типичными минералами фации глаукофановых сланцев и образовались либо при метаморфизме богатых натрием пород, либо при метасоматозе с привнесением натрия. Появление глаукофана не всегда является следствием высокой щелочности. Некоторые глаукофановые сланцы по содержанию натрия не отличаются от обычных зеленых сланцев и амфиболитов. Рибекит — единственный из щелочных амфиболов образуется в широком интервале температур и характерен как для магматических, так и для разнотемпературных метасоматических фаций щелочных гранитов, щелочных сиенитов, щелочных кислых эффузивов, реже встречается в фельдшпатоидных породах типа нефелиновых сиенитов. В фельдшпатоидных породах обычно образуются гастингсит и арфведсонит. Низкотемпературной волокнистой модификацией рибекита является крокидолит (разновидность голубого асбеста), образующийся как в кварцевых жилах, так и в железистых кварцитах. Рихтерит встречается в метаморфизованных известняках, щелочных породах и марганцевых месторождениях как минерал, связанный с поздней гидротермальной деятельностью, нередко ассоциируется с лейцитовыми породами. Катофориты распространены в щелочных габброидах и щелочных эффузивах (фонолитах и трахитах). Арфведсониты — характерные минералы нефелиновых сиенитов и других нефелинсодержащих пород.

Диагностические признаки амфиболов. Если не учитывать окраску, то амфиболы от всех других минералов в шлифах отличаются следующими признаками.

Они дают призматические и даже игольчатые кристаллы с хорошо проявленной призматической спайностью. Погасание относительно не прямое (ромбические) или косое (моноклинные) не более 30° , чаще всего $10-20^\circ$. Поперечные разрезы призм имеют вид ромбов или ромбов со срезанными острыми углами и тоже с хорошей спайностью, трещины которой пересекаются под углом 124° (56°) и параллельны сторонам ромба.

Рельеф высокий, и шагреневая поверхность хорошо проявлена, что позволяет безошибочно определять показатели преломления амфибола в пределах $1,600-1,700$. Двупреломление амфиболов колеблется в пределах $0,005-0,030$.

В группе амфиболов, как это видно из приведенного описания, выделяют несколько рядов, каждый из которых характеризуется своими оптическими свойствами. При изучении амфиболов прежде всего обращается внимание на густоту окраски, плеохроизм и на наличие дисперсии (полное или неполное погасание). Бесцветные или бледно окрашенные, обычно зеленоватые, амфиболы по этому признаку сразу могут быть отнесены к антофиллит-жедритовому, куммингтонит-грюнеритовому или тремолит-актинолитовому ряду. Удлинение у них положительное. Погасание полное, т. е. дисперсия не проявлена или проявлена очень слабо. Амфиболы антофиллит-жедритового ряда имеют прямое погасание в разрезах с одной хорошо проявленной спайностью, т. е. $c : Ng = 0^\circ$. У них двойники отсутствуют. Похожий на них силлиманит имеет $+2V = 24-30^\circ$, поперечные разрезы — прямоугольники.

Амфиболы куммингтонит-грюнеритового и тремолит-актинолитового ряда имеют косое погасание, так как $c : Ng = 10-20^\circ$. Актинолитовые амфиболы имеют двупреломление $0,020-0,030$ (в шлифах нормальной толщины цвета

интерференции не выше II порядка), ng не выше 1,655 (но у ферроактинолита ng достигает 1,700). Куммингтонит имеет nr выше 1,635, ng не ниже 1,655 и $+2V=65-90^\circ$ (актинолитовые амфиболы оптически отрицательные). Грюнерит имеет двупреломление 0,030—0,045 (цвета интерференции в разрезах $NgNr$ III порядка), nr выше 1,665 (до 1,700). Наконец, куммингтонитовые амфиболы обычно очень тонко полисинтетически сдвойникованы. Некоторые обыкновенные роговые обманки — эдениты и паргаситы — по их очень бледной окраске в шлифах можно смешать с актинолитовыми амфиболами. Эдениты оптическими методами нельзя уверенно отличить от актинолитов, правда, у большинства эденитов отрицательный угол $2V$ близок к 90° ; химическим анализом в эденитах, в отличие от актинолитов, устанавливается алюминий. Паргаситы легко отличаются от актинолитов по положительному углу $2V$, а от куммингтонитов — низкими показателями преломления (ng не выше 1,635).

Ясно окрашенные в шлифах амфиболы делятся на группу обыкновенной роговой обманки и группу щелочных амфиболов. Обыкновенные роговые обманки имеют схему абсорбции $Ng > Nm \gg Nr$ и не меняют по осям индикаторов характера своего цвета, т. е. бурая роговая обманка плеохроирует в бурых тонах, зеленая — в зеленых, сине-зеленая — в сине-зеленых или зелено-синих. Нельзя относить к обыкновенным роговым обманкам амфибол, у которого по одной оси наблюдается чистый бурый цвет, а по другой — чистый зеленый (здесь не учитывается очень светлый желтоватый цвет по третьей оси, который наблюдается как в различных обыкновенных, так и в щелочных амфиболах). Для обыкновенных роговых обманок свойственно полное погасание, т. е. дисперсия оптических осей не сильная. Все они имеют косое погасание (не больше $30-33^\circ$) и положительное удлинение. В ряду обыкновенных роговых обманок по оптическим свойствам далеко не всегда удается установить их состав. Однако это можно сделать, если иметь в виду следующие их особенности. Эдениты бледно окрашены и их можно смешать с актинолитом. Чермакиты окрашены и имеют большой (больше 50°) отрицательный угол $2V$. Гастингситы окрашены в густые тона и имеют малый (меньше 50°) отрицательный угол $2V$. Паргаситы бледно окрашены, оптически положительные. Обыкновенные роговые обманки, плеохроирующие только в бурых, коричневых или красно-бурых тонах, являются керсутитами. Лишь в эффузивах такие роговые обманки могут оказаться базальтическими, т. е. окисленными, и тогда они, как правило, опацифицированы.

Установив принадлежность исследуемого амфибола к одному из рядов или к одной из разновидностей, с известной точностью (примерно $\pm 10\%$) можно определить по специальным диаграммам или уравнениям его состав в отношении железистости

$$\frac{\text{FeO} + \text{FeO}_{3/2} + \text{MnO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{FeO}_{3/2} + \text{MnO}} \times 100, \text{ атомные } \%,$$

или магнезиальности

$$\frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{FeO}_{3/2} + \text{MnO}} \times 100, \text{ атомные } \%,$$

где FeO, FeO_{3/2}, MnO, MgO — атомные количества катионов по данным химических анализов.

Щелочные амфиболы в шлифах ясно окрашены. От обыкновенных роговых обманок они легко отличаются по очень сильной дисперсии оптических осей и биссектрис, что в шлифах легко устанавливается по отсутствию полного погасания в электрическом или дневном свете: наблюдается розово-синяя или синеватая интерференционная окраска вместо погасания. Они характеризуются синими, сиреневыми и другими цветами плеохроизма при необычной схеме абсорбции. Для них характерно отрицательное удлинение (кроме глаукофана).

В самой группе щелочных амфиболов отдельные ряды и разности могут быть выделены по характерным, только им присущим свойствам. Так, глау-

жюфан-кросситовые амфиболы имеют положительное удлинение при прочих характерных для щелочных амфиболов свойствах. Кроме того, они имеют светло-синюю окраску в шлифах, а другие щелочные амфиболы имеют иную или такую же, но более интенсивную окраску. Рибекиты характеризуются очень густой синей окраской и в шлифах нормальной толщины по одной из осей, обычно Np или Nt , бывают непрозрачны. От арфведсонита, с которым часто смешивают рибекит, он отличается меньшими углами погасания (у рибекита $c:Np$ обычно $0-5^\circ$, у арфведсонита $c:Np$ обычно $14-20^\circ$) и отсутствием в окраске бурых и зеленых тонов, наблюдающихся у арфведсонита. Катофориты, наряду с зелеными и синими, характеризуются красными цветами плеохроизма и большими углами погасания $c:Np=36-70^\circ$ (если угол погасания превышает 45° , удлинение будет не отрицательным, а положительным). И если иметь в виду сильную дисперсию, катофорит нельзя смешать ни с бурыми обыкновенными роговыми обманками, ни с гастингситами. Железистость щелочных амфиболов в естественных изоморфных рядах с известной точностью определяется по специальным диаграммам «состав — оптические свойства» (см. рис. 148, 149).

Смешать амфиболы можно с хлоритом, серпентином, биотитом, эгирином, турмалином. Хлориты отличаются низким двупреломлением, аномальными цветами интерференции, прямым погасанием, малым углом $2V$. В комплексе по всем этим свойствам нельзя смешать хлорит ни с одним из амфиболов. Волокнистые серпентины, с которыми можно смешать актинолитовые амфиболы, имеют низкие показатели преломления (не выше 1,580) и двупреломление (обычно не выше 0,014), прямое погасание, наконец, антигориты ясно пластинчатые. Биотит, если видна спайность, всегда имеет прямое погасание (ни один амфибол с подобной окраской прямого погасания не имеет), очень резкий плеохроизм, малый угол $2V$ (в коноскопе в базальных сечениях наблюдается крест, иногда слабо расходящийся). По показателям преломления и двупреломлению отличие ненадежное. Эгирины имеют отрицательное удлинение и иную схему абсорбции, по этим признакам легко отличаются от похожих на них по цвету амфиболов (см. эгирин). Турмалин имеет турмалиновую схему абсорбции (максимальная окраска наблюдается когда удлинение перпендикулярно колебаниям поляризатора), тогда как амфиболы имеют биотитовую схему абсорбции (максимальная окраска наблюдается когда удлинение параллельно колебаниям поляризатора). Турмалин обычно окрашен пятнисто, а амфиболы или однородно окрашены, или имеют ясную зональную окраску. Наконец, турмалин — минерал одноосный отрицательный.

В заключение необходимо еще раз напомнить о сложных изоморфных замещениях элементов, имеющих место в группе амфиболов. Описанные изоморфные ряды в известной мере представляют собой конечные члены возможных изоморфных замещений. В естественных ассоциациях повсеместно встречаются амфиболы промежуточного состава, например, между куммингтонитовыми и актинолитовыми, между актинолитовыми и обыкновенными роговыми обманками, между актинолитами и роговыми обманками с одной стороны и щелочными амфиболами с другой, и т. д. Такие промежуточные амфиболы имеют и соответствующие оптические свойства, по которым далеко не всегда можно определить состав амфибола. Состав его может быть определен только химическим анализом.

В иммерсионных препаратах тремолит встречается в виде бесцветных, серых, белых, реже слабо окрашенных, вытянутых по призме зерен, часто с характерными для амфиболов «рваными» окончаниями. Обычно почти не содержит включений. Рис. 150. Актинолит наблюдается в виде волокнистых агрегатов желтовато-зеленого цвета, слабо или совсем не плеохроирующих и не содержащих включения. Роговая обманка в иммерсионных препаратах встречается в виде призматических зерен, часто с «рваными» или закругленными окончаниями, иногда в виде хорошо окатанных зерен (из осадочных пород). Обычно плеохроирует от зеленого до темно-зеленого цвета. Базальтическая роговая обманка в иммерсионных препаратах имеет такой же облик, как и обыкновенная роговая обманка, отличаясь от нее по цвету. Сильно плеохроирует: бледно-желтая, зеленовато-желтая или светло-бурая по

Np, красновато- или зеленовато-бурая, темно-бурая по *Nt* и темно-оливково-зеленая по *Ng*. Глаукофан встречается большей частью в виде неправильных зерен, иногда вытянутых вдоль спайности, нередко с «рваными» окончаниями. Спорадически на поверхности зерен наблюдается штриховка, параллельная оси *c*. Характерной особенностью, так же как и в шлифах, яв-

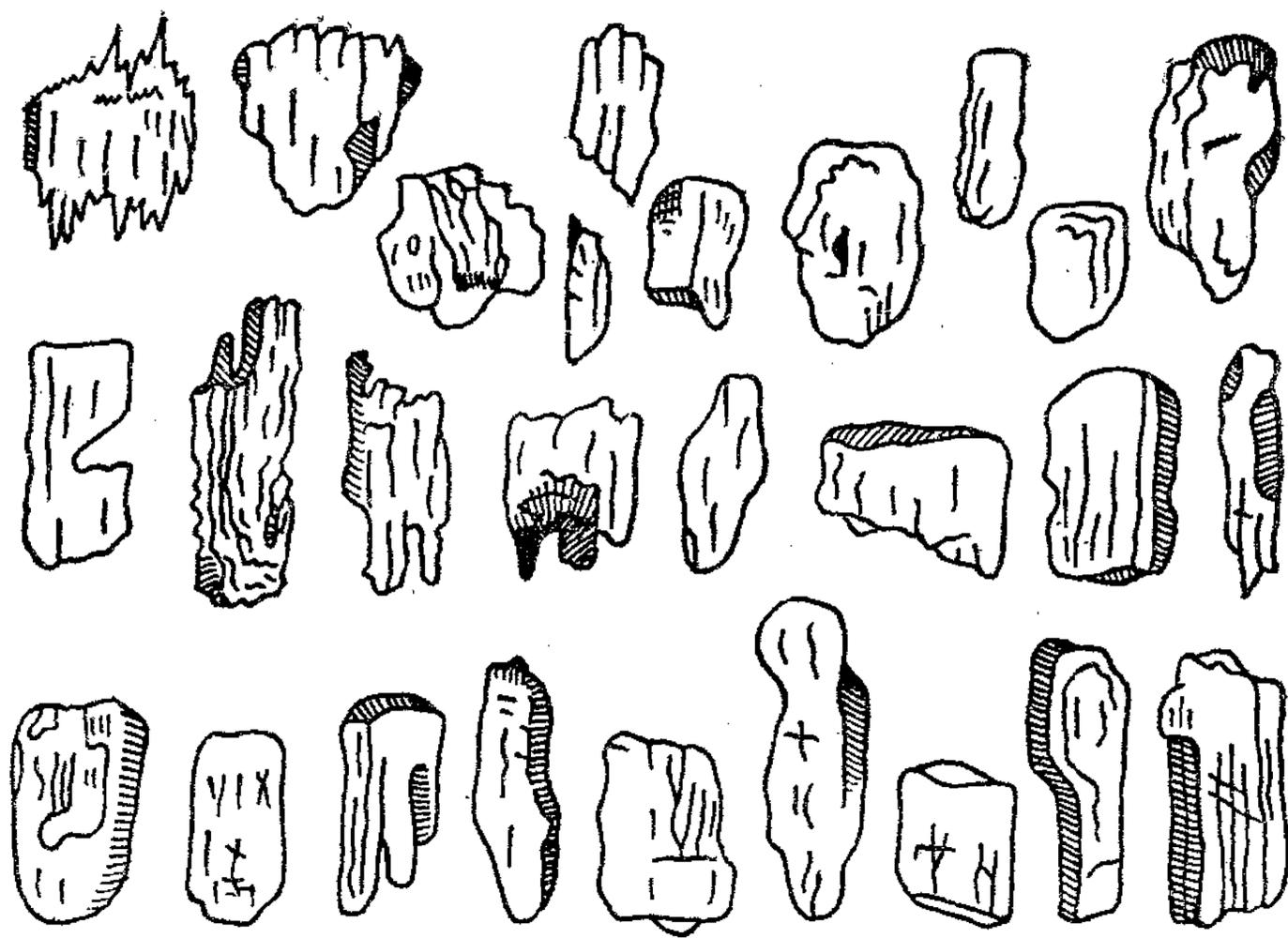


Рис. 150. Амфиболы в иммерсионных препаратах тяжелой фракции шлифов из осадочных пород

ляется плеохроизм в синих и фиолетовых тонах. Рибекит сильно плеохроирует в тех же тонах, что и в шлифах. Арфведсонит встречается в виде призматических и волокнистых кристаллов и плеохроирует в тех же цветах, что и в шлифах (см. рис. 150).

Щелочные пироксены: эгирин-авгит — эгирин (Na, Ca) ($\text{Fe}^{+3}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg, Al}$) [Si_2O_6] — NaFe^{+3} [Si_2O_6]

Моноклинные. $n_p=1,700-1,776$; $n_m=1,710-1,820$; $n_g=1,730-1,836$; $n_g - n_p=0,030-0,060$; от $+2V=70^\circ$ у эгирин-авгитов до $-2V=46^\circ$ у эгиринов, соответственно от $c:N_g=40^\circ$ до $c:N_p=0-10^\circ$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Дисперсия от умеренной до сильной $r > v$, но около одной из оптических осей всегда сильная. Хорошо проявлена пироксеновая спайность по призме (110), с углом между трещинами спайности 87° . Обычны простые и полисинтетические двойники по (100). Плеохроизм приведен в табл. 10. Схема абсорбции $N_p > N_m > N_g$. Так же, как и в амфиболах, схема абсорбции биотитовая, т. е. максимальная окраска наблюдается по удлинению, когда оно параллельно колебаниям поляризатора (у турмалина максимальная окраска наблюдается тогда, когда удлинение перпендикулярно колебаниям поляризатора). Часто наблюдается зональность в распределении окраски, причем к краям она светлее, но бывает и наоборот. Нередко авгиты и диопсиды имеют оторочку из эгирин-авгита или эгирина с постепенным переходом. Буроватый или буровато-зеленый эгирин называется акмитом. Формы: призматические кристаллы и лучистые агрегаты. Поперечные разрезы такие же, как у пироксенов, а также похожие на амфиболовые, однако отличающиеся от них углом между трещинами спайности (рис. 151).

Схемы плеохроизма

<i>Np</i>	<i>Nm</i>	<i>Ng</i>
Эгирин-авгит		
Зеленый Темно-зеленый Буровато-зеленый	Желтовато-зеленый Зеленый Буровато-зеленый	Желтоватый Зеленовато-бурый Буровато-зеленый
Эгирин		
Изумрудно-зеленый Темно-зеленый	Травяно-зеленый Темно-зеленый	Буровато-зеленый Желтовато-бурый

Эгирины и большинство эгирин-авгитов имеют отрицательное удлинение, в отличие от всех других пироксенов. Величина двупреломления эгиринов (у чистых она достигает 0,060) является важной константой. Порядки цветов интерференции удобно определять на краях зерен, обычно имеющих вид клиньев. И если в стыке находится минерал с низким двупреломлением, например полевой шпат, кварц или нефелин, цвета интерференции сменяются как в кварцевом клине, так что порядок интерференционного цвета и, следовательно, величину двупреломления в зерне можно определить подсчетом цветных полосок. Это особенно важно при густой окраске эгиринов, которая затушевывает интерференционные цвета.

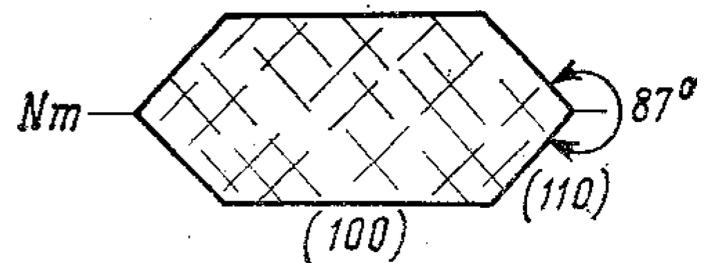


Рис. 151. Поперечный разрез призмы эгирина

Диаграмма рис. 152 [см. Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., Наука, 1964, с. 47] позволяет по оптическим константам определять нормативный состав в серии эгирин — диопсид — геденбергит.

Эгирин и эгирин-авгиты — типоморфные минералы самых различных щелочных пород, эффузивных, интрузивных и метасоматических.

Смешать эгирины можно с обыкновенными роговыми обманками, так как они имеют иногда близкую окраску. Поэтому всегда надо, измеряя угол погасания, определить наименование оси индикатрисы (Ng' или Np'), относительно которой этот угол измеряется. Особенно это важно, если в шлифе нет разрезов с пересекающейся спайностью. У обыкновенных роговых обманок удлинение положительное, у эгиринов — отрицательное. Легко отличить их и по схеме абсорбции (если не учитывать знака удлинения): у обыкновенных роговых обманок самая бледная окраска наблюдается по Np (или Np') в любом сечении, а у эгиринов по Np (или Np') — самая густая. Наконец, можно смешать эгирин с турмалином. Наблюдение схемы абсорбции и определение знака минерала (турмалин — одноосный отрицательный) даст определенный ответ. Можно смешать некоторые эгирины с богатыми железом эпидотами, так как у них похожие призматические формы разрезов, близкие преломление, двупреломление, окраска, углы погасания. В призматических разрезах с одной спайностью у эгирина удлинение будет всегда отрицательным (вдоль удлинения располагается Np), у эпидотов вдоль таких разрезов располагается Nm и поэтому удлинение будет и отрицательным, и положительным. Конечно, следует обратить внимание на аномальную интерференционную окраску эпидотов.

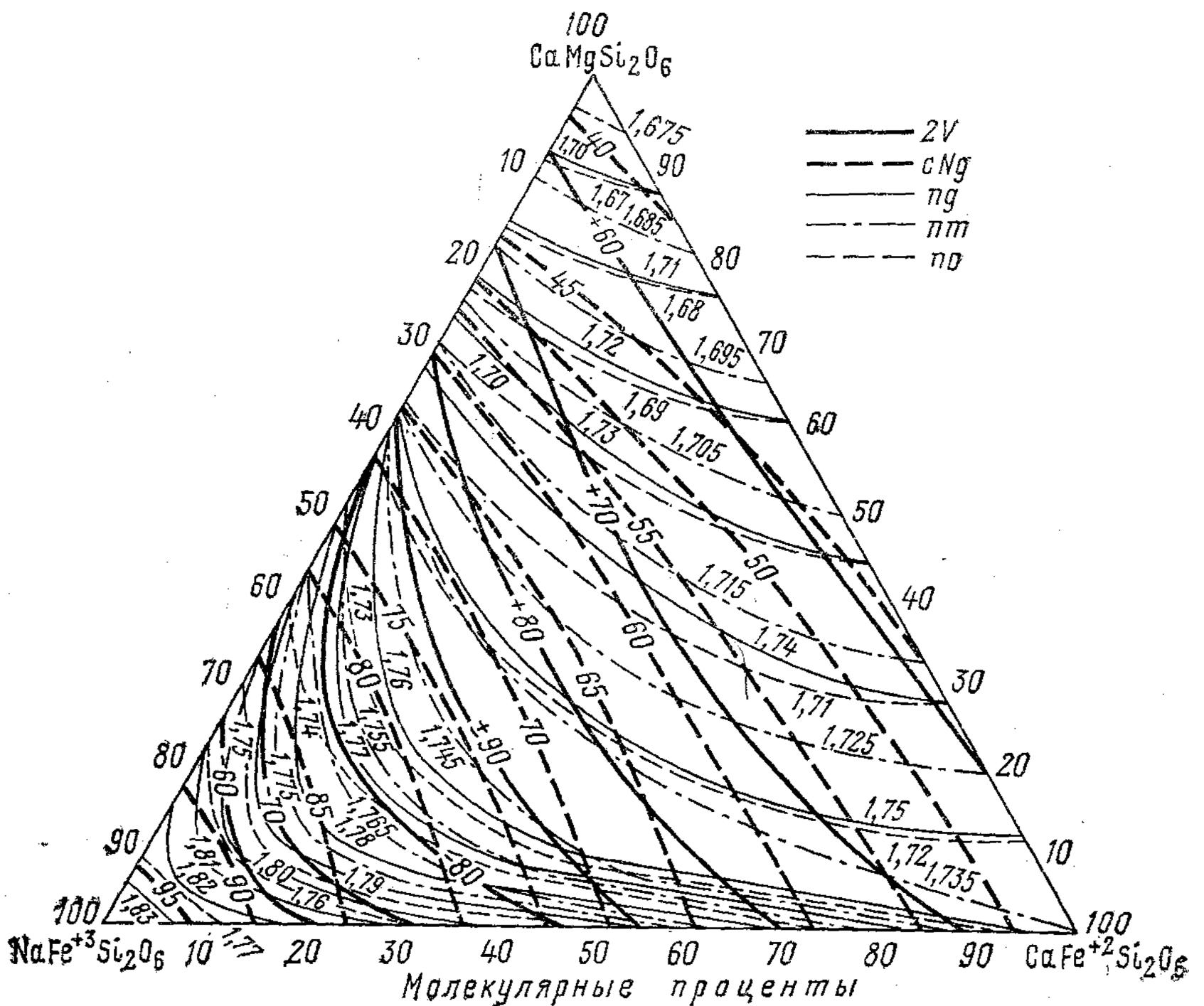


Рис. 152. Зависимость оптических свойств от состава в серии эгирин — диопсид — геденбергит

Алланит (ортит, редкоземельный эпидот) — $\text{CaCe}(\text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}) \times \times \text{Al}_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$

Моноклинный. Рис. 153. $n_p=1,690-1,791$; $n_m=1,700-1,815$; $n_g=1,700-1,827$; $n_g - n_p=0,013-0,036$. Показатели преломления большинства алланитов находятся в пределах $1,710-1,800$, большие величины соответствуют алланитам, более богатым редкими землями и железом. $2V$ от $+57^\circ$ до -42° , большинство алланитов оптически отрицательны. $c:Np=1-42^\circ$; $b=Nm$; дает удлиненные и призматические кристаллы по Nm , поэтому в шлифах наблюдается и положительное, и отрицательное удлинение с прямым погасанием. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$, иногда $\perp (010)$. Сильная дисперсия $r > v$. Спайность проявлена хорошо по (001) . Двойники не характерны. Плеохроизм: Np — буроватый, красноватый; Nm — то же, но более густой; Ng — то же, но очень густой, до непрозрачного, иногда с зеленым оттенком. Окраска часто зональная, концентрическая. Метамикно разложенные алланиты иногда изотропны, и тогда $n=1,540-1,720$. Характерна изменчивость свойств ортита даже в одном зерне.

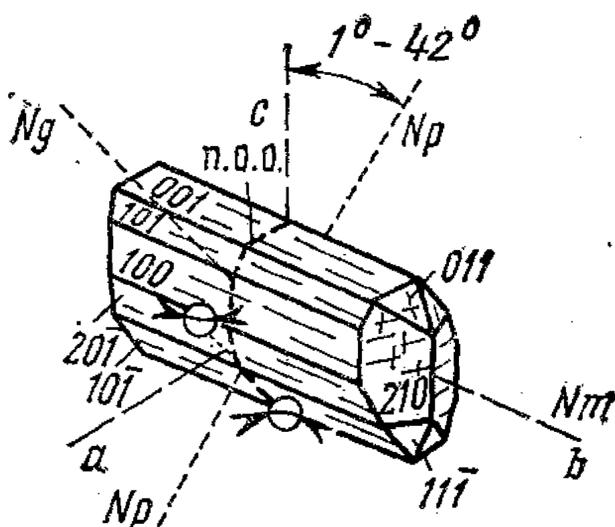


Рис. 153. Алланит (ортит)

Алланит — обычный акцессорный минерал некоторых гранитов, щелочных пород и их пегматитов, особенно молодого возраста. Встречается в кристаллических сланцах, гнейсах, скарнах, гидротермальных жилах. Характерна постоянная ассоциация с эпидотом, который его замещает; в этих случаях ортит трудно смешать с другими минералами.

Часто смешивают алланит с базальными разрезами биотита. Различие по коноскопической фигуре: биотит дает крест в таких разрезах, алланит — фигуру косоугольного разреза двуосного минерала. С первого взгляда алланит можно смешать с бурой роговой обманкой, но имейте в виду, что он часто сопровождается эпидотом, зонально окрашен, двупреломление у него меняется пятнами, плеохроизм не резкий, его включения в биотите окружены плеохроичным ореолом.

Группа турмалина

Д р а в и т $\text{NaMg}_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{3+1}$

Ш е р л и т (шерл) $(\text{Na}, \text{Ca})\text{Fe}_3^{+2}\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{3+1}$

Э л ь б а и т $\text{Na}(\text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_{3+1}$

Тригональные. Рис. 154. Турмалины являются кольцевыми боратосиликатами, в основе структуры которых лежат двухслойные кольцевые элементы: слой из шестерных колец SiO_4 -тетраэдров — Si_6O_{18} и слой особо расположенных катионных октаэдров с группами BO_3 , Na, OH^- , F^- . Природные минералы группы турмалина представляют собой сложные по составу изоморфные смеси с конечными членами в виде дравита, шерлита, эльбаита, а также иногда тсилаизита ($\text{NaMn}_3\text{Al}_6 \dots$), увита ($\text{CaMg}_4\text{Al}_5 \dots$), бюргерита ($\text{NaFe}_3^{+3}\text{Al}_6 \dots$). Известны редкие Cr-, V-, Ti-турмалины. Наибольшее распространение имеют турмалины двух изоморфных рядов: шерлит — дравит и шерлит — эльбаит. В шлифах минерал группы турмалина диагностируется сравнительно просто, но определение его состава возможно лишь в самых общих чертах.

Оптические свойства турмалинов приведены в табл. 11. Одноосные отрицательные. Дравит — желтый, бурый до бесцветного. Шерлит — синий, голубой до желтого. Эльбаит — голубой, зеленый, красный до бесцветного. Плеохроизм у всех очень резкий, до полной абсорбции, $N_o \gg N_e$. Характерна пятнистая и полихромная окраска с образованием четких зон разного цвета как в поперечных сечениях, так и по длине кристаллов. Формы: призматические кристаллы и лучистые агрегаты (рис. 155). Поперечные разрезы имеют форму сферических треугольников. Двойников нет. Спайность не проявлена,

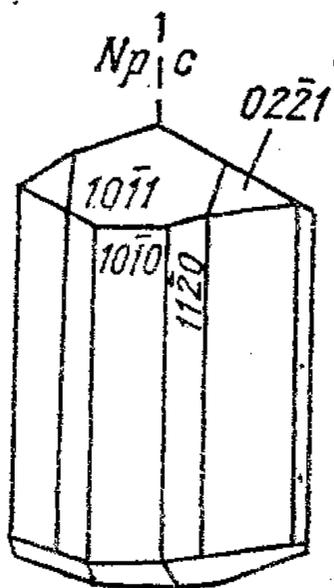


Рис. 154. Турмалин



Рис. 155. Турмалиновые «солнца» в граните. Диаметр 3 мм. Без анализатора

Оптические константы

	Дравит	Шерлит	Эльбаит
n_o	1,635—1,661	1,655—1,675	1,640—1,655
n_e	1,610—1,632	1,625—1,650	1,615—1,620
$n_o - n_e$	0,021—0,026	0,025—0,034	0,017—0,024

иногда наблюдается отдельность, поперечная призма. Погасание прямое, удлинение отрицательное. Схема абсорбции — турмалиновая, обратна биотитовой, т. е. у турмалинов максимальная окраска наблюдается тогда, когда удлинение перпендикулярно колебаниям поляризатора. Диаграмма зависимости оптических свойств турмалинов от состава показана на рис. 156.

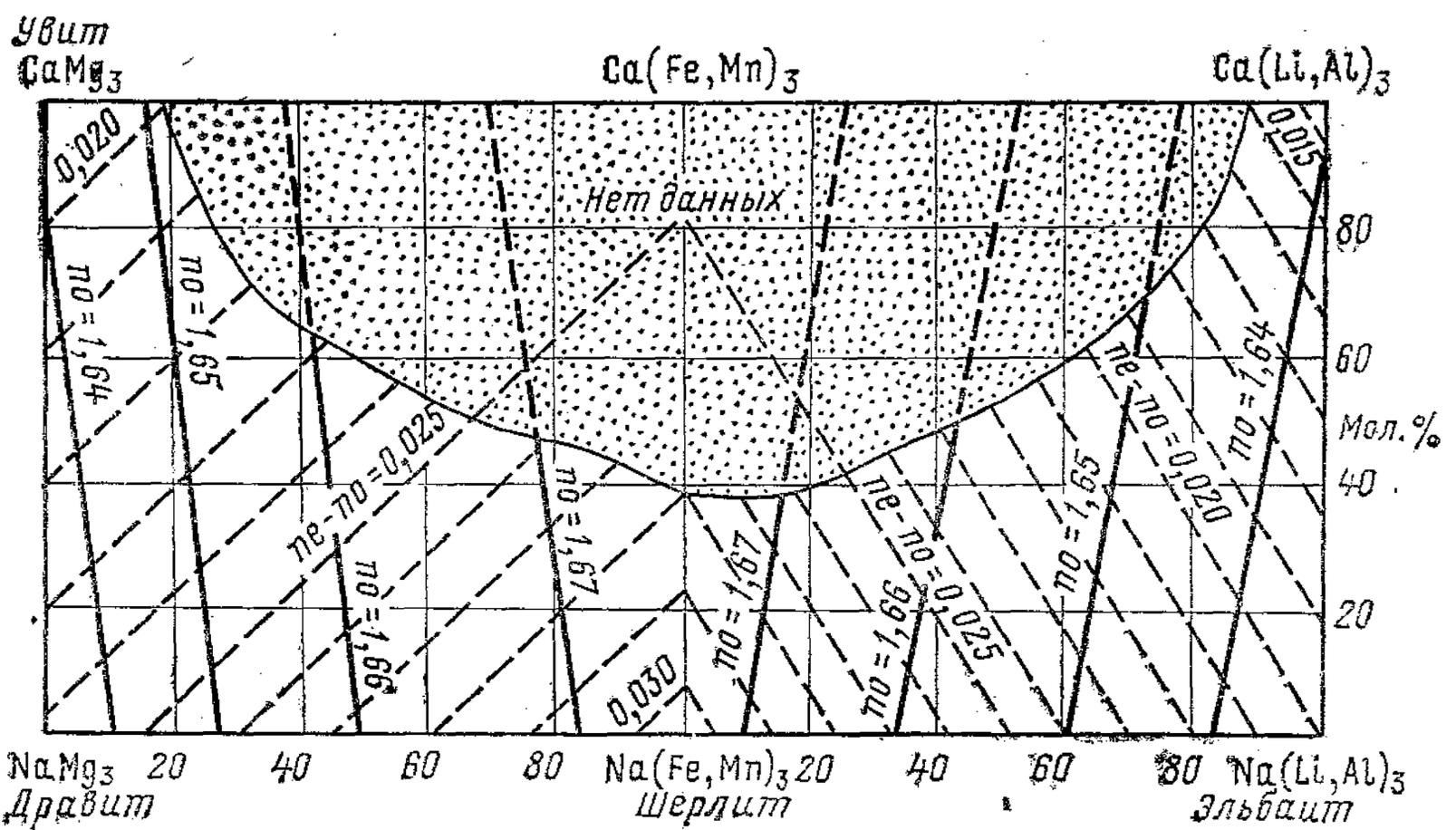


Рис. 156. Колебания оптических свойств в зависимости от состава турмалинов в ряду увит — дравит — шерлит — эльбаит [Трегер, 1968]

В. И. Кузьминым, Н. В. Добровольской, Л. С. Солнцевой в монографии «Турмалин и его использование при поисково-оценочных работах» [М., Недра, 1979] приведено уравнение для определения железистости турмалинов:

$$f = 49,6477 \cdot n_o - 80,6571 \pm 0,5,$$

где $f = (Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mn^{+2})$ — коэффициент в кристаллохимической формуле; для турмалинов с $f \approx 1$ относительная погрешность составляет $\pm 50\%$, для турмалинов с $f \approx 2,0 - 2,5$ относительная погрешность составляет $\pm 20 - 25\%$.

Смешать турмалины, если замерить схему абсорбции и знак кристаллов, нельзя ни с какими другими минералами. Но необходимо иметь в виду, что его иногда смешивают с биотитом, роговой обманкой, эгирином (см. соответствующие описания). Известны редкие находки двуосных турмалинов ($2V = 10 - 47^\circ$), характеризующихся понижением сингонии до ромбической.

Турмалины — типичные эндогенные минералы, образующиеся в метасоматически измененных гранитах, пегматитах, грейзенах, скарнах, вторичных кварцитах, гидротермальных жилах. Известны зоны турмалинизации в силикатных и карбонатных породах полиметаллических и оловорудных полей. Обычен в метаморфических породах как за счет изохимического процесса

перекристаллизации, так и в результате привноса бора. В соленосных отложениях известен аутигенный турмалин. Если шерлит образуется в разных условиях, то дравит является типоморфным минералом измененных карбонатных и основных пород, Сг-турмалин — ультраосновных пород, эльбаит — редкометальных гранитоидов.

В иммерсионных препаратах тяжелых фракций шлихов из осадочных пород турмалин легко распознается по плеохроизму с максимальной абсорбцией перпендикулярно удлинению, по прямому погасанию и отрицательному удлинению. Наблюдается в виде коротких столбиков, игл, радиально-лучистых агрегатов.

Дюмортьерит — $(Al, Fe)_7 [SiO_4]_3 [BO_3] O_3$

Ромбический. Рис. 157. Островной боросиликат алюминия и железа. Состав природных дюмортьеритов довольно постоянный.

$n_p = 1,659—1,686$; $n_m = 1,684—1,722$; $n_g = 1,686—1,723$; $n_g - n_p = 0,010—0,037$; $-2V = 13—52^\circ$. Сильная дисперсия $r < v$ или $r > v$. $c = Np$; $b = Nm$; $a = Ng$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$ или $\parallel (100)$. Удлинение отрицательное. Совершенная спайность по (100) , плохая по (110) и (001) . В шлифах окрашен и имеет сильный плеохроизм: по $Ng = Nm$ — бесцветный, бледно-желтый, оранжево-желтый, желтовато-зеленый, красновато-коричневый, светло-голубой, светло-фиолетовый, по Np — кобальтово-голубой, темно-голубой, фиолетовый, индиго, берлинская лазурь, пурпурно-коричневый, зеленый, малиновый, желтый, коричневатый-черный. Окраска нередко распределена пятнисто. Схема абсорбции $Ng = Nm < Np$, $Ng < Nm < Np$, как у эгирина. Формы выделений: игольчатые, волосовидные, веерообразные, радиально-лучистые, спутанно-волокнистые агрегаты. Длина игольчатых кристаллов обычно в несколько десятков и более раз превышает их толщину. Обычны двойники по (110) , часто полисинтетические, тройники, подобные кордиериту, коленчатые (угол около 120°). Кристаллы дюмортьерита часто включены в кварце, кордиерите, полевом шпате, кианите, турмалине, силлиманите, лепидомелане и др.

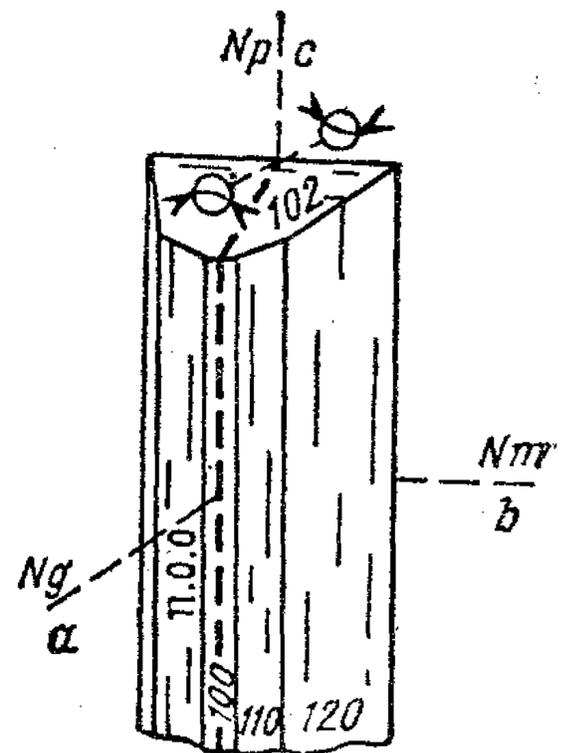


Рис. 157. Дюмортьерит

Дюмортьерит — характерный минерал вторичных кварцитов. Встречается также в кварцитах, входящих в состав древних метаморфических толщ, в некоторых гранитоидах, пегматитах и кварцевых жилах.

По окраске дюмортьерит сходен с некоторыми турмалинами, но имеет иную (биотитовую, как у эгирина) схему абсорбции: наиболее густая окраска наблюдается тогда, когда удлинение совпадает с направлением колебаний поляризатора. От щелочных амфиболов дюмортьерит отличается прямым погасанием и обычно более высоким двупреломлением.

Сапфирин — $Mg_2Al_4 [SiO_4] O_6$

Моноклинный. Рис. 158. Островной силикат. Приводится и такая кристаллохимическая формула — $(Mg_{3,5} Al_{4,5})^{VI} (Al_{4,5} Si_{1,5})^{IV} O_{20}$. Отличается очень низким содержанием SiO_2 — 13—16 вес.%. В сапфирине установлено три типа замещений: $Mg \rightleftharpoons Fe^{+2}$ (достигает 0,4 Fe^{+2} в формуле), $Al \rightleftharpoons Fe^{+3}$ и $2Al \rightleftharpoons Si + Mg$. $n_p = 1,701—1,717$; $n_m = 1,703—1,720$; $n_g = 1,705—1,724$; $n_g - n_p = 0,005—0,006$. Более высокие значения показателей преломления соответствуют разностям, содержащим больше железа. От $-2V = 50—90^\circ$ до $+2V = 90—80^\circ$. $c : Ng = 6—9^\circ$; $b = Nm$; $a : Np = 16—19^\circ$. Плоскость оптических осей $\parallel (010)$. Удлинение и положительное, и отрицательное. Сильная

наклонная дисперсия $r < v$ обуславливает наличие аномальной интерференционной окраски. Спайность выражена слабо по (100), (001), (010). Редко наблюдаются полисинтетические двойники по (010) и (100). В шлифах ярко окрашен в синий цвет, плеохроирует с максимальной абсорбцией по Nm , часто темно-синий, но известны бесцветные в шлифах сапфирины. Приводится и иной плеохроизм: Np — бесцветный, светлый красноватый, желтовато-зеленый, светло-желтый, Nm —

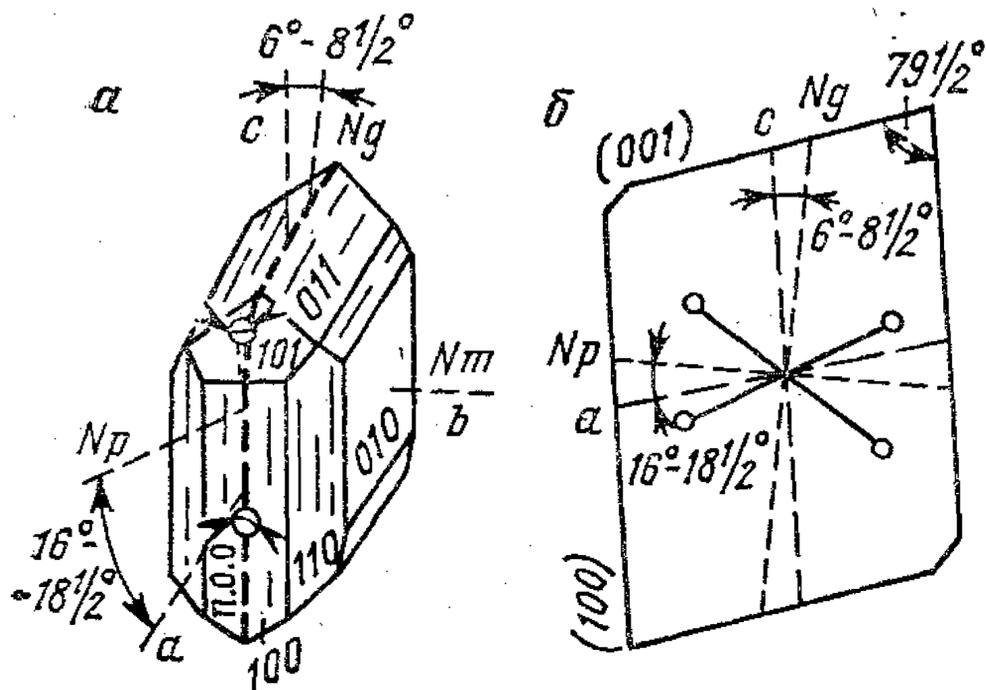


Рис. 158. Сапфирин:
а — кристалл; б — разрез \parallel (010)

небесно-голубой, лавандово-голубой, голубовато-зеленый; Ng — голубой, сапфирово-голубой, темно-голубой, $Np < Nm < Ng$. Формы выделений: зерна и их агрегаты, реже субпараллельные пластинки по (010), удлиненные по [001].

Сапфирин — минерал гнейсов и сланцев высоких ступеней метаморфизма, ассоциирует со шпинелью, корундом, силлиманитом, кордиеритом, антофиллитом. Известен в метасоматитах, связанных с гипербазитами, совместно с плагиоклазом, корундом, оливином. Вообще сапфирин приурочен к зонам, богатым алюминием и бедным кремнием.

От синих щелочных амфиболов сапфирин отличается отсутствием спайности, от корунда — более низкими показателями преломления и твердости (корунд выступает над другими минералами, он одноосный отрицательный). Сапфирин похож на некоторые очень редкие боросиликаты — синие в шлифах серендибит и грандидьерит. Указывается на сходство сапфирина в шлифах с цоизитом и оттрелитом, которые отличаются прежде всего развитой спайностью.

Хлоритоид — $(Fe^{+2}, Mg)_2 (Al, Fe^{+3}) Al_3 [SiO_4]_2 O_2 (OH)_4$

В структуре хлоритоида выделяют чередующиеся слои $(Mg, Fe) (OH)_2$ и $(Al, Fe)_2 O_3$, между которыми располагаются островные SiO_4 -группы. В природных ассоциациях представлен двумя полиморфными модификациями: моноклинной и триклинной. Замещение магния двухвалентным железом может достигать 40 атомн. %, алюминия трехвалентным железом — 15 атомн. %, двухвалентного железа марганцем — 17 атомн. % (оттрелит).

Рис. 159. $np=1,713-1,730$; $nm=1,719-1,734$; $ng=1,723-1,740$; $ng - np = 0,006-0,022$. От $+2V=36-90^\circ$ до $-2V=90-55^\circ$. $c : Ng=2-30^\circ$; $c : Nm=60-90^\circ$; $c : Np=65-90^\circ$. У моноклинных кристаллов $b=Np$ и $c:Np=90^\circ$. Плоскость оптических осей перпендикулярна (010). Очень сильная дисперсия $r > v$, дисперсия оптических осей и биссектрис. Характерны аномальные цвета интерференции и отсутствие полного погасания. Иногда обнаруживаются зональное строение и фигура песочных часов; последняя обычно подчеркивается обильными включениями внутри «колбы часов», но иногда хорошо видна и при отсутствии включений. Совершенная спайность по (001), иногда наблюдается спайность по (110) и (010) и тогда трещины спайности пересекаются под углом 60° (120°). Характерны тройники, простые и полисинтетические двойники, наблюдаемые даже при одном николе, благодаря сильному плеохроизму. При полисинтетическом двойниковании плоскостью срастания является базальная плоскость (001). В шлифах окрашен в зеленый цвет различной интенсивности с плеохроизмом: по Np — светлый серовато-зеленый, зеленый; по Nm — светло-зеленый, темно-голубой, синий; по Ng —

бесцветный, светло-желтый, желтовато-зеленый. Формы выделений: правильные пластинчатые кристаллы редки; обычны пластинчатые и чешуйчатые агрегаты, сходные со слюдой; плохо ограненные порфиробласты и пойкилобласты, часто призматического облика. Установлены значительные колебания оптических свойств хлоритоида даже в пределах одного образца и одновременное присутствие моноклинных и триклинных пластинок. Различия в симметрии могут быть выявлены путем определения ориентировки оптической индикатрисы на федоровском столике. Зерна обычно содержат более или менее многочисленные включения кварца, магнетита, ильменита, рутила, турмалина, граната, слюды.

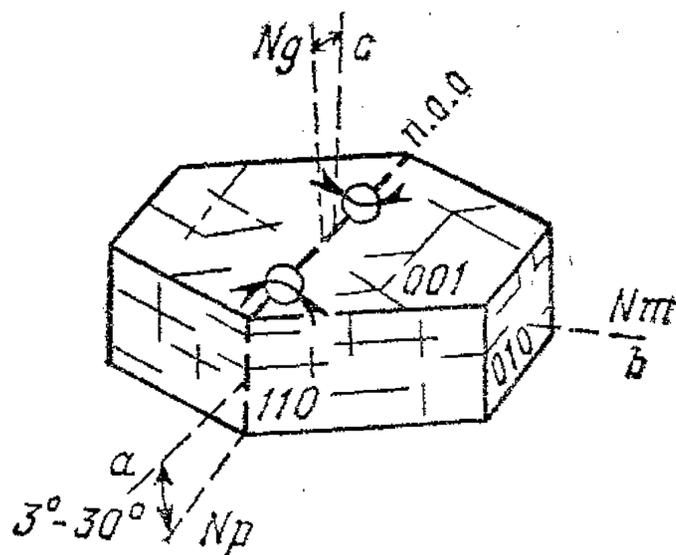


Рис. 159. Хлоритоид

Хлоритоид — характерный минерал кристаллических сланцев различных ступеней метаморфизма. Такие породы богаты алюминием и трехвалентным железом и бедны кальцием, магнием, щелочами. Известен в роговиках и гидротермальных жилах. Предполагается, что моноклинная модификация образуется в условиях сравнительно высоких давлений и температуры, тогда как триклинная — свойственна образованиям, не испытавшим существенного давления.

Важнейшие диагностические признаки хлоритоида — зеленоватый цвет, высокое преломление ($n=1,713-1,740$), аномальные цвета интерференции, полисинтетическое двойникование. Хлориты, с которыми можно смешать хлоритоид, имеют значительно меньшее преломление (n_g не более 1,690). Зеленые биотиты и стильпомелан отличаются более высоким двупреломлением (не менее 0,030) и спайностью в одном направлении. Хлоритоид от всех этих минералов отличается большим углом оптических осей.

Ставролит — $\text{Fe}_2^{+2} \text{Al}_9 [\text{SiO}_4]_4 \text{O}_7 (\text{OH})$

Моноклинный. Рис. 160. Принято и такое написание формулы — $\text{HFe}_2^{+2} \text{Al}_9 \text{Si}_4 \text{O}_{24}$. Результаты всестороннего исследования ставролита изложены в монографии В. В. Федькина «Ставролит» [М., Наука, 1975, 272 с.]. Ставролит является субслоистым ортосиликатом. Его структура состоит из слоев кианитового типа, вытянутых вдоль оси c , которые в направлении оси b чередуются со слоями из $\text{Fe}(\text{O}, \text{OH})_4$ -тетраэдров и AlO_6 -октаэдров. Упорядоченное расположение катионов по ряду неэквивалентных позиций снижает симметрию ставролита до псевдоромбической. В природных ставролитах повсеместно проявлен изоморфизм $\text{Fe}^{+2} \rightleftharpoons \text{Mg}$ и $3(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg}) \rightleftharpoons 2\text{Al}$, однако ставролиты с железистостью ниже $F=55$ не известны, $F=100(\text{FeO} + \text{FeO}_{3/2}) : (\text{FeO} + \text{FeO}_{3/2} + \text{MgO})$ атомн. %. Чаще всего встречаются ставролиты с железистостью $F=60-87$. Постоянной изоморфной примесью является титан (0,5—1 вес. % TiO_2). Установлены ставролиты, содержащие (в вес. %) до 5,2 CaO; до 8,5 CoO; до 7,4 ZnO; до 11,6 MnO. Изоморфное замещение Fe^{+3} , видимо, составляет не более 10% от общего содержания железа (не более 3 вес. % Fe_2O_3). Во многих анализах ставролитов получены высокие содержания Fe_2O_3 , достигающие 16 вес. %. Это связано с тем, что в процессе подготовки пробы и в ходе анализа железо интенсивно окисляется.

$n_p=1,734-1,752$; $n_m=1,738-1,755$; $n_g=1,743-1,762$; $n_g - n_p=0,008-0,016$. $2V$ изменяется от $+79$ до -84° , но для большинства ставролитов составляет $+(86-89^\circ)$. Дисперсия сильная $r > v$ (в положительных кристаллах), реже $r < v$ (в отрицательных кристаллах). Плоскость оптических осей $\parallel (100)$, ей перпендикулярна, иногда хорошо проявленная, спайность по (010) . По величине n_p можно судить о допустимом нижнем пределе желези-

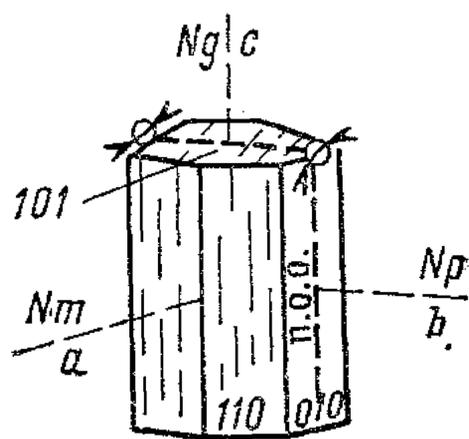


Рис. 160. Ставролит

стости ставролита; так, $np=1,740$ отвечает интервалу $F=55-100$, $np=1,745-F=75-100$, $np=1,750-F=85-100$. Для некоторых регионов известны корректные диаграммы «преломление — железистость».

Ставролит образует короткопризматические с положительным удлинением кристаллы, часто срастающиеся в виде крестообразных двойников, а также удлиненные зерна и зернистые агрегаты. Они, как правило, представляют собой порфиробласты (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров), по размеру значительно превышающие зерна основной ткани метаморфической породы.

По этой причине в случайно изготовленных шлифах ставролит представлен незначительным количеством разрезов не характерной формы. Разрезы правильных кристаллов, поперечные призме, имеют гексагональную или ромбическую форму. В двойниках угол между осями c индивидов составляет 60 или 90° . Ставролит почти всегда содержит включения главным образом кварца, а также граната, углистого вещества, ильменита, рутила, пузырьков газа. Если их количество велико, то зерна ставролита имеют ситовидное строение. В специально изготовленных шлифах ставролитов устанавливается закономерное расположение включений в виде полос, параллельных граням, кристаллографическим направлениям или сланцеватости пород. Поэтому в таких поперечных разрезах можно наблюдать кресты, ромбы, полосы.

Плеохроизм: по Ng — желтый, с золотистым, медовым, оранжевым, красноватым оттенком, редко бурый, коричневый, по Nm — бледно-желтый с теми же оттенками, по Np — бесцветный, иногда с желтым оттенком. Кобальтовый ставролит плеохроирует в фиолетовых и голубых тонах, хромовый ставролит — в зеленых тонах.

Благодаря желтой окраске в шлифах, прямому погасанию и среднему двупреломлению, ни с каким другим минералом ставролит смешать нельзя.

Ставролит — типоморфный минерал высокоглиноземистых бедных кальцием метаморфических пород средней ступени метаморфизма. В кварцсодержащих породах он образует устойчивые парагенезисы с дистеном, силлиманитом, андалузитом, кордиеритом, гранатом, хлоритоидом, жедритом, биотитом, мусковитом, хлоритом, иногда с роговой обманкой, а в недосыщенных кремнеземом породах — с корундом и шпинелью (герцинитом). Установлено, что ставролит в метаморфических породах никогда не встречается в парагенезисе со щелочным полевым шпатом. Является обычным минералом россыпей и терригенно-обломочной фракции осадочных пород.

В иммерсионных препаратах ставролит встречается в виде неправильных и хорошо окатанных зерен. Зерна часто переполнены мелкими округлыми жидкими включениями и минеральной пылью. Почти все зерна лежат на плоскости (010) и дают в коноскопе фигуру разреза, перпендикулярного к биссектрисе Np . Благодаря слабому двупреломлению этого разреза ($NgNm$) зерна имеют желтую интерференционную окраску, почти одинаковую на краях и в середине зерна. Цвет золотисто-желтый, лимонно-желтый разной интенсивности. Обычно окраска гуще около включений. Встречаются и бесцветные ставролиты. Плеохроизм в разрезе $NgNm$ слабый.

Ярозит — $KFe_3^{+3}[SO_4]_2(OH)_6$

Тригональный. Структура — слоистая. Указывается также как гексагональный, ромбический. Ярозиты содержат примеси Na_2O (до 4 вес. % в натроярозите), Al_2O_3 (до 15 вес. %), H_2O , с переходом в карфосидерит — $(H_3O)Fe_3^{+3}[SO_4]_2(OH)_6$, а также Ag , Pb , Se .

$np=1,715$; $nm=1,717$; $ng=1,820$; $ng-np=0,105$. $c=Np$. Одноосный отрицательный, иногда аномально двuosный отрицательный. Плоскость оптических осей перпендикулярна ребру. Ярозиту свойственны ромбоэдрические

кристаллы, гексагональные таблички, волокна, но характерны тонкозернистые агрегаты по разнообразным железосодержащим минералам в зоне окисления. В базальных сечениях можно различить двойники в виде шести сегментов. Имеет ясную спайность по (0001) с прямым погасанием. Ярко-желтый, с более или менее интенсивным бурым оттенком и заметным плеохроизмом до бесцветного ($N_g \gg N_p$). Агрегаты обладают яркой агрегатной поляризацией при резко выраженной шагренево́й поверхности. Обычно наблюдаются постепенные переходы в лимонит в результате гидролиза.

Ярозит — типичный минерал зоны окисления сульфидных месторождений в условиях жаркого климата. Известны гидротермальные ярозиты.

Близки к нему по свойствам аргентоярозит, плюмбоярозит, карфосидерит.

Группа шпинели

Группа шпинели (шпинелиды) объединяет три серии: алюмошпинели (собственно шпинель, герцинит), ферришпинели (магнетит) и хромшпинели (хромит). Типичные члены этих серий обладают рядом свойств, позволяющих различать их в шлифах, однако далеко не всегда они проявляются, и в этом случае диагностика возможна только специальными методами. Общая формула минералов группы шпинели AB_2O_4 , где $A—Mg, Fe^{+2}, Mn^{+2}, Zn$; $B—Al, Fe^{+3}, Cr, V^{+3}, Ti^{+4}$. Элементы группы A замещают друг друга в широких интервалах, в группе B изоморфизм ограничен. Распределение катионов в решетке кристаллов может быть неупорядоченным и упорядоченным.

Кубические. К распространенным разновидностям относятся: благородная шпинель $MgAl_2O_4$, плеонаст (цейлонит) $(Mg, Fe^{+2})(Al, Fe^{+3})_2O_4$, пикотит $(Mg, Fe^{+2})(Al, Cr, Fe^{+3})_2O_4$, герцинит $Fe^{+2}Al_2O_4$. Пикотит образует непрерывный изоморфный ряд с хромитом $(Fe^{+2}, Mg)(Cr, Al)_2O_4$. $n=1,719—2,050$. Изотропные. Спайность отсутствует, встречается октаэдрическая отдельность по (111). Двойники сравнительно редко наблюдаются в шлифах и узнаются по входящим углам. Цвет чаще всего зеленый, а также бурый, красно-бурый, синий, даже бесцветный, но известны разности едва просвечивающие в шлифах. Формы: октаэдры, в разрезах получают квадраты, треугольники, четырехугольники, но нередко неправильные зерна (рис. 161).



Рис. 161. Шпинель (крап и волнистая штриховка) в слюдяном перидотите (белый — оливин, прямая штриховка — биотит, черное — ильменит). Диаметр 1,5 мм. Без анализатора [Вильямс и др., 1957]

Благородная шпинель бледно окрашена, до бесцветной. Встречается в мраморах, кристаллических сланцах, скарнах; $n=1,719$. Плеонаст — магматический минерал в перидотитах, но известен в других изверженных и метаморфических породах. Цвет его зеленый; $n=1,770—1,790$. Пикотит чаще всего встречается совместно с хромитом в ультраосновных породах и в базальтах, $n=1,850—2,05$; окраска бурая или красно-бурая. К хромиту относятся разности с $n=2,07—2,16$. Герцинит встречается в гранулитах, некоторых основных и ультраосновных породах, имеет серо-зеленую и темно-зеленую окраску в шлифах; $n=1,800—1,835$.

Смешать шпинели можно с гранатами, если шпинели бледно окрашены. Отличие по формам разрезов, которые у гранатов шестиугольные, округлые. Если правильные формы не наблюдаются, отличить шпинель от граната бывает невозможно. Густо окрашенные, едва просвечивающие шпинели, легко смешать с хромитом, отличаются по показателям преломления, которые у хромита не ниже 2,07.

В иммерсионных препаратах шпинели наблюдаются в виде октаэдриче-

ских или неправильных зерен с характерным раковистым изломом (рис. 162). часто непрозрачных, лишь слабо просвечивающих по краям (при включении линзы Лазо). Отдельные разновидности имеют следующую окраску: собственно шпинель — розовая, красная, зеленая, темно-зеленая, бесцветная; плеонаст — зеленый; герцинит — серовато-зеленый, темно-зеленый; пикотит — желто-бурый, красно-бурый до темно-бурого.

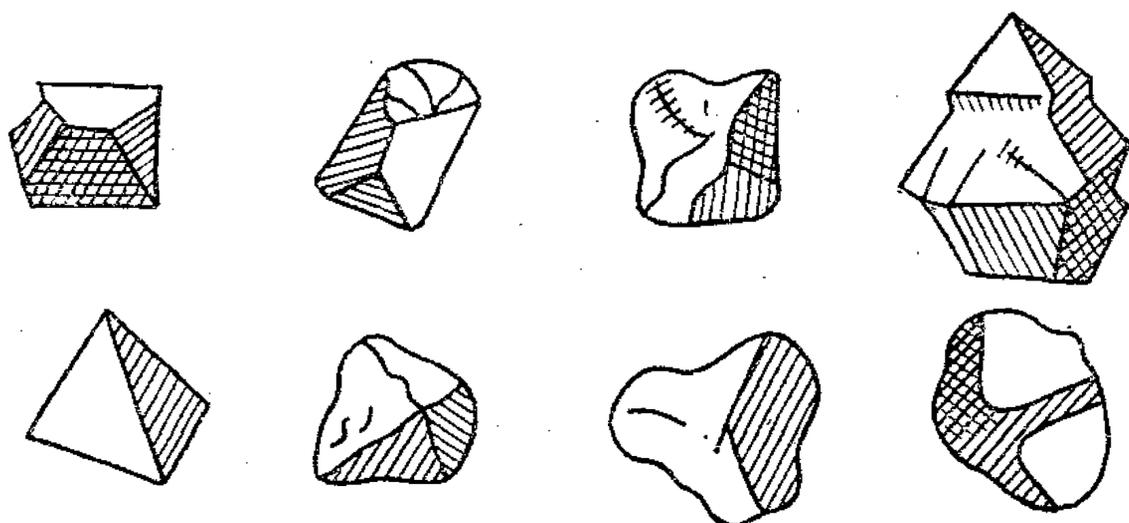


Рис. 162. Шпинель в иммерсионных препаратах тяжелой фракции шлихов из осадочных пород

Группа рутила — TiO_2

Для TiO_2 известно несколько полиморфных модификаций, из которых в природных ассоциациях распространены тетрагональные рутил и анатаз, ромбический брукит.

Рутил TiO_2 . Тетрагональный. $n_e=2,899-2,901$; $n_o=2,605-2,613$; $n_e-n_o=0,286-0,296$. Одноосный положительный. Очень сильная дисперсия. Спайность проявляется редко. Часто встречаются коленчатые двойники по (011) с углом 60 и 120° . Цвет буро-красный, желто-бурый, редко зеленый, иногда едва просвечивает, может иметь заметный плеохроизм с абсорбцией $N_e > N_o$. Благодаря очень высокому двупреломлению цвета интерференции в шлифах нормальной толщины белые, высоких порядков, поэтому в окрещенных николях минерал имеет такую же окраску, как и без анализатора. Это важнейший диагностический признак рутила. Рутил часто встречается в виде тончайших игл, которые гораздо тоньше шлифа, но имеют яркие цвета интерференции — синие, красные, фиолетовые. Это надежный признак рутила, так как он единственный из породообразующих минералов в таких тонких игло-точках (меньше сотой доли миллиметра) дает высокие цвета интерференции (см. табл. 6).

Рутил, являясь высокотемпературной полиморфной модификацией TiO_2 , присутствует в разнообразных магматических и метаморфических породах, встречается в пегматитах и гидротермальных жилах. Очень часто образуется в результате изменения титансодержащих минералов: ильменита, титаномагнетита, сфена, перовскита, биотита, роговой обманки, анатаза, брукита. Часто иглопочки рутила отмечаются около углистых частиц в метаморфизованных осадочных породах, в кварце (волосатики).

Сагениит — игольчатые агрегаты рутила, представляющие собой многочисленные коленчатые двойники, лежащие в одной плоскости, из-за чего возникает сетка кристаллов с углами между отдельными индивидами в 60 и 120° . Сагениит встречается в биотитах, вермикулитах и хлоритах, заместивших биотит.

Анатаз TiO_2 (см. табл. 6). Тетрагональный. $n_o=2,561$; $n_e=2,488$; $n_o-n_e=0,073$. Одноосный отрицательный, известны двуосные кристаллы с небольшим $2V$. Сильная дисперсия. Спайность иногда хорошо проявлена, по (001) и (011). Цвет в шлифах синий, пятнистый, иногда с зеленоватым или буроватым оттенком. Плеохроизм слабый, в тех же тонах. Кристаллы пирамидального или октаэдрического габитуса, могут быть зональными.

Анатаз, являясь низкотемпературной полиморфной модификацией TiO_2 ,

встречается преимущественно в гидротермальных жилах, а также в гранитах и пегматитах.

Совместно с анатазом встречается брукит (ромбический), характеризующийся такими же высокими показателями преломления ($n_p=2,583$; $n_g=2,741$), $+2V=30^\circ$, желтым, реже бурым цветом и сильнейшей дисперсией (минерал совершенно не гаснет).

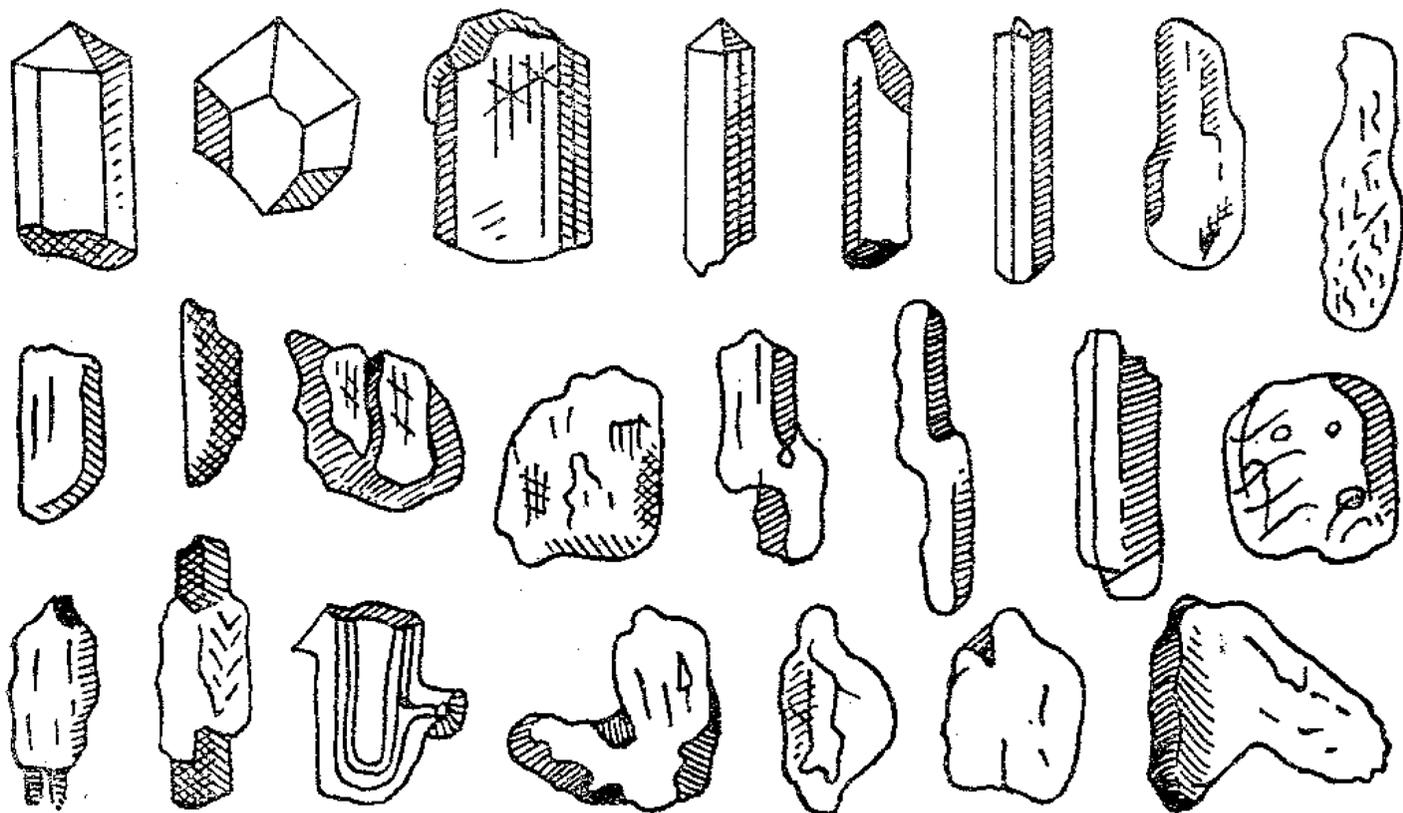


Рис. 163. Рутил в иммерсионных препаратах тяжелой фракции шлихов из осадочных пород

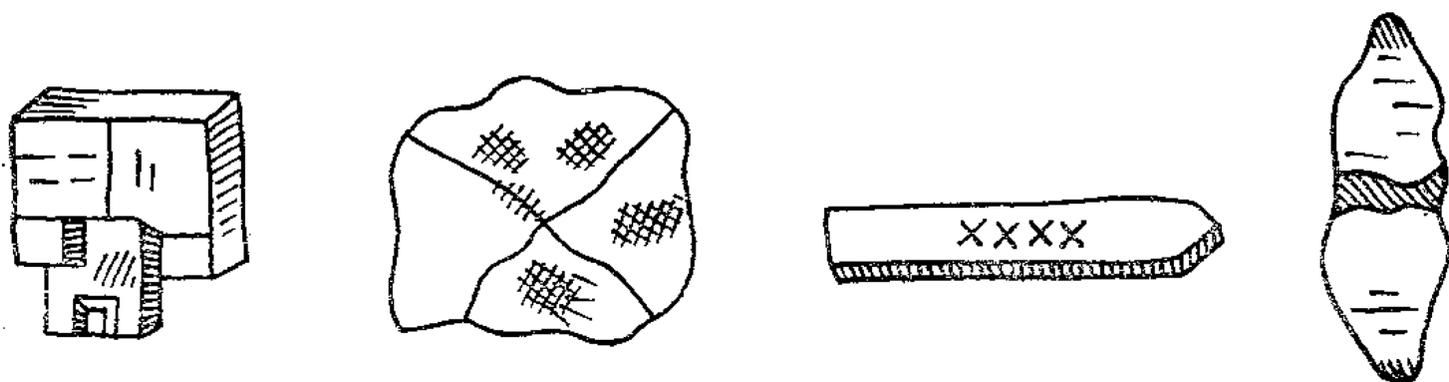


Рис. 164. Анатаз и брукит в иммерсионных препаратах тяжелой фракции шлихов из осадочных пород

В иммерсионных препаратах тяжелой фракции осадочных пород рутил (рис. 163) встречается в ограненных удлинено-призматических кристаллах с дипирамидальными окончаниями, в виде хорошо окатанных эллипсоидальных зерен или в неправильных обломках. Цвет в проходящем свете кроваво-красный до красно-коричневого или густо-медово-желтый, янтарный. Другие цвета наблюдаются редко. Плеохроизм заметен не всегда, преимущественно в толстых зернах. Благодаря очень высокому преломлению края зерен кажутся темными. Черная кайма особенно широка у окатанных зерен, которые кажутся непрозрачными и просвечивают лишь в центральной части. Такие зерна просветляются при введении линзы Лазо. Анатаз в иммерсионных препаратах узнается по очень высокому рельефу, почти как у рутила, отрицательному оптическому знаку, тетрагональным табличкам, острым дипирамидам или комбинациям дипирамиды с пинакоидом. Брукит в иммерсионных препаратах наблюдается в виде таблитчатых, реже клиновидных (пирамидальных, призматически-пирамидальных) и призматических кристаллов, часто со штриховкой, окрашенных в желтый или темно-бурый цвет, слабо плеохроирующих. В скрещенных николях зерна брукита обычно не погасают, а меняют интерференционную окраску при вращении столика. В коноскопе таблитчатые кристаллы брукита дают фигуру разреза, перпендикулярного к острой биссектрисе, но черный крест при вращении столика образует не две черные ветви гиперболы, а четыре цветные, расходящиеся во все четыре квадранта поля зрения. Рис. 164.

НЕПРОЗРАЧНЫЕ И ЕДВА ПРОСВЕЧИВАЮЩИЕ В ШЛИФАХ МИНЕРАЛЫ

Непрозрачными кажутся иногда весьма тонкозернистые глинистые образования, клиноцоизитовые и соссюритовые агрегаты, лейкоксен. В отраженном свете они легко отличаются от действительно непрозрачных минералов своим белым, буровато-белым, зеленовато-белым цветом.

Для одновременного изучения прозрачных и непрозрачных минералов, присутствующих совместно в породах и рудах, удобными являются прозрачно-полированные шлифы. Однако изготовление их довольно сложное дело, а качество во многом зависит от квалификации мастера. Диагностика непрозрачных минералов в таких шлифах проводится с помощью рудного микроскопа или поляризационного микроскопа, оснащенного opak-иллюминатором. При работе с обычным поляризационным микроскопом наблюдение в отраженном свете производится при помощи электрической лампочки, подносимой к шлифу над столиком микроскопа. При этом, наблюдая минералы, добиваются максимально возможного отражения света от шлифа в объектив микроскопа.

Графит и углистые частицы — С

Графит образует мелкие чешуйки, пластинки и их агрегаты, для базальных разрезов характерны шестиугольные формы. Спайность совершенная. Легко расщепляется и дает изогнутые формы. В очень тонких пластинках в проходящем свете имеет темно-сине-серый цвет, одноосный отрицательный, $n=1,93-2,07$. В отраженном свете белесо-коричневатый, синевато-серый, сильно анизотропен. Устойчив в условиях выветривания. Минерал широко распространенный, особенно в метаморфических породах, встречается в магматических породах и гидротермальных месторождениях. Шунгит является промежуточным продуктом между аморфным углеродом и графитом, в отраженном свете в полированных шлифах имеет латунно-желтый цвет, напоминающий пирротин, рассматривается как продукт метаморфизма битуминозных пород.

Магнетит — $Fe^{+2}Fe^{+3}O_4$

Кубический. Имеет место непрерывный изоморфизм между Fe^{2+} и Mg, вплоть до магнезиоферрита $MgFe_2^{+3}O_4$, однако последний — редкий минерал. В структуру магнетита может входить небольшое количество SiO_2 . Небольшое количество Fe^{+2} может замещаться Ca, Mn, Ni, Co, Zn. В магнетитах иногда присутствует в значительном количестве титан, входящий в состав ульвошпинели $Fe_2^{+2}TiO_4$ или ильменита $Fe^{+2}TiO_3$, которые образуют с магнетитом тонкие (до субмикроскопических) сростания, вследствие распада твердого раствора. Это так называемый титаномагнетит. Иногда ильменит и ульвошпинель замещаются лейкоксеном (и сфеном), и тогда хорошо заметно скелетное строение зерен.

Для магнетита характерны хорошо образованные формы октаэдров и додекаэдров, кубы редки. Двойники по типу шпинели с таким же, как у последней, разрезами — прямоугольники с входящими углами — в шлифах. Достаточно часто образует неправильные зерна, скелетные формы, зернистые агрегаты. Сильно магнитен. Непрозрачен, просвечивает в тончайших срезах темным красновато-бурым цветом. В отраженном свете серый с заметным

коричневатым оттенком, в косом отраженном свете стально-синий. Изотропный.

Магнетит — один из самых распространенных минералов, присутствующий обычно в небольших количествах в различных породах. Акцессорный магнетит встречается почти во всех магматических породах, с габброидными интрузиями связаны позднемагматические месторождения магнетита. Хорошо известны скарновые и метаморфические (железистые кварциты) месторождения магнетита. В гидротермальных месторождениях встречается как спутник сульфидов.

Хромит — $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$

Кубический. Состав природных хромитов непостоянен. Они объединяются в изоморфную серию, выделяемую под названием хромшпинели, хромшпинелидов или просто хромита. В природе наиболее распространены: магнохромит, $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4$, хромпикотит, $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$. Собственно хромит, FeCr_2O_4 , обнаружен только в метеоритах. По внешним признакам все различия практически не отличимы друг от друга. $n=2,07-2,16$. Хромиту свойственны кристаллы октаэдрического габитуса, сходные с магнетитом, он образует зернистые массы (рис. 165). Спайность отсутствует. Немagnetный или очень слабо магнитный. Непрозрачный или просвечивает буроватым, красноватым цветом. Изотропный. В отраженном свете серо-белый со слабым коричневым оттенком. Хромиты по составу и свойствам дают переходы к шпинели.

Хромиты широко распространены в ультраосновных породах и серпентинитах, известны и в основных породах. Образуются в процессе кристаллизации ультраосновной магмы как в раннемагматическую стадию, так и из остаточных расплавов. Встречаются в речных и прибрежно-морских россыпях.

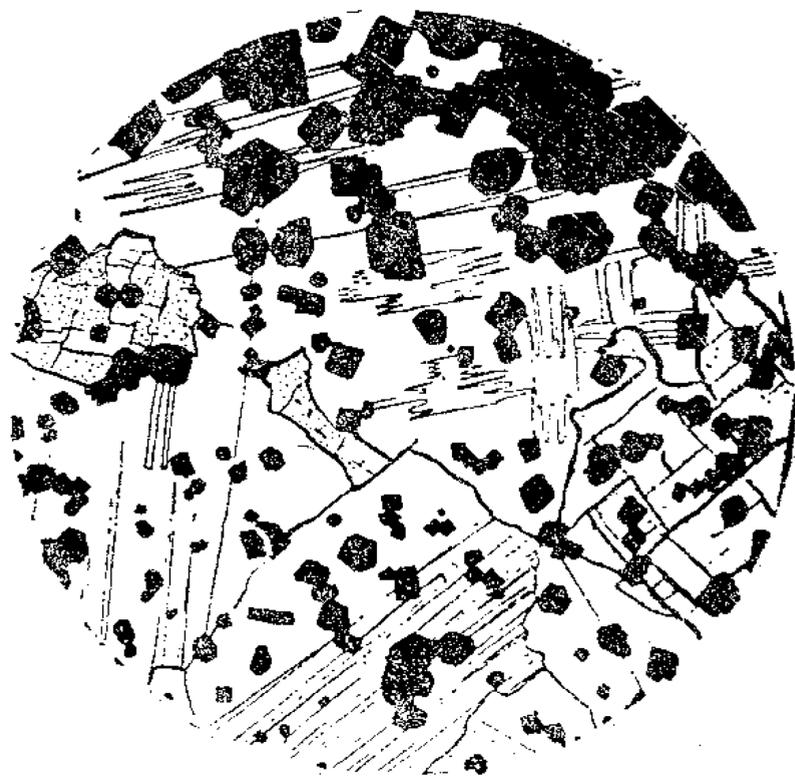


Рис. 165. Идиоморфный хромит в норите (плагноклаз — штриховка, бронзит — крап). Без анализатора [Хэтч и др., 1975]

Ильменит — $\text{Fe}^{+2}\text{TiO}_3$

Тригональный. Природные ильмениты имеют более сложный состав, что обусловлено примесями MgO (до 20 вес. %), MnO (до 15 вес. %), Fe_2O_3 (до 15 вес. %) и некоторых других. Наряду с формами, неотличимыми в шлифах от магнетита, образует листочки, пластинки, дендриты, скелетные кристаллы. Спайность отсутствует, но иногда проявлена отдельность, обусловленная полисинтетическим двойникованием. Слабо магнитный. Непрозрачный. В отраженном свете серовато-белый с слегка буроватым оттенком. Ясно анизотропен. Весьма обычны двойниковое сложение и характерные структуры распада твердых растворов (включения гематита, рутила, магнетита и др., приуроченные к отдельности). В проходящем свете в очень тонких краях осколков слабо просвечивает бурым или оранжево-красным цветом (очень высокое двупреломление). Этот эффект заметен только в скрещенных николях при очень ярком освещении и служит диагностическим признаком, отличающим ильменит от других непрозрачных минералов. В таких осколках можно увидеть, что ильменит одноосный отрицательный. $n > 2,7$.

Сравнительно легко подвергается изменениям (отличие от магнетита) и тогда окружен белыми ватовидными в отраженном свете продуктами разложения, часто также буровато-или желтовато-белыми. Продукты разложения состоят из криптокристаллического агрегата, называемого лейкоксеном. В некоторых случаях в составе лейкоксена можно обнаружить кальцит, преит, хлорит, эпидотовые минералы, серицит.

Ильменит относится к числу обычных акцессорных минералов, а в основных породах иногда образует вкрапленные руды. Тесно ассоциирует с титаномагнетитом в титаномагнетитовых месторождениях. Характерен для комплексов щелочных и нефелиновых сиенитов, встречается в кварцевых жилах, образует промышленные прибрежно-морские россыпи.

Гематит — Fe_2O_3

Тригональный. Установлена примесь различных элементов, в том числе алюминия, титана, кремния, общее содержание которых обычно не превышает 1—2 вес. %. Характерны таблитчатые и пластинчатые кристаллы, разнообразные агрегаты (зернистые, чешуйчатые, землистые, скрытокристаллические), образует псевдоморфозы по кристаллам магнетита — м а р т и т. Тонкодисперсные и мельчайшие равномерно распределенные включения играют роль пигмента в различных минералах (полевых шпатах, кварце, канкрините, цеолитах и др.), окрашивая их в красный цвет. Спайность отсутствует, наблюдаемая отдельность обусловлена двойникованием. В тончайших пластинках просвечивает кроваво-красным, оранжево-красным, серо-желтым цветом со слабым плеохроизмом. Одноосный отрицательный. $n=2,94—3,22$; очень сильное двупреломление (0,280) и дисперсия. В отраженном свете белый, сероголубой. Порошок гематита имеет вишнево-красный цвет. Немагнитный.

Гематит — широко распространенный минерал, имеющий различное происхождение: акцессорный преимущественно в кислых и средних породах, важный минерал месторождений железистых кварцитов; встречается в гидротермальных месторождениях, продуктах возгонки при вулканических процессах, в коре выветривания в условиях сухого жаркого климата.

Сульфиды

В обычных прозрачных шлифах могут быть определены с известной долей вероятности лишь широко распространенные сульфиды, такие как пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, имеющие характерные формы и цвет в отраженном или проходящем свете.

П и р и т FeS_2 . Кубический. Непрозрачен даже в тонких шлифах. Габитус кристаллов — кубы, октаэдры, пентагон-додекаэдры — важный диагностический признак пирита. В отраженном свете латуно-желтый. Спайность плохая по (001) и в шлифах не наблюдается. Пирит чрезвычайно распространенный сульфид и встречается в самых различных породах и рудах. Он может быть магматическим в интрузиях и эффузивах, метаморфическим, контактовым, гидротермальным, хемогенным в осадочных породах, нередко полигенетические ассоциации пиритов. В зоне окисления замещается лимонитом.

П и р р о т и н Fe_{1-x}S , где x от 0 до 0,2, чаще всего $\text{Fe}_6\text{S}_7—\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$. Гексагональный или моноклинный. Непрозрачен даже в тонких шлифах. Форма выделений таблитчатая, пирамидальная, обычны сплошные зернистые массы, розетковидные сростки. В отраженном свете бронзовый, с сильной анизотропией. Магнитен. Широко распространен в месторождениях, связанных с основными изверженными породами, а также в скарнах и гидротермальных сульфидных месторождениях. В осадочных образованиях исключительно редок. В зоне окисления замещается лимонитом.

Х а л ь к о п и р и т CuFeS_2 . Тетрагональный. Непрозрачен даже в тонких шлифах. Встречается обычно в зернистых массах и агрегатах, сравнительно редко образует правильные кристаллы. В отраженном свете латуно-желтый,

но цвет более интенсивный, чем у пирита. Это самый распространенный медь-содержащий минерал. Встречается в различных магматогенных месторождениях и некоторых осадочных породах как сингенетичный, обычный минерал зон вторичного сульфидного обогащения. В процессе выветривания замещается малахитом, азуридом, хризоколлой и др.

Сфалерит ZnS . Кубический. Природные сфалериты содержат изоморфную примесь железа, содержание которого достигает 26 вес. %, иногда марганца, кадмия и ряда рассеянных элементов. Сфалериту свойственны кристаллы тетраэдрического габитуса, зернистые агрегаты. Прозрачный. Изотропный. Цвет в проходящем свете в шлифах желтый, коричневый, иногда с красноватым или зеленоватым оттенком. Окраску удобно наблюдать при больших увеличениях и ярком освещении. Характерна совершенная спайность по (011). Блеск жирный, алмазный. $n=2,36-2,47$, увеличение показателя преломления происходит с увеличением содержания железа. В отраженном свете серый, с ясными внутренними рефлексами. Сфалерит широко распространен в гидротермальных месторождениях, обычно совместно с галенитом, образуется в процессе диагенеза осадочных пород и в гипергенных условиях. В процессе окисления нередко замещается смитсонитом.

Галенит PbS . Кубический. Часто содержит примеси серебра, висмута, сурьмы, мышьяка. В шлифах непрозрачен. Минералу чаще всего свойственны кубические кристаллы, обычные зерна и зернистые агрегаты. Обладает совершенной спайностью по кубу (001), поэтому часто отмечаются многочисленные треугольники выкрашивания, одинаково ориентированные в пределах монокристалльных зерен, — надежный диагностический признак галенита. В отраженном свете белый, служит эталоном белого цвета, изотропен.

Широко распространен в гидротермальных месторождениях, часто совместно со сфалеритом, образуется как сингенетичный в осадочных породах. В зоне окисления замещается церусситом, англезитом и др.

Гётит — $FeO \cdot OH$ и лимониты

Гётит. Ромбический. Обычно примесями являются кремний, кальций, магний, сера и др. Образует жеоды, почки, сталактиты, сплошные или пористые массы, иногда агрегаты имеют лучистое или волокнистое строение. В проходящем свете в тонких срезах буро-желтый с плеохроизмом: по Ng — оранжево-желтый, Nm — буровато-желтый, Np — ярко-желтый, схема абсорбции $Ng > Nm > Np$. Кристаллы удлинены по c , плоскость оптических осей параллельна (001). $np=2,275$; $nm=2,409$; $ng=2,415$; $ng - np=0,140$. $c=Nm$; $b=Np$; $a=Ng$. Очень сильная дисперсия оптических осей. $-2V=23^\circ$. В отраженном свете голубовато-серый с сильными желтоватыми и красновато-бурыми внутренними рефлексами.

Лимониты представляют собой гидрогётит с большей или меньшей примесью гётита, лепидокрокита и гидрогематита. Гидрогётит — это гётит с избыточным содержанием воды против формулы $FeO \cdot OH$; по свойствам в шлифах сходен с гётитом. Лепидокрокит — полиморфная модификация $FeO \cdot OH$, ему свойственны таблитчатые и чешуйчатые формы, $-2V=83^\circ$, по свойствам в шлифах сходен с гётитом. $np=1,94$; $nm=2,20$; $ng=2,51$; $ng - np=0,57$.

Это типичные гипергенные минералы. Иногда гётит образуется при низкотемпературных гидротермальных процессах. Характерны агрегатные псевдоморфозы по различным минералам.

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

- Авгит 85
 Агат 44
 Адуляр 29
 Акмит 83, 134
 Актинолит 120, 122
 Алланит 88, 136
 Альбит 21, 31
 — высокий 21
 — низкий 21
 Альмандин 97
 Алунит 61
 Алургит 54
 Алумошпинель 143
 Амфиболы 120, 71
 Анальцим 10
 Анатаз 101, 145
 Ангидрит 62
 Андалузит 64
 Андезин 31
 Андрадит 97
 Аннит 114
 Анортит 31
 Анортоклаз 22
 Антигорит 109
 Антипертит 25
 Антофиллит 120
 Апатит 63
 Аргентоярозит 142
 Астрофиллит 79
 Арфведсонит 120, 127
 Аштонит 10
- Базальтическая роговая обманка 120
 Бальзам 30
 Бариевые полевые шпаты 20
 Барит 68
 Баркевикит 120
 Барруазит 128
 Бастит 82, 109
 Бейделлит 78
 Берилл 60
 Бесцветные амфиболы 71
 Бесцветные слюды 52
 Биотит 114
 Биотитовая абсорбция 115
 Битовнит 31
 Благородная шпинель 143
 Боулингит 78
 Брейнерит 72
 Бронзит 80
 Брукит 101, 145
 Брунсвикит 112
 Брусит 61
 Бустамит 96
 Бюргерит 137
- Вайрацит 10
 Везувиан 93
 Вермикулит 52, 59
 Винчит 128
 Виридин 65
 Вишневит 18
 Волластонит 67
 Вулканические стекла 18
- Галенит 150
 Галлуазит 58
 Гастингсит 123
 Гаюин 17
 Геденбергит 83, 136
 Гейландит 10, 13
 Геленит 66
 Гематит 149
 Гершелит 15
 Герцинит 143
 Гётит 150
 Гиалосидерит 77
- Гибшит 97
 Гидрослюда 58
 Гидрогроссуляр 97
 Гидромусковит 54
 Гидронефелин 45
 Гиперстен 80
 Гипс 20
 Глауконит 59
 Глаукофан 120, 127
 Глинистые минералы 56, 110
 Гмелинит 10, 15
 Гортонолит 77
 Гранаты 97
 Грандидьерит 140
 Графит 147
 Гроссуляр 97
 Грюнерит 120
 Гумит 69
 Гюмбелит 54
- Даннеморит 122
 Дафнит 112
 Делессит 111
 Деревянистое олово 105
 Десмин 14
 Джулголдит 92
 Диабантит 112
 Диаллаг 82
 Диаспор 88
 Диккит 57
 Диопсид 83, 136
 Дипир 51
 Дисперсионный эффект 31
 Дистен 94
 Доломит 71
 Дравит 137
 Дюмортьерит 139
- Жадеит 73
 Жедрит 120
- Змеевик 109
 Зуннит 88
- Иддингсит 77
 Идокраз 93
 Иллит 54
 Ильменит 148
 Индиалит 47
 Иогансенит 79
 Истонит 114
 Иттроортит 89
 Иттрофлюорит 7
- Калиево-натриевые полевые шпаты 20
 Калиофиллит 44
 Кальсилит 44
 Кальцит 71
 Кандиты 111
 Канкринит 18
 Каолинит 57
 Карбонаты 71
 Карфосидерит 143
 Касситерит 101, 104
 Катофорит 120, 127
 Кварц 49
 Кварцин 44
 Керсутит 120, 127
 Кианит 94
 Клиногиперстен 82
 Клиногумит 69
 Клинопироксены 79
 Клинохлор 111
 Клиноцоизит 88
 Клиноптилолит 10, 14
 Клиноэнстатит 82

- Кнебелит 76
 Кноррингит 98
 Кордиерит 46
 Корунд 97
 Корундофиллит 112
 Криптопертиты 25
 Крестобалит 9
 Крокидолит 131
 Кроссит 127
 Ксенотим 100
 Куммингтонит 120
- Лабрадор 31
 Лавсонит 87
 Лазурит 17
 Левинит 15
 Лейкоксен 104, 149
 Лейцит 17
 Леонгардит 12
 Лепидокрокит 150
 Лепидолит 54, 55
 Лепидомелан 52, 114
 Либенерит 46
 Лизардит 109
 Лимонит 150
 Литиевые слюды 52
 Ломонтит 10, 11
 Лотрит 88, 92
- Магнезиорибекит 129
 Магнезиоферрит 147
 Магнетит 143, 147
 Магнохромит 148
 Малакон 101
 Манганофиллит 117
 Маргарит 52
 Мариалит 51
 Мартит 149
 Мезолит 10, 12
 Мейонит 51
 Меланит 98
 Мелилит 66
 Микроклин 22
 Миннесотаит 56
 Мирмекит 30
 Мицзонит 51
 Монацит 100
 Моноклинные пироксены 82
 Монтмориллонит 58
 Морденит 10, 13
 Муллит 65
 Мусковит 53
 Мухинит 89
- Нагателит 89
 Наждак 97
 Накрит 57
 Натроалунит 61
 Натровый авгит 85
 Натровый мелилит 66
 Натролит 10, 12
 Натроярозит 142
 Неокисленные хлориты 112
 Нефелин 44
 Нозеан 17
 Нонтронит 58
 Норбергит 69
- Обыкновенная роговая обманка 120, 123
 Ограничения минерала 31
 Окерманит 66
 Окисленные хлориты 112
 Оксидиотит 114
 Оливин 76
 Олигоклаз 31
 Омфацит 86
 Опал 5
 Опацизация 118, 125
- Ортит 88, 136
 Ортоклаз 22
 Ортопироксен 79
 Оттрелит 140
- Парагонит 54, 55
 Паргасит 123
 Пектолит 74
 Пелит 24
 Пеннин 111
 Периклаз 70
 Перистериты 32
 Перовскит 144
 Пертиты 25
 замещения 25
 криптопертиты 21, 25
 микроклин-пертиты 21
 микропертиты 25
 ортоклаз-криптопертиты 22
 ортоклаз-пертиты 21
 распада 25
 рентгеновские 25
 субрентгеновские 25
- Пижонит 83, 85
 Пикнохлорит 112
 Пикотит 143
 Пинит 49
 Пиральспиты 98
 Пирит 149
 Пироксены 79
 Пироксмангит 96
 Пироп 97
 Пирофиллит 55
 Пирротин 149
 Пистацит 90
 Плагиоклазы 20, 31
 высокотемпературные 32
 законы двойникования 35
 метод Бекке 34
 метод окрашивания 41
 низкотемпературные 32
- Плеонаст 143
 Плюмбоярозит 143
 Полевые шпаты 20, 31
 Полилитнионит 52
 Пренит 67
 Протолитнионит 114
 Псевдолейцит 18
 Псевдотюрингит 112
 Пьемонтит 88, 91
 Пумпеллит 88, 92
- Ратовкит 7
 Редкоземельный эпидот 136
 Рельеф минерала 31
 Рибекит 120, 127
 Рингвудит 76
 Рипидолит 112
 Рихтерит 120, 128
 Родонит 96
 Родохрозит 71
 Ромбические пироксены 80
 Роскоэлит 54
 Рубин 97
 Рутил 101, 144
- Сагенит 113, 144
 Салит 83
 Санидин 22
 высокий 22
 натриевый 23
 низкий 21
- Сапонит 78
 Сапфир 97
 Сапфирин 139
 Селадонит 59
 Серендибит 140
 Серицит 54
 Серпентин 108

Сидерит 71
Сидерофиллит 114
Силлиманит 74
Скаполит 51
Сколецит 10, 13
Сколит 59
Смектиты 111
Содалит 17
Соссюрит 42, 68
Спессартин 97
Сподумен 80
Ставролит 141
Стеллерит 14
Стильбит 10, 14
Стильпномелан 118
Сульфиды 149
Сфалерит 150
Сфен 100, 104

Тавмавит 88
Тальк 56
Тарамит 128
Тефроит 76, 79
Тиродит 122
Титанавгит 83, 85
Титанбиотит 114
Титанит 100, 104
Титанклиногумит 70
Титаномагнетит 147
Томсонит 10, 13
Топаз 62
Торит 103
Тремолит 120, 122
Тридимит 7
Тсилазит 137
Тулит 91
Турмалин 137
Турмалиновая абсобция 70, 138
Тюрингит 111

Уваровит 98
Увит 137
Углистые частицы 147
Уграндиты 98
Ульвошпинель 143
Уралит 126

Фассаит 86
Фаялит 76, 79
Фенгит 54
Ферришпинель 143
Ферроавгит 85
Феррогастингсит 124
Феррогиперстен 80
Феррогортонолит 77
Ферросалит 83
Ферросилит 80
Ферростильпномелан 118
Феррочермакит 123
Фибролит 75
Филлипсит 10, 12

Флогопит 52, 114
Флюорит 7
Фожазит 10
Форстерит 76
Фуксит 54

Халькопирит 149
Халцедон 43
Хиастолит 65
Хлорит 111
Хлоритоид 140
Хлорофеит 78
Холмквистит 120
Хондродит 69
Хризолит 77
Хризотил 109
Хризотил-асбест 109
Хромит 143, 148
Хромпикотит 148
Хромшпинель 143

Цейлонит 143
Целестин 68
Цеолиты 10
Цельзиан 21
Цеолитовые фации 12, 15
Церфлюорит 7
Циннвальдит 55, 114
Циркон 100
Циртолит 101
Цоизит 88, 91

Чермакит 123

Шабазит 10, 15
Шагреновая поверхность 31
Шамозит 112
Шериданит 112
Шерлит 137
Шорломит 98
Шпинель 143
Шпреустейн 45

Щелочные амфиболы 120, 127
Щелочные пироксены 134

Эвлит 80
Эгирин 83, 134
Эгирин-авгит 83, 134
Эденит 123
Эккерманит 120
Эльбаит 317
Энигматит 79
Энстатит 80
Эпидот 88
Эпилейцит 18
Эрионит 10, 15

Юлголдит 92

Ярозит 142

Предисловие	: 3
Бесцветные или почти бесцветные в шлифах минералы	5
1-я группа. $n \approx 1,410—1,470$	5
2-я группа. $n \approx 1,470—1,530$	9
3-я группа. $n \approx 1,530—1,540$	30
4-я группа. $n \approx 1,540—1,600$	46
5-я группа. $n \approx 1,610—1,660$	62
6-я группа. $n \approx 1,660—1,780$	71
7-я группа. $n \approx 1,800$ и более	97
Ясно окрашенные в шлифах минералы	107
Непрозрачные и едва просвечивающие в шлифах минералы	147
Указатель минералов	150

*Борис Леонидович Залищак, Лидия Васильевна Бурилина,
Раиса Ибрагимовна Кипаренко*

**Определение породообразующих минералов
в шлифах и иммерсионных препаратах**

Издание второе, переработанное и дополненное

Редактор издательства В. И. Макеев

Обложка художника В. И. Казаковой

Художественный редактор Е. П. Юрковская

Технические редакторы А. В. Трофимов, Н. Ю. Якунинская

Корректор В. И. Ионкина

ИБ № 3190

Сдано в набор 23.07.80. Подписано в печать 04.02.81. Т-03864. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 9,5
Уч.-изд. л. 12,76. Тираж 6600 экз. Заказ 1714/7629-1. Цена 65 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.