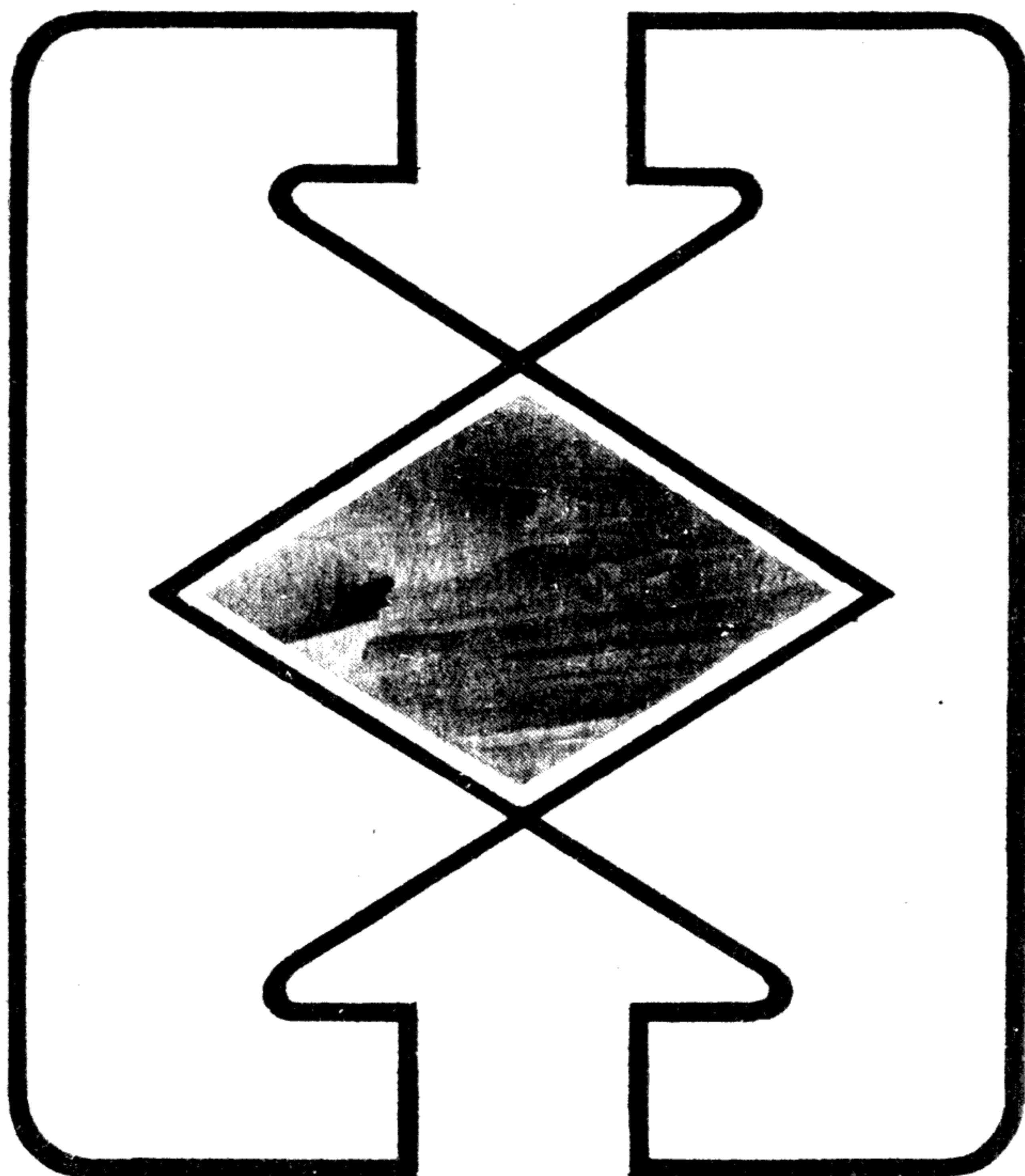


А. И. СИЗЫХ

**ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ  
МИНЕРАЛОВ  
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ  
ПОРОД**



А. И. Сизых

ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ  
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Учебное пособие

Кн. I

Рекомендовано Государственным комитетом Российской Федерации по высшему образованию в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению "Геология", специальности "Геохимия, минералогия и петрология"

Издательство Иркутского университета

1995

ДК 552(076.5)

Представлено к изданию Иркутским государственным  
университетом

Научный редактор Ф.А.Летников, акад. РАН, проф.

Рецензенты: И.И.Дорогокупец, канд. геол.-минералог. наук;  
А.В.Татаринов, канд. геол.-минералог. наук

Сизых А.И. Справедитель минералов и метаморфических пород:  
В 3 кн.: Учеб. пособие. - Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1995. - .  
Кн. I. - 120 с.

Учебное пособие предназначено для практического определения породообразующих минералов и метаморфических пород. Значительное внимание в нем уделено методике изучения оптических свойств минералов и их качественной диагностике на плоском столике микроскопа. Приведена краткая характеристика минералов, структур и текстур, метаморфических пород. Даны рекомендации по петрографическому описанию метаморфических пород по фациям и типам метаморфизма.

Рекомендуется студентам геологических специальностей по курсу "Петрография". Может быть полезно широкому кругу геологов, занимающихся петрографическими и петрологическими исследованиями метаморфических пород.

С И804000000-09  
М I79(03) -95

95



Сизых А.И., 1995

ISBN 5-7430-0484-6

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время ни одна геологическая работа не обходится без петрографического и петрологического исследования метаморфических пород, одним из основных методов которых является микроскопический. С помощью поляризационного микроскопа изучают особенности минерального состава, текстуры и структуры метаморфических пород, что позволяет обоснованно выйти на проблемы генезиса данных пород.

Методика исследований породообразующих минералов метаморфических пород основана на знании студентами основных законов кристаллооптики. Она характеризуется определенной сложностью и является специальной дисциплиной. Количество часов, отводимых на лабораторные занятия по курсу "Петрография", особенно по петрографии метаморфических пород невелико. Как показывает многолетний опыт их проведения на геологическом факультете Иркутского государственного университета, при отсутствии достаточного количества учебных пособий, много времени уходит на пояснение материала по основам кристаллооптики, оптическим свойствам минералов и составу метаморфических пород.

Настоящее учебное пособие "Определитель минералов и метаморфических пород" отличается от ранее изданных увеличенным и значительно измененным разделом, посвященным метаморфическим породам. В частности, в пособии относительно подробно дана характеристика основных минералов метаморфогенного генезиса, их вторичным преобразованиям. Значительное внимание уделено характеристике структур и текстур метаморфических пород.

В учебном пособии даны практические приемы исследования минералов в шлифах на столике поляризационного микроскопа. Методика исследований включает следующие крупные разделы: "Исследование минералов на одном николе", "Исследование минералов при скрещенных николях" и "Исследование минералов в сходящемся свете". Эти разделы составляют соответственно первую главу учебного пособия, носящую методический характер.

Теоретические проблемы кристаллооптики, изложенные в существующих учебниках и достаточно полно освещаемые на лекциях при освоении курса "Петрография", затронуты в данном учебном пособии очень коротко и лишь в объеме, необходимом для понимания сущности

физических явлений, возникающих при работе с поляризационным микроскопом. Петрография метаморфических пород читается в заключительный семестр курса "Петрография", поэтому методика петрографических исследований в силу своей сложности требует постоянных упражнений и регулярного развития навыков. В противном случае приобретенные навыки по кристаллооптике быстро забываются, вследствие чего многие даже опытные геологи после некоторого перерыва в работе с микроскопом затрудняются сразу же приступить к петрографическим исследованиям, хотя в этом подчас ощущается настоятельная необходимость.

Вторая глава – "Физические и оптические свойства минералов в шлифах" – включает описание минералов метаморфических пород. Для удобства восприятия преподносимого материала за основу принята схема описания минерала, предложенная К.М.Сиротинным в учебном пособии "Определитель минералов" – М.: Изд-во Высшая школа, 1970. – 264 с. Рассматривая указанные в схеме описания минералы в принятой последовательности, студенты приходят к узкому кругу минералов, слагающих метаморфическую породу. Окончательное определение минерала производится сопоставлением оптических свойств, набранных студентами с приведенными в данном пособии. Многие минералы обладают переменными оптическими свойствами, обусловленными их компонентным составом и P-T условиями образования.

В третьей главе – "Метаморфические породы" – приведены сведения о метаморфических породах, необходимых для первоначального исследования. Это, в первую очередь, описания главных структур, текстур, типов и видов метаморфизма, обзор пород по типам метаморфизма, а также краткая характеристика фаций и субфаций контактового и регионального метаморфизма. Специальные вопросы петрологии метаморфических пород освещены во многих монографиях (Тернер, Ферхуген, 1961; Елисеев, 1963; Судовиков, 1964; Маракушев, 1965; Винклер, 1969; Добрецов и др., 1970; Великославинский, 1972; Саранчина, Шинкарев, 1973; Коржинский, 1973, и др.).

В конце учебного пособия даются примеры полного описания метаморфических пород по результатам петрографических исследований.

При подготовке к изданию данного пособия автор пользовался известными учебниками, монографиями и учебными пособиями. Некоторые из них близки по своим задачам. Перечень их помещен в рекомендуемом списке литературы. Они содержат разделы, связанные только с определениями оптических констант минералов и не касаются вопросов изучения метаморфических и магматических пород. Другие охва-

тывают все разделы курса "Петрография", но не могут быть использованы для индивидуальной и самостоятельной работы с поляризационным микроскопом.

В соответствии с проблемами, стоявшими перед автором учебного пособия, вопросы теории любого раздела освещаются в пособии в минимальном объеме и только в тех случаях, когда это необходимо для усвоения практических навыков работы с поляризационным микроскопом. Студенты-геологи знакомятся с теоретическими основами курса на лекциях и лабораторных занятиях, используя рекомендуемую литературу. Хорошим справочным руководством по диагностике пород является обширный атлас структур Ю.Ир.Половинкиной (1966).

При подготовке данного учебного пособия к изданию значительную помощь автору оказали академик Ф.А.Летников, сделавший ряд ценных замечаний, а также одни из наиболее опытных преподавателей Иркутского госуниверситета доценты А.А.Белоголов и В.А.Буланов. Автор пользуется случаем выразить им глубокую признательность и благодарность.

Отзывы об учебном пособии просьба присылать по адресу: 664003, г.Иркутск, ул.Карла Маркса, 1. Иркутский госуниверситет, геологический факультет.

#### УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ, ПРИНЯТЫЕ В ТЕКСТЕ

- а, в, с – направление кристаллографических осей  
а – первая кристаллографическая ось (горизонтальная)  
в – вторая кристаллографическая ось (горизонтальная)  
с – третья кристаллографическая ось (вертикальная)  
 $n_g, n_m, n_p$  – три главных показателя преломления, округленные до третьего знака после запятой  
 $n_g$  – наибольший показатель преломления в оптически двуосных минералах  
 $n_m$  – средний показатель преломления в оптически двуосных минералах  
 $n_p$  – наименьший показатель преломления в оптически двуосных минералах  
 $N_g, N_m, N_p$  – направление осей индикатрисы в двуосном минерале  
 $N_g$  – наибольшая ось индикатрисы  
 $N_m$  – средняя ось индикатрисы

- $N_p$  - наименьшая ось индикатрисы  
 $n_g - n_p$  - двупреломление в двуосных минералах  
 $n_e, n_o$  - два главных показателя преломления в оптически одноосных минералах  
 $n_o$  - показатель преломления обыкновенного луча  
 $n_e$  - показатель преломления необыкновенного луча  
 $n_o - n_e$  или  $n_e - n_o$  - двупреломление в одноосных минералах  
 $N_e \geq N_o$  - направление осей индикатрисы в одноосном минерале  
 $2V$  - угол оптических осей указывается всегда относительно острой биссектрисы  
 $r > \angle V$  - дисперсия оптических осей вокруг указанной (данной) биссектрисы  
 (100) - первый пинакоид  
 (010) - второй пинакоид  
 (001) - третий пинакоид  
 Пл.о.о. - плоскость оптических осей
- |                   |                              |
|-------------------|------------------------------|
| Ab - альбит       | Gedr - жедрит                |
| Akt - актинолит   | Gad - жадеит                 |
| Alm - алмаздин    | Glauk - глаукофан            |
| Amf - амфибол     | Grf - графит                 |
| An - анортит      | hrb - роговая обманка        |
| Andal - андалузит | Hyp - гиперстен              |
| Andr - андрадит   | rhyp - феррогиперстен        |
| Ant - антофиллит  | Iln - ильменит               |
| Ann - аннит       | Ist - истонит                |
| Avg - авгит       | Kaol - каолинит              |
| Bi - биотит       | KFsp - калиевый полевой шпат |
| Brns - бронзит    | Lav - лавсонит               |
| Br - брусит       | Lar - ларнит                 |
| Calc - кальцит    | Lom - лимонит                |
| Evl - эвлит       | Mgt - магнетит               |
| Ep - эпидот       | Sill - силлиманит            |
| Fai - фаялит      | Sider - сидоррофиллит        |
| Forst - форстерит | Sk - скаполит                |
| Fibr - фибролит   | stisn - стивовит             |
| Fsil - ферросилит | Stav - ставролит             |
| Gr - гранат       | Czs - клиноцоизит            |
| Gross - гроссуляр | Chl - хлорит                 |
| Gem - гематит     | Chld - хлоритоид             |

Di - диопсид	Pyr1 - пиррофиллит
Dist - дистен	Prep - пренит
Dol - доломит	Pump - пумпеллит
Enst - энстатит (Censt клиноэнстатит)	Px - пироксен
Mi - микроклин	Pl <sub>50</sub> - плагиоклаз и его номер
Mus - мусковит	Phlg - флогопит
Mer - мервинит	Phng - фенгит
Mont - монтичеллит	Q (Oz) - кварц
Mel - мелилит	Rin - рингвудит
Mei (nf) - нефелин	Ru - рутил
Oliv (Ol) - оливин	Sapf - сапфирин
Ort (Or) - ортоклаз	Tr - тремолит
OPyr - ортопироксен (ромбический пироксен)	Thl - тальк
OPx - пироксен)	Turn - турмалин
Omf - омфацит	Ves - везувиан
Kyr - пироп	Woll - волластонит
Krg - парагонит	Spl - шпинель
Cord - кордиерит	USpl - ульвошпинель
Corn - корунд	Spess - спессартин
Cross - кроссит	San - санидин
Cummi - куммингтонит	Spur - спуррит
CPyr - клинопироксен	Stp - стильномелан
CPx - моноклинный пироксен	Serp - серпентин
	Zs - цюзит
	Zr - циркон

P - общее давление при формировании пород, кбар

T - температура образования пород, °C

$$f = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100\% - \text{железистость минералов}$$

## Часть I. МЕТОДИКА РАБОТЫ С ПОЛЯРИЗАЦИОННЫМ МИКРОСКОПОМ

В практике петрографических исследований большая роль принадлежит микроскопическим методам. При этом последовательно определяются кристаллооптические константы минералов. Всем минералам характерны присущие только для них оптические константы, диагностика которых входит в задачу петрографа. Исследования по определению оптических констант минералов подразделяются на: ортоскопические (в параллельном пучке света) и коноскопические (в сходящемся пучке света). Методика изучения породообразующих минералов с помощью поляризационного микроскопа подразделяется на три определяющих вида:

- исследования минералов при одном николе или в параллельном свете;
- исследования минералов при двух или скрещенных николях;
- исследования минералов в сходящемся свете.

Каждый вид изучения минералов имеет самостоятельные задачи, решение которых позволяет относительно быстро диагностировать данный минерал или породу в целом.

### I. I. Исследование минералов при одном николе

При одном николе определяют цвет, форму, характер спайности, размер и относительную величину показателей преломления минералов. Оптическая система микроскопа при этом предельно упрощается; полностью открыта диафрагма, а также выключены линза Лазо, николя-анализатор и линза Бертрана.

#### I. I. I. Цвет минерала и его плеохроизм

При изучении в проходящем свете различают минералы непрозрачные, т.е. полностью поглощающие световые лучи, и прозрачные, т.е. полностью или частично пропускающие свет. К первым относятся, в основном, рудные минералы. В шлифе они выглядят совершенно черными, и их определение проводится в отраженном свете по особой методике.

Большинство породообразующих минералов относятся ко второй группе; одни из них в шлифе под микроскопом совершенно бесцветны, другие окрашены. Многие окрашенные минералы, кристаллизующиеся во всех сингониях, кроме кубической, обладают плеохроизмом.

Плеохроизмом называется свойство кристаллов темноцветных минералов изменять окраску в зависимости от направления световых колеба-

ний, проходящих через них. Это свойство обусловлено различным характером поглощения световых лучей по разным направлениям в кристалле и проявляется оно при изучении окрашенных минералов под микроскопом при одном николе.

Плоскость колебания световых лучей в поляризационном микроскопе всегда остается постоянной и соответствует положению плоскости поляризации поляризатора. Поворачивая столик микроскопа, мы тем самым меняем положение зерна минерала относительно этой плоскости. При этом у минералов, обладающих плеохроизмом, наблюдается постепенное изменение окраски.

У одних минералов плеохроизм выражается в изменении интенсивности окраски, например, от темно-бурого до светло-бурого (базальтическая роговая обманка) – плеохроизм первого рода; у других – в изменении цвета, например, от бледно-зеленого до бледно-розового (гиперстен) – плеохроизм второго рода; у третьих – в изменении цвета и интенсивности, например, от темно-коричневого до светло-желтого (биотит) – плеохроизм третьего рода.

Для ряда минералов плеохроизм является важнейшим диагностическим признаком. Изучение плеохроизма минералов проводится при выключенном николе-анализаторе. В заключение рассмотрим порядок проведения работы при определении рода плеохроизма:

- регулируется микроскоп (освещение, центрировка);
- устанавливается на столике шлиф с окрашенным минералом так, чтобы направление спайности минерала совпадало с вертикальной нитью окуляра в микроскопе;
- вращая столик микроскопа, наблюдается характер изменения окраски зерен минерала в различных разрезах;
- зарисовывается одно из зерен в положениях, наиболее сильно отличающееся по окраске.

### 1.1.2. Форма минерала

В горной породе выделений минералов и общий облик тех или иных кристаллов зависят от многих факторов – от кристаллографических особенностей минерала и силы его кристаллического роста, от P-T условий кристаллизации, характера взаимоотношений, растущего минерала с изменяющейся обстановкой окружающей среды и т.д.

В благоприятных условиях минерал образует присущие ему формы выделений и характеризуется правильными кристаллографическими ограничениями; такие кристаллы называются идиоморфными. Если крист-



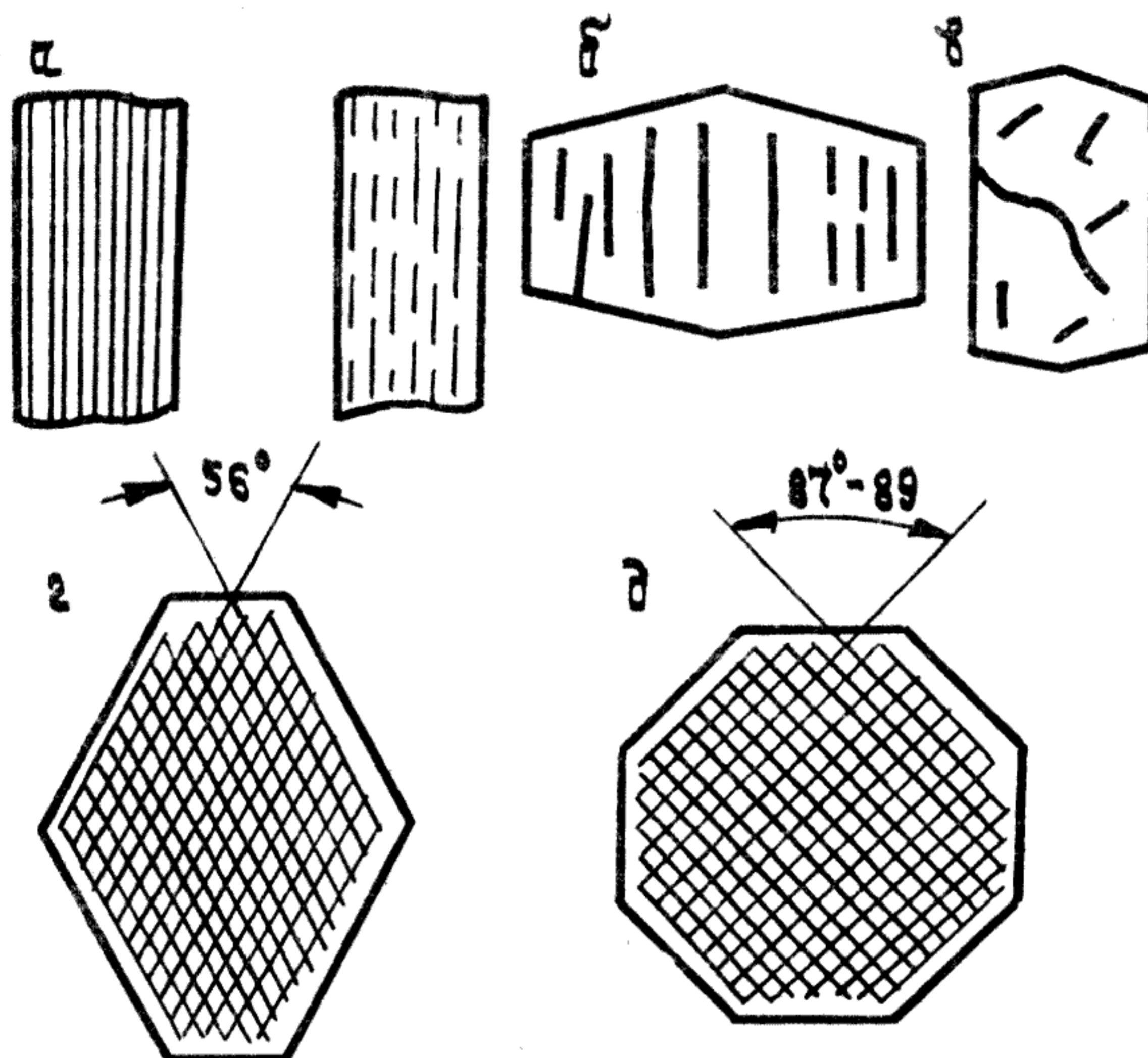


Рис. I. Типы спайности: а - совершенная в одном направлении; б - несовершенная; в - спайность в двух направлениях (амфибола); д - спайность в двух направлениях (пироксена)

У минералов с совершенной спайностью линии трещин относительно широкие, протягивающиеся параллельно друг другу в большинстве случаев также через все зерно.

Минералы, обладающие несовершенной спайностью, характеризуются наличием широких или прерывистых, иногда извилистых и не всегда строго параллельных. Однако единое направление трещин выдерживается достаточно отчетливо. Если минерал спайностью не обладает, то трещины либо отсутствуют совсем, либо располагаются беспорядочно (см. рис. I).

Трещины спайности могут проходить в одном направлении, как, например, у слюд мусковита, биотита, флогопита, лепидолита и других, в двух направлениях (минералы группы полевых шпатов, амфиболов, пироксенов и другие), в трех направлениях (кальцит, доломит, галит и другие), в четырех направлениях (флюорит) и в шести направлениях (сфалерит).

Для минералов, имеющих спайность в двух и более направлениях, одним из диагностических признаков является величина угла между

трещинами (угол спайности). Особенно важно его определение для минералов группы пироксенов и амфиболов, сходных между собой по ряду других оптических констант и резко отличающихся по величине угла спайности. У пироксенов он составляет  $87^{\circ}$  (см. рис. 1), а у амфиболов -  $56^{\circ}$ .

При изучении под микроскопом спайности минерала необходимо помнить, что вследствие беспорядочного расположения кристаллов в породе в шлифе она заметна не во всех зернах, а у минералов со спайностью в двух направлениях гораздо чаще наблюдаются зерна с трещинами, проходящими в одном направлении. Поэтому для правильной и полной характеристики спайности минерала надо обязательно просмотреть все зерна в исследуемом шлифе.

Определение угла между спайностями осуществляется следующим образом. Находится зерно минерала с хорошо выраженными, тонкими, четкими линиями трещин спайности. Данное зерно помещается в центр поля зрения. При вращении столика микроскопа одна система трещин совмещается с нитью окуляра и делается отсчет по нониусу (рис. 2 а). Затем столик поворачивается до совмещения с той же нитью окуляра второй системы трещин спайности (рис. 2 б). Производится второй отсчет. Разница отсчетов дает величину угла между спайностями.

1.1.4. Определение величины показателя преломления минерала

Показатель преломления ( $n$ ) является одним из важнейших диагностических признаков минералов.

Определение его в зависимости от цели исследования проводится разными методами с различной степенью точности.

Для наиболее точного определения величины показателя преломления (до десятитысячных долей единицы) пользуются кристалл-рефрактометром. Измерение показателя преломления этим прибором основано на явлении полного внутреннего отражения при падении световой волны из среды, более сильно преломляющей, в среду, менее сильно преломляющую. Величина показателя преломления минерала вычисляется по формуле

$$n = N \sin \varphi,$$

где  $N$  - известный показатель преломления стеклянного полушария, из которого световая волна падает на исследуемый минерал;  $\varphi$  - угол падения луча, при котором он испытывает полное внутреннее отражение.

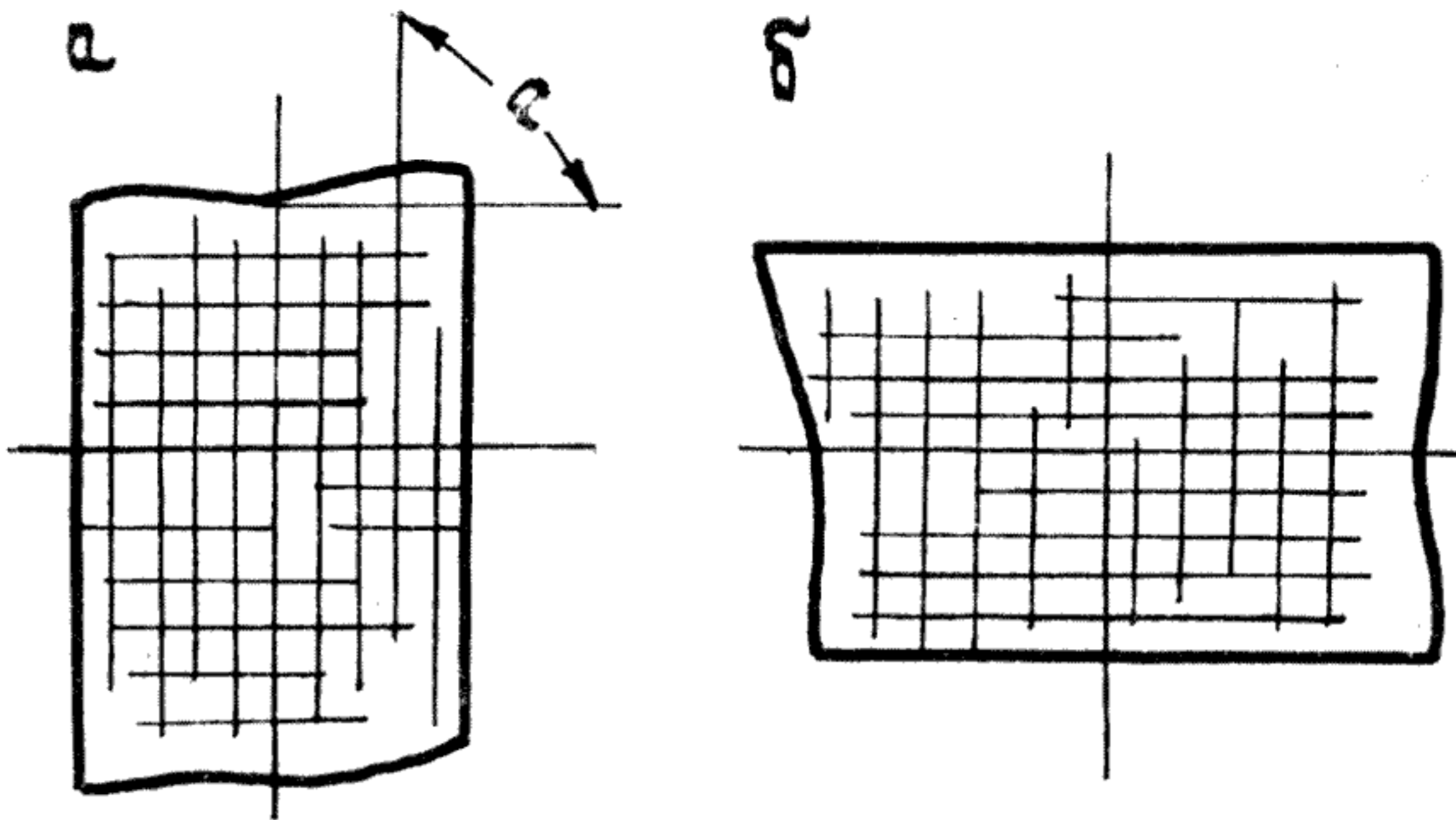


Рис.2. Определение угла спайности ( $\alpha$ ): а – с вертикальной нитью окуляра совмещены трещины спайности, параллельные длинной стороне зерна; б – с вертикальной нитью окуляра совмещена система трещин спайности, параллельная короткой стороне зерна

Кристалл-рефрактометр позволяет измерять показатели преломления кристаллического и некристаллического вещества при условии, что их значения не превышают величины 1,8–1,9.

В научно-исследовательских и производственных лабораториях показатели преломления минералов чаще всего определяют и м м е р с и о н н ы м м е т о д о м. Одним из существенных преимуществ этого метода является возможность его использования для определения даже мелких зерен, размером в десятые доли миллиметра, причем точность определения составляет  $\pm 0,001$ .

Основа метода заключается в том, что, пользуясь специальным набором жидкостей с разными, заранее известными показателями преломления, подбирают жидкость с показателем преломления, равным показателю преломления минерала. Обычно применяют наборы жидкостей с показателями от 1,4–до 1,87.

Наиболее простым и доступным способом определения показателя преломления минералов при изучении их с помощью поляризационного микроскопа является метод сравнения с показателем преломления канадского бальзама, величина которого всегда постоянна ( $n_{к.о} = 1,537 \approx 1,54$ ). У зерен минералов с показателем преломления, отличающимся от показателя преломления канадского бальзама, наблюдаются так называемая световая полоска, или линия Бекке, рельеф и шагреньевая поверхность, по характеру которых и определяется показатель преломления минерала.

**Л и н и я Б е к к е.** На границе минерала с канадским бальзамом при разнице показателей преломления 0,001 и более появляется тонкая световая полоска – линия Бекке, точно повторяющая контуры зерна. Возникновение световой полоски объясняется явлениями преломления и полного внутреннего отражения лучей, падающих на поверхность соприкосновения двух минералов или минерала и канадского бальзама с разными значениями  $n$ . При подъеме и опускании тубуса (или столика микроскопа) она перемещается с зерна на канадский бальзам и обратно. Необходимо твердо запомнить следующее: при подъеме тубуса микроскопа световая полоска (линия) Бекке перемещается в сторону минерала с большим показателем преломления, а при опускании – на минерал с меньшим показателем преломления.

Все минералы по показателю преломления по отношению к канадскому бальзаму можно разделить на две группы: I –  $n_{\text{мин.}} < n_{\text{к.б.}}$ ;

II –  $n_{\text{мин.}} > n_{\text{к.б.}}$ .

**Р е л ь е ф м и н е р а л а.** При разнице показателя преломления минерала и канадского бальзама в 0,020 и больше зерна зрительно становятся выпуклыми, кажутся как бы приподнятыми над плоскостью шлифа. Они, как принято говорить, имеют рельеф. Объяснить это явление можно тем, что зерна минералов играют роль собирающих линз (световые лучи всегда отклоняются в сторону среды с большим показателем преломления), поэтому они лучше освещены и кажутся нам расположенными к глазу ближе, чем окружающая среда.

Степень проявления рельефа (слабый, средний, сильный) зависит от того, насколько показатель преломления минерала отличается от показателя преломления канадского бальзама (рис.3). Принято различать положительный и отрицательный рельефы. В первом случае зерно кажется приподнятым, как бы выступающим из плоскости шлифа ( $n_{\text{мин.}} > n_{\text{к.б.}}$ ). Во втором – зерно на фоне канадского бальзама выглядит опущенным, вдавленным ( $n_{\text{мин.}} < n_{\text{к.б.}}$ ).

**Ш а г р е н е в а я п о в е р х н о с т ь (ш а г р е н ь).** При изготовлении шлифа нижнюю и верхние плоскости кусочка породы шлифуют. При этом всегда остаются микроскопические неровности, заполняемые впоследствии канадским бальзамом. У минералов с показателем преломления, близким к  $n_{\text{к.б.}} = 1,540$ , эти неровности не заметны, т.к. световые лучи в этом случае на границе минерал – канадский бальзам почти не испытывают отклонения от первоначального направления и поверхность зерен освещается равномерно.

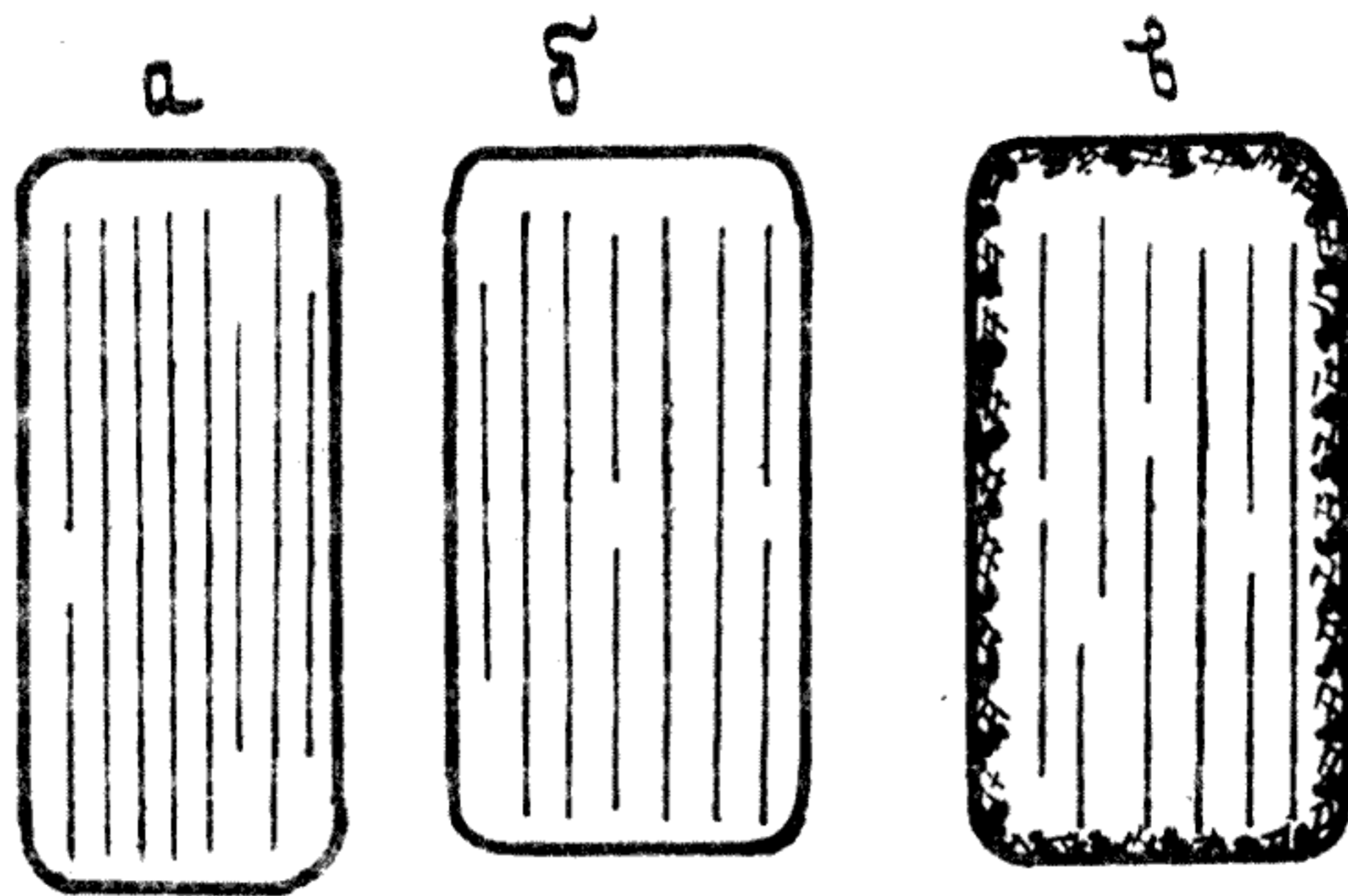


Рис.3. Степень проявления рельефа зерен минералов под микроскопом: рельеф: а - слабый; б - средний; в - сильный

Если показатель преломления минерала значительно (на 0,020 и больше) отличается от показателя преломления канадского бальзама, то неровности зерна становятся заметнее, и она кажется шероховатой. Это объясняется явлениями преломления и полного внутреннего отражения световых лучей. Поверхность таких зерен напоминает поверхность шагреновой кожи.

Шагреновая поверхность проявляется тем резче и заметнее, чем больше  $n_{\text{мин.}}$  отличается от  $n_{\text{к.б.}}$ . Следует отметить, что наблюдения за перемещением светового эффекта, т.е. полосы Бекке, характером рельефа и шагреновой поверхности проводятся при частичном закрытии диафрагмы и опущенной осветительной системе; последнее необходимо для получения потока сравнительно небольшого числа параллельных световых лучей.

Таким образом, по величине показателя преломления все минералы подразделены на семь групп (табл. I).

**Д и с п е р с н ы й э ф ф е к т В.Н.Л о д о ч н и к о в а.**  
В мелкозернистых и сложенных, главным образом, бесцветными минералами породах наблюдение полосы Бекке бывает весьма затруднительным. Поэтому для определения величины относительного показателя преломления В.Н.Лодочников предложил использовать цветовой эффект, возникающий на границе соприкасающихся разнопреломляющих минералов или минерала и канадского бальзама. Минерал, который имеет больший показатель преломления, окрашивается в слабый зеленоватый цвет, а минерал с меньшим преломлением - в золотисто-желтоватый. Наблюдение

Т а б л и ц а I

Величины показателя преломления, рельеф  
и шагреновая поверхность минералов

Группа	Показатель преломления ( $n$ )	Перемещение полоски Бекке при поднятии тубуса	Рельеф	Линия контура	Поверхность
I	1,410–1,470	На бальзам	(–)*	Четкая	Бугристая
II	1,471–1,534	–"–	(–)	Тонкая	Гладкая
III	1,535–1,545	Дисперсионный эффект	(+)	Нет	Гладкая
IV	1,550–1,600	На минерал	(+)	Тонкая	Гладкая
V	1,610–1,650	На минерал	(+)	Средняя	Извилистая
VI	1,660–1,780	На минерал	(+)	Четкая	Бугристая
VII	1,780	Нечеткая	(+)	Широкая	Бугристая

Примечание: \* – рельеф отрицательный (–), положительный (+) и нейтральный (+).

данного явления требует внимания и определенных навыков, но вполне оправдывает себя, т.к. значительно облегчает работу.

**Псевдоабсорбция.** Подавляющее большинство минералов, входящих в состав пород, являются оптически анизотропными. В разных направлениях они имеют различные показатели преломления. В связи с этим рельеф и шагреновая поверхность зависят от того, какой из показателей преломления совпадает с направлением колебаний света, пропускаемых поляризатором. У большинства минералов разница в преломлении по отдельным направлениям невелика, поэтому при вращении шлифа на предметном столике существенных изменений ни в рельефе, ни в шагреновой поверхности не наблюдается. Когда же в данном сечении зерна имеется большое различие в показателях преломления, то при вращении шлифа указанные оптические свойства резко изменяются. Так, у карбонатов, в сечении, параллельном оптической оси, у слюд в разрезе, перпендикулярном спайности, в данном случае наблюдаются очень резкие рельеф и шагреновая поверхность, а при повороте на  $90^\circ$  эти явления исчезают. Первый случай соответствует совпадению наибольшего показателя преломления минерала с плоскостью колебаний в николе-поляризаторе, второй – совпадению наименьшего показателя преломления. Для указанных групп минералов это явление, носящее название псевдоабсорбции, является хорошим диагностическим признаком.

## 1.2. Исследование минералов при скрещенных николях

При скрещенных николях определяют наименование осей оптической индикатрисы в данном сечении, уточняют плеохроизм в определенных направлениях, определяют силу двупреломления, знак главной зоны (или удлинение) минерала, углы угасания, разность хода волн, изучают двойники, отличают изотропные минералы от анизотропных.

### 1.2.1. Оптическая индикатриса

При изучении оптических свойств кристаллов пользуются вспомогательной пространственной фигурой, называемой оптической индикатрисой. Оптическая индикатриса – воображаемая фигура, построенная на величинах показателей преломления, отложенных в направлении колебания электрического вектора соответствующей световой волны, перпендикулярном к направлению распространения той же волны. Поверхность индикатрисы представляет собой эллипсоид. В зависимости от свойств кристаллов форма эллипсоида меняется. Так, если два показателя преломления равны, то индикатриса имеет форму эллипсоида вращения, а если равны все показатели преломления, то она принимает форму шара. В общем же случае эллипсоид имеет три неравные оси. Главными осями эллипсоида являются:  $N_g$  – наибольшая;  $N_m$  – средняя;  $N_p$  – наименьшая.

Индикатриса кристаллов средней сингоний представляет собой эллипсоид, осью вращения которого является оптическая ось, а перпендикулярно к ней располагается круговое сечение. Различают оптически одноосные положительные и отрицательные кристаллы. В одноосных положительных кристаллах необыкновенный луч обладает меньшей скоростью по сравнению с обыкновенным ( $n_e > n_o$ ) и совершает колебания в направлении большего показателя преломления  $N_g$ , а обыкновенный луч обладает большей скоростью и колеблется в направлении меньшего показателя преломления  $N_p$ . В одноосных отрицательных кристаллах  $n_o > n_e$  и соответственно обыкновенный луч совершает колебания в направлении  $n_o$ , а необыкновенный – в направлении  $N_p$ .

Индикатриса одноосных положительных кристаллов имеет вытянутую форму: осью вращения является ось  $N_g$ , а радиусом кругового сечения – ось  $N_p$ . Для одноосных отрицательных кристаллов эллипсоид имеет сплюснутую форму: осью вращения является ось  $N_p$ , а радиусом кругового сечения – ось  $N_g$  (рис. 4).

Оптическая индикатриса кристаллов низших сингоний представляет собой трехосный эллипсоид, оси которого соответствуют показателям

преломления  $n_g$ ,  $n_p$  и  $n_m$ . Кристаллы низших сингоний оптически двуосные. Угол между оптическими осями носит название угла оптических осей и обозначается  $2v$ . Величина его изменяется от 0 до  $90^\circ$ . Если биссектрисой острого угла оптических осей будет ось эллипсоида  $n_g$ , то кристалл называется оптически положительным. Если же биссектрисой острого угла оптических осей будет ось эллипсоида  $n_p$ , то кристалл называется оптически отрицательным. Оптические оси лежат в сечении  $n_g - n_p$ , которое называется плоскостью оптических осей; перпендикулярно ему располагается ось  $n_m$ . В трехосном эллипсоиде ось  $n_m$  является радиусом круговых сечений, перпендикулярных оптическим осям (рис.5).

Оси эллиптических сечений индикатрисы являются векторами, указывающими направления колебаний и величину показателей преломления для лучей, распространяющихся перпендикулярно к данному сечению. Для определения направления колебаний возникающих лучей и величин показателей преломления делить оптическую индикатрису плоскостью, проходящей через ее центр и перпендикулярной данному лучу. Тогда направления осей полученного сечения укажут на направления колебаний, а величины полуосей – на показатели преломления.

Все свойства кристаллов, в том числе и оптические, по всем направлениям, параллельным данному, тождественны. Поэтому безразлично, какую точку кристалла принять за центр оптической индикатрисы. Оптические оси и оси индикатрисы должны рассматриваться как направления, т.е. как совокупность линий параллельных данной.

Частицы, из которых состоит кристалл, расположены вдоль равных направлений одинаково, поэтому по равным направлениям кристалл имеет одинаковые физические свойства. По единичному направлению свойства кристалла могут отличаться от свойств по всем другим направлениям. Единичным направлением в кристалле является оптическая ось, при прохождении по которой лучи не испытывают двупреломления. Единичное направление оптической индикатрисы совпадает с единичным направлением в кристалле.

В кристаллах кубической сингонии единичное направление отсутствует и оптическая индикатриса имеет форму шара и располагается произвольно.

В кристаллах гексагональной, тригональной и тетрагональной сингоний оптическая индикатриса имеет форму эллипсоида вращения, единичное направление которого – оптическая ось, совпадающая с осью симметрии высшего порядка ( $L_3, L_4, L_6$ ).

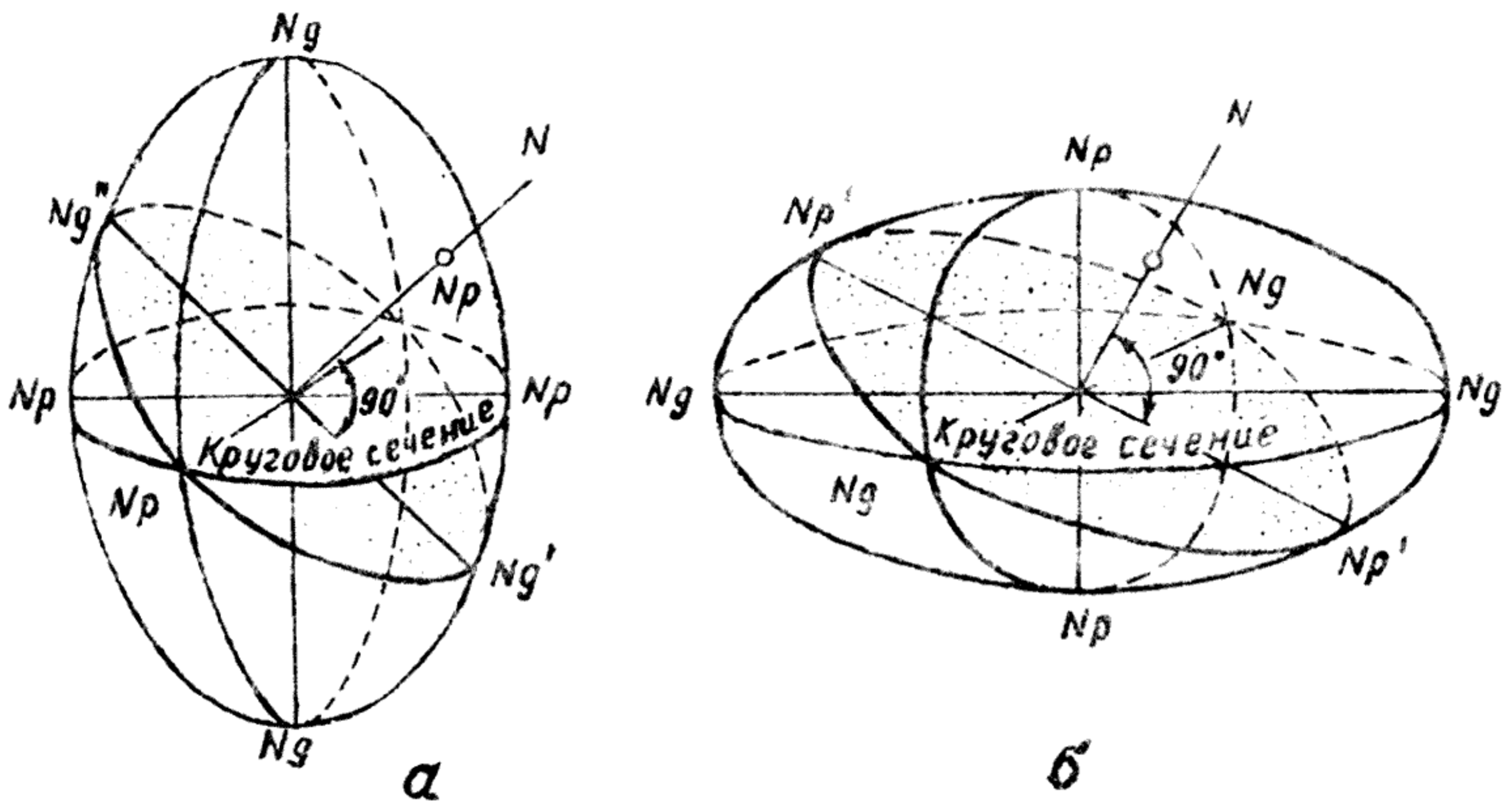


Рис.4. Оптическая индикатриса одноосного кристалла: а - положительного; б - отрицательного (направление  $N$  иллюстрирует правило индикатрисы)

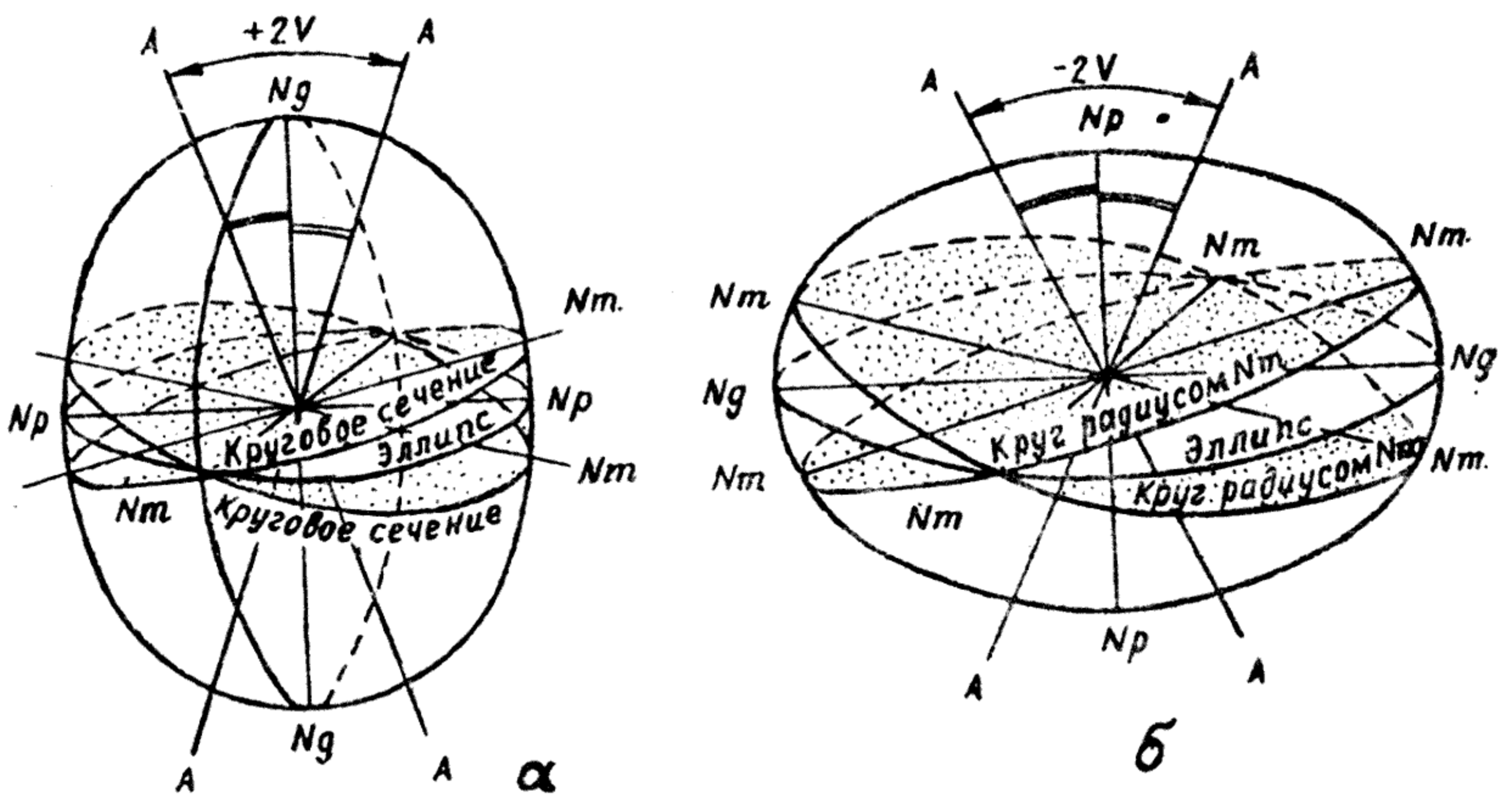


Рис.5. Оптическая индикатриса двуосного угла: а - положительного; б - отрицательного

В кристаллах ромбической, моноклинной и триклинной сингоний индикатриса имеет форму трехосного эллипсоида, ориентировка которого в разных сингониях неодинакова.

### 1.2.2. Определение силы двойного лучепреломления минерала

По отношению к поляризованному свету кристаллы минералов разделяются на две группы: опти-

чески изотропные, обладающие одинаковыми оптическими свойствами по всем направлениям, и оптически анизотропные, свойства которых меняются в зависимости от направления. К первым относятся кристаллы кубической сингонии и минералы аморфного строения. Характерной особенностью изотропных минералов является то, что при скрещенных николях, т.е. при двух николях, они становятся темными, почти черными и не просветляются при повороте столика микроскопа. Иначе выглядят анизотропные минералы – кристаллы гексагональной, тригональной, тетрагональной, ромбической, моноклинной и триклинной сингоний.

Луч света, входя в пластинку анизотропного минерала, разлагается на два луча с разными показателями преломления, распространяющиеся с различными скоростями и колеблющиеся во взаимно перпендикулярных плоскостях. Это явление получило название двойного лучепреломления, или двупреломления.

Силой двойного лучепреломления ( $\Delta$ ) называется величина, показывающая, насколько показатель преломления одного луча отличается от показателя преломления другого –  $\Delta = n_1 - n_2$ , где  $n_1$  и  $n_2$  – показатели преломления.

Сила двупреломления – величина переменная. В зависимости от направления прохождения света в кристалле она изменяется от нуля до какого-то максимума, который принято считать истинной величиной силы двупреломления данного минерала:  $\Delta = n_g - n_p$ , где  $n_g$  – наибольший по величине показатель преломления данного минерала, а  $n_p$  – наименьший.

Значения  $\Delta$  для различных минералов колеблются в довольно широких пределах. Так, для нефелина она равна 0,005–0,006, для оливина – 0,035–0,040, а для кальцита достигает 0,172–0,180. Определение силы двупреломления минералов основано на изучении в шлифах явления интерференции световых волн, проходящих через кристалл.

Луч света, входя в кристалл, раздваивается, и каждая из образовавшихся световых волн распространяется в кристалле со свойственной ей скоростью. В результате один луч обгоняет другой, и между ними возникает разность хода ( $\delta$ ). Величина которой измеряется в

миллимикронах и прямо пропорциональна длине пути, пройденного в анизотропной среде, т.е. толщине кристаллической пластинки ( $a$ ), в данном случае толщине шлифа, и силе двупреломления данного кристалла ( $\Delta$ ):  $R = a \Delta = d(n_g - n_p)$ .

Наличие определенной разности хода при прохождении световых лучей через анализатор обуславливает их интерференцию, вследствие чего зерна минералов при изучении их под микроскопом в белом свете приобретают интерференционные окраски. Причем каждому значению разности хода соответствует своя интерференционная окраска. Следовательно, по характеру интерференционной окраски можно определить разность хода, которая, в свою очередь, связана с искомой  $\Delta$  уже известной зависимостью. В итоге определение силы двупреломления минерала сводится к определению интерференционной окраски.

При определении силы двупреломления минералов пользуются таблицей Мишель-Леви (рис.6), которая является графическим выражением зависимости  $R = a \Delta$ .

На рис.6 внизу по горизонтали отложены значения разности хода (в миллимикронах), каждому из которых отвечает определенная интерференционная окраска. При увеличении разности хода цветные полосы периодически повторяются. Это позволяет разбить их на порядки.

К первому порядку относятся цвета серый, белый, желтый, оранжевый и красный, постепенно переходящие один в другой. Второй и третий порядки начинаются с фиолетового цвета, далее следует синий, зеленый, желтый, оранжевый и красный. При сравнении интерференционных окрасок первых трех порядков видно, что в первом порядке имеются отсутствующие в других порядках серый и белый цвета, но нет синего и зеленого.

В первом и втором порядках цветные полосы имеют наиболее яркую окраску. Затем они постепенно бледнеют и при очень больших разностях хода все цвета сливаются и образуют интерференционную окраску, называемую белой высшего порядка.

Слева по вертикали на таблице Мишель-Леви отложена толщина шлифа  $a$  в микронах ( $1 \text{ мк} = 0,001 \text{ мм}$ ). Из нижнего левого угла таблицы веерообразно вверх и вправо расходятся прямые линии, на концах которых указаны значения силы двупреломления.

При изучении интерференционной окраски минерала необходимо уметь определять ее порядок. Для этого пользуются "правилом каемок": по периферии зерна наблюдается серия цветных каемок,



последовательно повторяющая цвета таблицы Мишель-Леви.

Причина появления цветных каемок заключается в том, что зерна минералов в шлифе только в центральной своей части имеют толщину 0,03 мм, к периферии она уменьшается, а следовательно, в том же направлении уменьшается и разность хода. Это приводит к смене интерференционных окрасок от наиболее высоких в центральной части зерна к низким в краевых частях. Последовательность и число наблюдаемых каемок соответствуют количеству и последовательности цветных полос таблицы Мишель-Леви, расположенных влево от интерференционной окраски центральной части зерна. Например, если в центральной части зерно имеет окраску синюю второго порядка, то от края к центру будут последовательно наблюдаться серая, белая, желтая, красная и фиолетовая каемки. Если же в зерне наблюдается окраска синяя третьего порядка, то от краев к центру располагаются серая, белая, желтая, красная каемки первого порядка, далее — фиолетовая, синяя, зеленая, желтая, красная второго порядка и фиолетовая третьего порядка (рис. 7).

Прослеживая одну за другой цветные каемки, начиная от края зерна к центру, и сравнивая их последовательно слева направо с цветными полосками в таблице Мишель-Леви, мы устанавливаем интерференционную окраску и ее порядок, соответствующий данному разрезу минерала.

Необходимо иметь в виду, что иногда толщина зерна в шлифе увеличивается не постепенно, а резко. Это приводит к выпадению некоторых цветных каемок. Однако целый порядок, как правило, никогда не отсутствует, и ориентируясь на оставшиеся каемки, всегда можно правильно определить порядок интерференционной окраски центральной части зерна.

Интерференционная окраска в зернах бесцветных минералов наблюдается отчетливо. Определение интерференционной окраски (особенно в пределах первого порядка) у цветных минералов иногда вызывает некоторое затруднение. Дело в том, что собственная окраска минерала, не влияющая на характер интерференционной, но, просвечивая через эту окраску, она как бы загрязняет ее. Об этом необходимо помнить в случае изучения интенсивно окрашенных минералов.

Для определения силы двупреломления минерала необходимо в шлифе найти зерно с наивысшей интерференционной окраской, затем по таблице Мишель-Леви найти точку пересечения этой окраски с горизон-

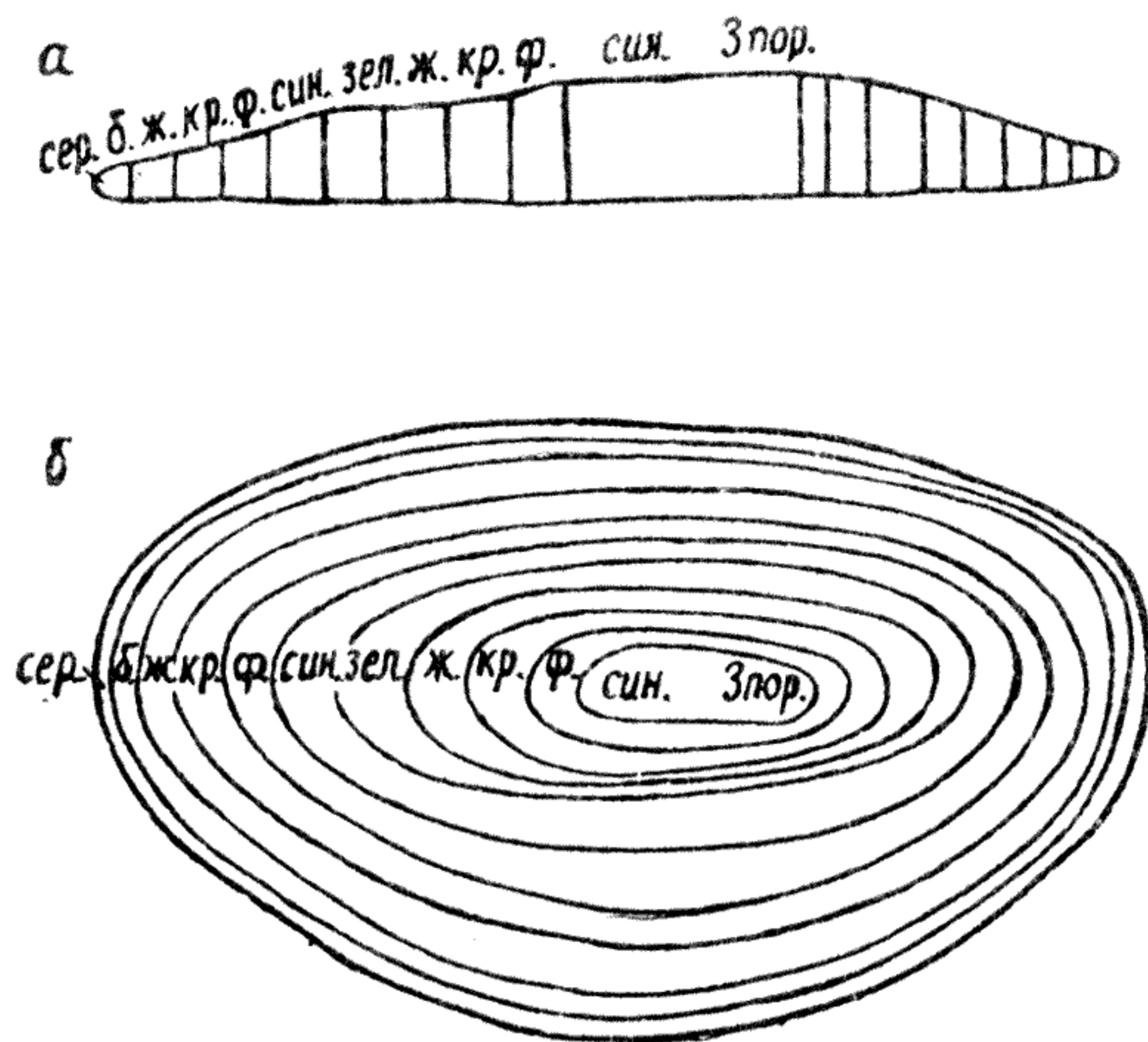


Рис.7. Зависимость между толщиной зерна (а), разностью хода (R) и интерференционной окраской: а - поперечный разрез; б - вид сверху

тальной линией, соответствующей 0,03 мм (толщина шлифа). Через эту точку проходит одна из веерообразных расходящихся линий, на верхнем конце которой и указана искомая величина  $\Delta$ .

### 1.2.3. Определение угла погасания минерала

Оптически анизотропные минералы при скрещенных николях и вращении предметного столика микроскопа на  $360^\circ$  четыре раза темнеют (погасают) и четыре раза просветляются, приобретая ту или иную интерференционную окраску. Кратко это явление можно объяснить следующим образом. Известно, что колебания световых волн в кристаллах взаимно перпендикулярны и параллельны осям индикатрисы. При повороте столика наступает момент, когда оси индикатрисы совпадут с направлением световых колебаний в николях и световая волна, пройдя через поляризатор и кристалл, будет погашена анализатором, который не пропустит этих колебаний. В момент наилучшей видимости интерференционной окраски кристалла оси индикатрисы располагаются под углом  $45^\circ$  к направлению колебаний света в анализаторе и поляризаторе.

Определить оптическую ориентировку означает найти положение осей индикатрисы относительно кристаллографических осей (X, Y, Z).

Последние совпадают с трещинами спайности, с направлением удлинения зерна или с хорошо развитыми гранями кристалла.

Практически определение оптической ориентировки сводится к замеру угла между осью индикатрисы и спайностью или удлинением зерна. Этот угол получил название угла погасания. Он замеряется в разрезе, параллельном плоскости индикатрисы.  $N_g N_p$ , или, что то же самое, плоскости оптических осей. Этот разрез характеризуется наивысшей для данного минерала интерференционной окраской.

Как отмечалось, спайность наблюдается в виде системы параллельных трещин. Положение осей индикатрисы определяется в момент погасания зерна. Кристаллы погасают, т.е. становятся темными тогда, когда направления осей индикатрисы, параллельно которым колеблется световой луч в кристалле, совпадают с направлением световых колебаний в николях-поляризаторе и анализаторе.

В правильно отрегулированном микроскопе николи установлены так, что плоскости колебаний пропускаемых ими световых лучей ориентированы параллельно нитям окуляра. Это необходимо проверить, приступая к определению оптической ориентировки (порядок проверки описан ниже). Следовательно, нити окуляра в момент погасания зерна указывают на положение осей индикатрисы в данном разрезе минерала.

Для измерения угла погасания берут отсчеты по лимбу столика микроскопа при двух его положениях. Первый отсчет берут тогда, когда направление трещин спайности параллельно одной из нитей окуляра (рис. 8а). Второй отсчет проводят в момент погасания зерна, когда параллельно нитям окуляра располагаются оси индикатрисы минерала  $N_1 N_2$  (рис. 8б).

Оси индикатрисы в кристаллах средних сингоний – тригональной, тетрагональной и гексагональной, ромбической и некоторых разрезах моноклинной сингонии совпадают с кристаллографическими осями, т.е. спайностью. Угол погасания в таких кристаллах будет равен нулю (или  $90^\circ$ ). Такой тип погасания получил название прямого погасания (рис. 9а).

В большинстве разрезов кристаллов моноклинной сингонии и в кристаллах триклинной сингонии оси индикатрисы не совпадают с кристаллографическими осями. Угол погасания в этом случае не равен нулю, а тип погасания называется косым погасанием (рис. 9б).

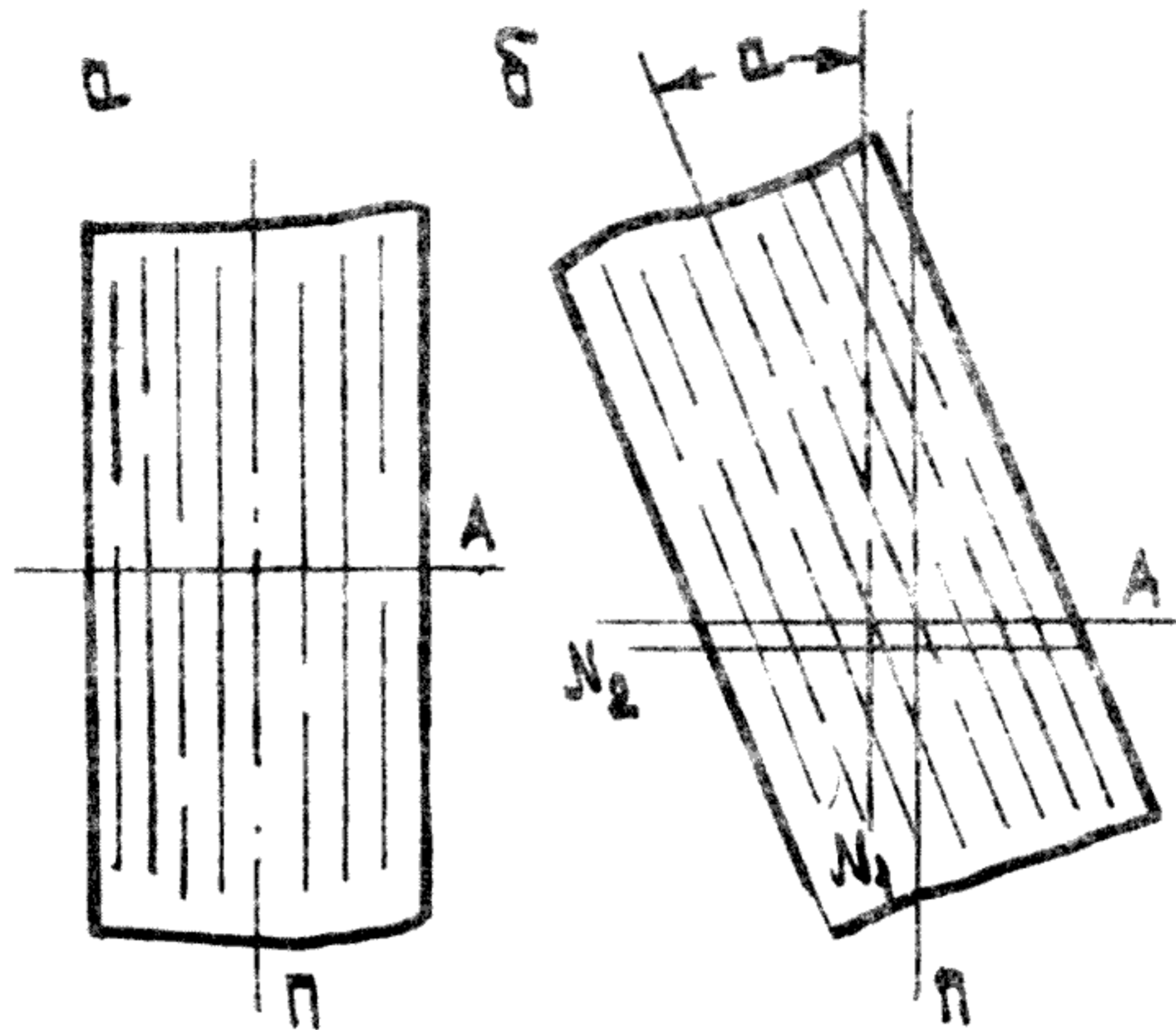


Рис.8. Определение угла погасания в кристалле: а – спайность параллельна нити окуляра (первый отсчет); б – момент погасания зерна – оси индикатрисы ( $N_1$  и  $N_2$ ) параллельны нитям окуляра (второй отсчет). П – плоскость поляризации поляризатора; А – плоскость поляризации анализатора;  $\alpha$  – угол погасания

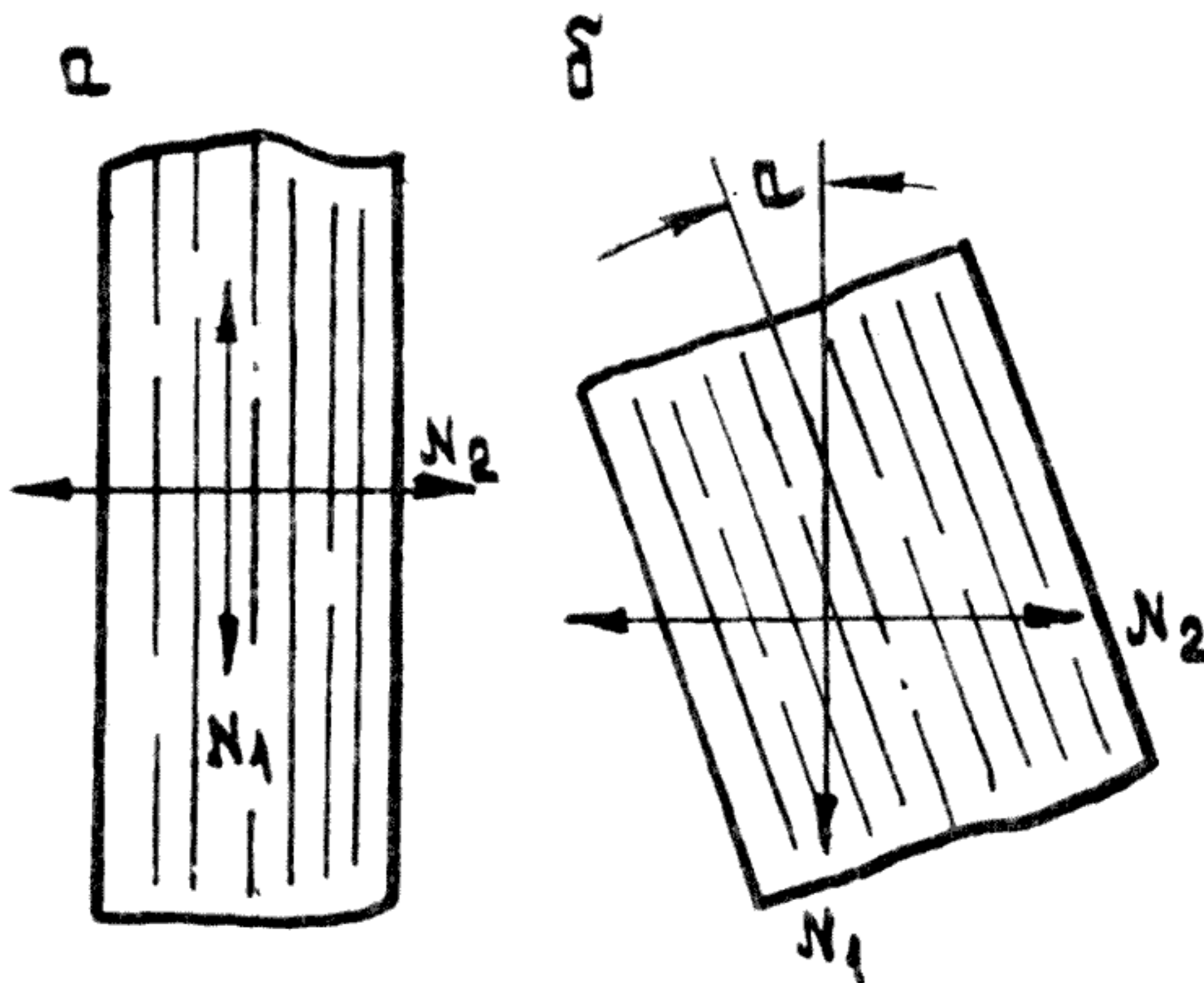


Рис.9. Характер погасания минералов: – прямое,  $\alpha = 0^\circ$ , б – косое,  $\alpha \neq 0^\circ$ ;  $N_1$  и  $N_2$  – оси индикатрисы минерала

Для определения оптической ориентировки помимо положения осей индикатрисы в кристалле необходимо знать их наименование, т.е. определить, какая из них является осью  $N_g$ , а какая  $-N_p$ . Для этого используют компенсатор — кристаллическую пластинку (слюда, гипс или кварц) с известной величиной разности хода и заданным направлением осей индикатрисы. Обычно применяют кварцевый компенсатор с разностью хода более 560 мкм, вдоль длинной стороны которого располагается ось индикатрисы  $N_p$ , а вдоль короткой —  $-N_p$ . При высоких интерференционных окрасках исследуемого минерала удобнее применять слюдяной компенсатор, имеющий разность хода 150 мкм.

Если при введении компенсатора в оптическую систему микроскопа оси индикатрисы в нем и в зерне изучаемого минерала совпадают по направлению и наименованию, то в соответствии с правилом компенсации разность хода компенсатора прибавляется к разности хода минерала, вследствие чего интерференционная окраска зерна повышается на 560 мкм или 150 мкм. В случае совпадения разноименных осей индикатрисы зерна и компенсатора разность хода компенсатора вычитается из разности хода минерала (или наоборот), и интерференционная окраска зерна понижается.

Порядок определения угла погасания осуществляется следующим образом:

1. Регулируется микроскоп (освещение, центрировка, скрещенность николей).

2. Нити окуляра устанавливаются параллельно плоскостям колебаний поляризатора и анализатора, для чего используются особенности плеохроизма биотита. Для установки нитей окуляра поступают так. Анализатор выключается, и в точку пересечения нитей окуляра помещается зерно биотита, с хорошо выраженными трещинами спайности. Затем столик микроскопа поворачивается до момента наиболее темной окраски биотита. В таком положении одна из нитей окуляра должна быть параллельна его спайности. Если этого не наблюдается, то следует повернуть окуляр так, чтобы нить совпала с направлением трещин спайности.

3. На столик микроскопа устанавливается шлиф с исследуемым минералом и с включенным анализатором, находится зерно с четкими трещинами спайности и наиболее высокой интерференционной окраской (в таком сечении в плоскости шлифа располагаются оси  $N_g$  и  $N_p$ ). Это зерно помещается в центре поля зрения.

4. Столик микроскопа поворачивается до момента, когда трещины спайности совпадут по направлению с одной из нитей окуляра. В таком положении делается первый отсчет по лимбу столика.

5. Столик поворачивается до полного погасания зерна, и делается второй отсчет. Разница отсчетов соответствует величине угла погасания  $\alpha$ .

6. Зерно зарисовывается в момент погасания, наносится положение осей индикатрисы (параллельно нитям окуляра), и на рисунке указывается величина измеренного угла погасания  $\alpha$  (рис. 10а). Зарисовку можно делать и при выключенном анализаторе, чтобы лучше видеть спайность.

7. Из положения погасания столик микроскопа поворачивается по часовой стрелке на  $45^\circ$  (для совмещения по направлению осей индикатрисы минерала с осями индикатрисы компенсатора).

8. В специальную прорезь в тубусе микроскопа, расположенную над объективом, вводится компенсатор, при этом отмечается изменение интерференционной окраски зерна минерала. Повышение ее означает, что в кристалле и компенсаторе совпадают одноименные оси индикатрисы, следовательно, ось индикатрисы минерала, параллельная горизонтальной нити окуляра, является осью  $N_p$  в случае понижения интерференционной окраски - осью  $N_g$  (следует помнить, что изменение окраски происходит на величину, соответствующую разности хода компенсатора).

9. На зарисовке подписываются наименования осей индикатрисы и результаты работы выражаются в следующем виде:

$$c N_g = \alpha, \quad c N_p = 90^\circ - \alpha,$$

где  $c$  - условное обозначение спайности.

Например, на рис. 10б угол погасания  $\alpha$ , равный  $15^\circ$ , образован спайностью и осью  $N_g$ , поэтому  $c N_g = 15^\circ$ , тогда  $c N_p = 90^\circ - \alpha = 75^\circ$ .

10. Определяется знак удлинения минерала.

Удлинение минерала считается положительным, если ближайшей осью индикатрисы по отношению к длинной стороне кристалла или направлению спайности является ось  $N_g$  (рис. 10б), т.е.  $c N_g < 45^\circ$ , и отрицательным, если этой осью является  $N_p$  (рис. 10в). В последнем случае  $c N_p < 45^\circ$ .

Для диагностики плагиоклазов в шлифах обычно используют зависимость между химическим составом этих минералов и положением оптической индикатрисы в их кристаллах (табл. 2).

Точное определение положения оптической индикатрисы возможно при исследовании плагиоклазов на универсальном столике Е.С. Федорова. На обычном столике микроскопа определяют углы погасания плагиоклазов в ориентированных разрезах, для которых построены кривые за-

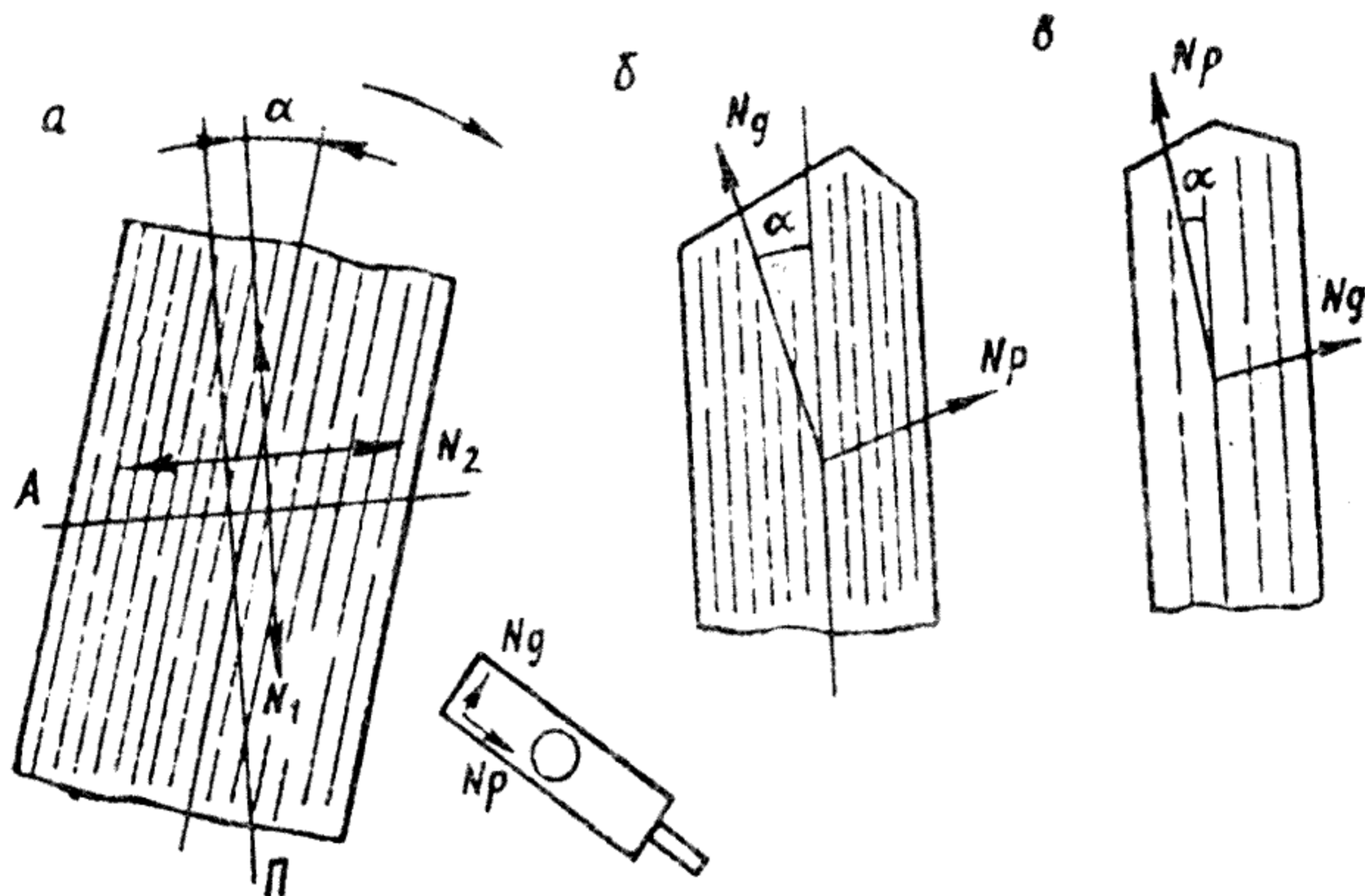


Рис. 10. Определение оптической ориентировки и знака удлинения кристалла: а - зерно в момент погасания (на рисунке показаны расположения осей индикатрисы  $N_1$  и  $N_2$  и угол погасания  $\alpha$ ); б - кристалл с положительным удлинением; в - кристалл с отрицательным удлинением

зависимости величины углов погасания от состава плагиоклазов. Для определения номеров плагиоклазов чаще всего используют следующие разрезы: разрез с симметричным погасанием двойников, перпендикулярный к грани пинакоида (010); разрез, перпендикулярный к граням пинакоидов (010) и (001).

Первый разрез находится по следующим признакам:

- тонкие и четкие следы плоскостей срастания альбитовых двойников, не сдвигающиеся при перемещении тубуса микроскопа и располагающиеся параллельно длинной стороне зерна;

- одинаковая интерференционная окраска двойниковых полосок в момент, когда двойниковый шов параллелен нитям окуляра (рис. 11б);

- симметричное погасание обеих систем двойниковых полосок (одна система двойников гаснет при повороте столика по часовой стрелке, другая - при повороте против часовой стрелки).

Найденное зерно устанавливается в центре поля зрения так, чтобы двойниковый шов совпадал с вертикальной нитью окуляра, и делается первый отсчет по лимбу столика. Затем поворачивают столик микроскопа до момента полного погасания одной из систем двойников и берут второй отсчет. Разница первого и второго отсчетов соответствует

## Оптические свойства плагиоклазов

Минерал	Показатель преломления			$\Delta = n_e - n_p$	Величина угла $2V$ , град	Оптический знак
	$n_e$	$n_w$	$n_p$			
Альбит	1,538	1,532	1,528	0,008-0,010	50	+
Олигоклаз				0,008	60-70	-
Анцезин				0,008	75-90	+
Лабрадор				0,010	75-90	+
Битовнит				0,010-0,011	90-80	-
Анортит	1,589	1,583	1,576	0,013	80-75	-

величине угла погасания  $\alpha_1$  (рис. 11а). Далее поворачивают столик микроскопа в противоположную сторону до полного погасания другой системы двойниковых полос и снова делают отсчет. Разница первого и последнего отсчетов соответствует величине угла погасания  $\alpha_2$  (рис. 2в). Углы погасания  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  должны быть равны друг другу или могут отличаться на несколько градусов ( $2-3^\circ$ ). В последнем случае надо взять среднюю величину  $(\alpha_1 + \alpha_2)$ . Измерение углов погасания проводят в нескольких разрезах (не менее трех). Из полученных значений угла погасания выбирают максимальное, по нему определяют номер плагиоклазов, пользуясь диаграммой (рис. 12, кривая G).

Второй разрез, перпендикулярный к (010) и (001), находится по следующим признакам:

- наличие в зернах плагиоклаза тонких трещин спайности, располагающихся под прямым углом друг к другу (спайность лучше наблюдать при выключенном анализаторе);

- наличие альбитовых двойников с четкими границами между ними, не сдвигающимися при подъеме и опускании тубуса;

- присутствие помимо двойников, параллельных длинной стороне зерна, двойниковых полос, расположенных перпендикулярно к первым (периклиновые двойники).

Выбранное зерно плагиоклаза ставят в центр поля зрения, чтобы направление альбитовых двойников совпадало с вертикальной нитью окуляра (рис. 13б). В таком положении берется первый отсчет. Интерференционная окраска двойниковых полос в этот момент должна быть одинаковой или отличается незначительно.

Поворачивая столик микроскопа сначала в одну, а затем в другую сторону, измеряют углы погасания двойников  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  (рис. 13а, в), которые либо равны, либо близки по величине друг к другу. Состав плагиоклазов определяют по диаграмме (рис. 14, кривая E).

В эффузивных породах плагиоклазы часто образуют и крупные кристаллы - вкрапленники - и мелкие кристаллы, размером менее 0,1 мм - микролиты, являющиеся составной частью основной массы породы. По химическому составу они в большинстве случаев отличаются друг от друга

При определении состава плагиоклазов в микролитах эффузивных пород разрезы, пригодные для измерения углов погасания, находятся по форме зерна, близкой к квадратной, с гранями (001) и (010), отсутствию двойниковых полос и иногда видимым трещинкам спайности (Даминова, 1974).

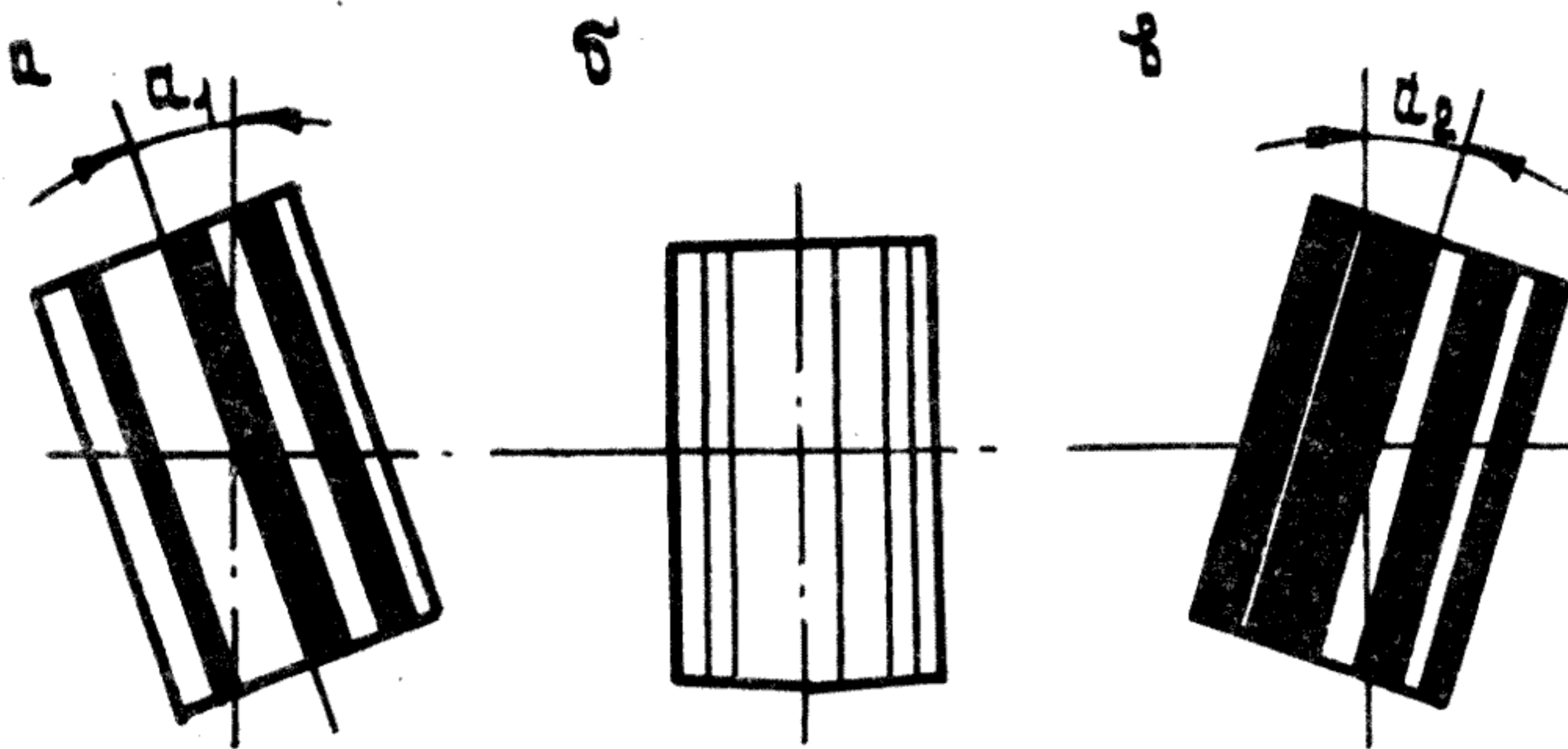


Рис. II. Разрез плагиоклаза с симметричным погасанием: а, в – моменты погасания одной из систем двойников; б – положение, при котором двойниковый шов совпадает с вертикальной нитью окуляра и двойниковые полосы имеют одинаковую интерференционную окраску

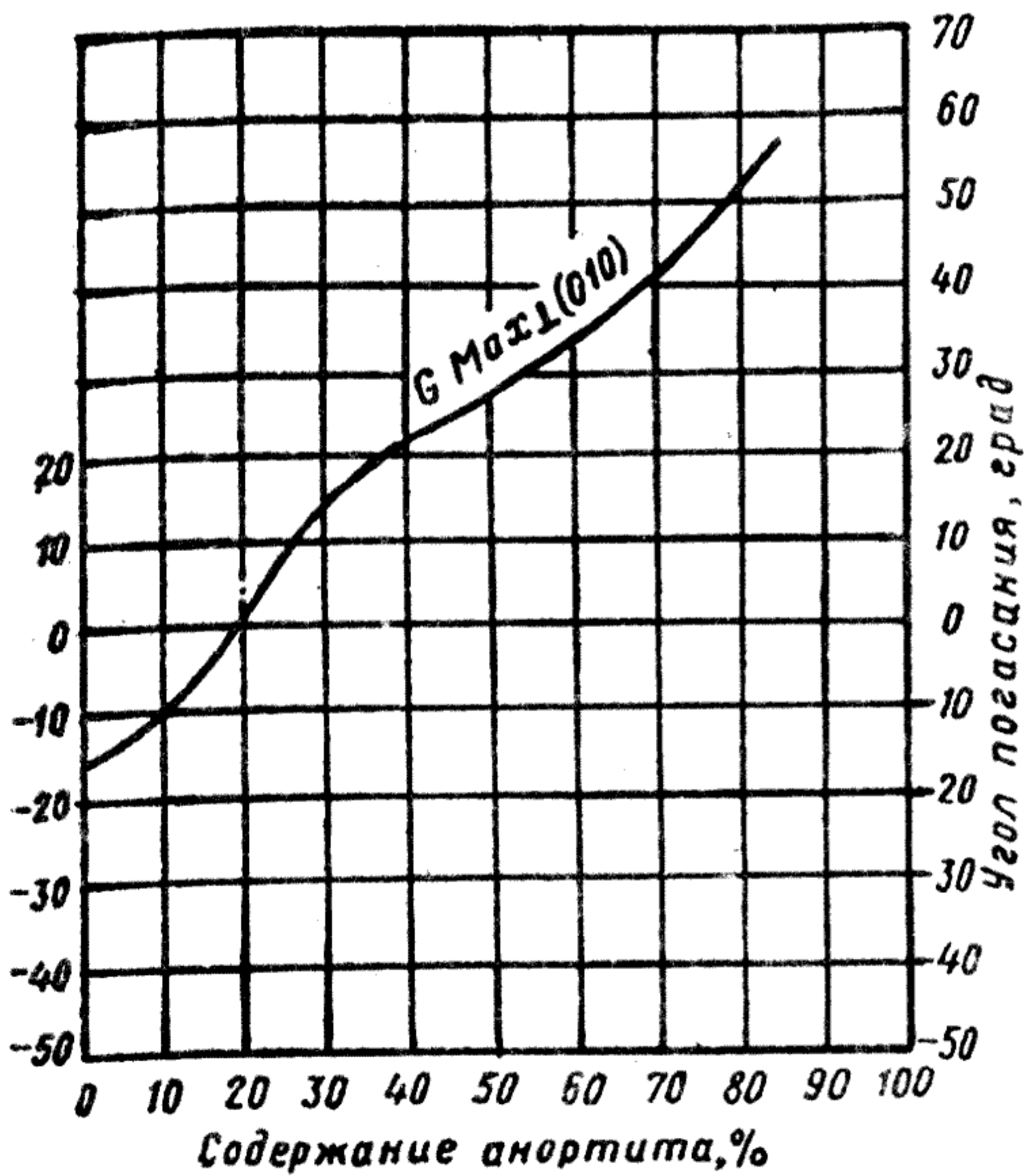


Рис. I2. Диаграмма для определения состава плагиоклазов в разрезе с симметричным погасанием

Альбит	Олиго- клас	Андезин	Лабрадор	Бито- вцит	Анортит
--------	----------------	---------	----------	---------------	---------

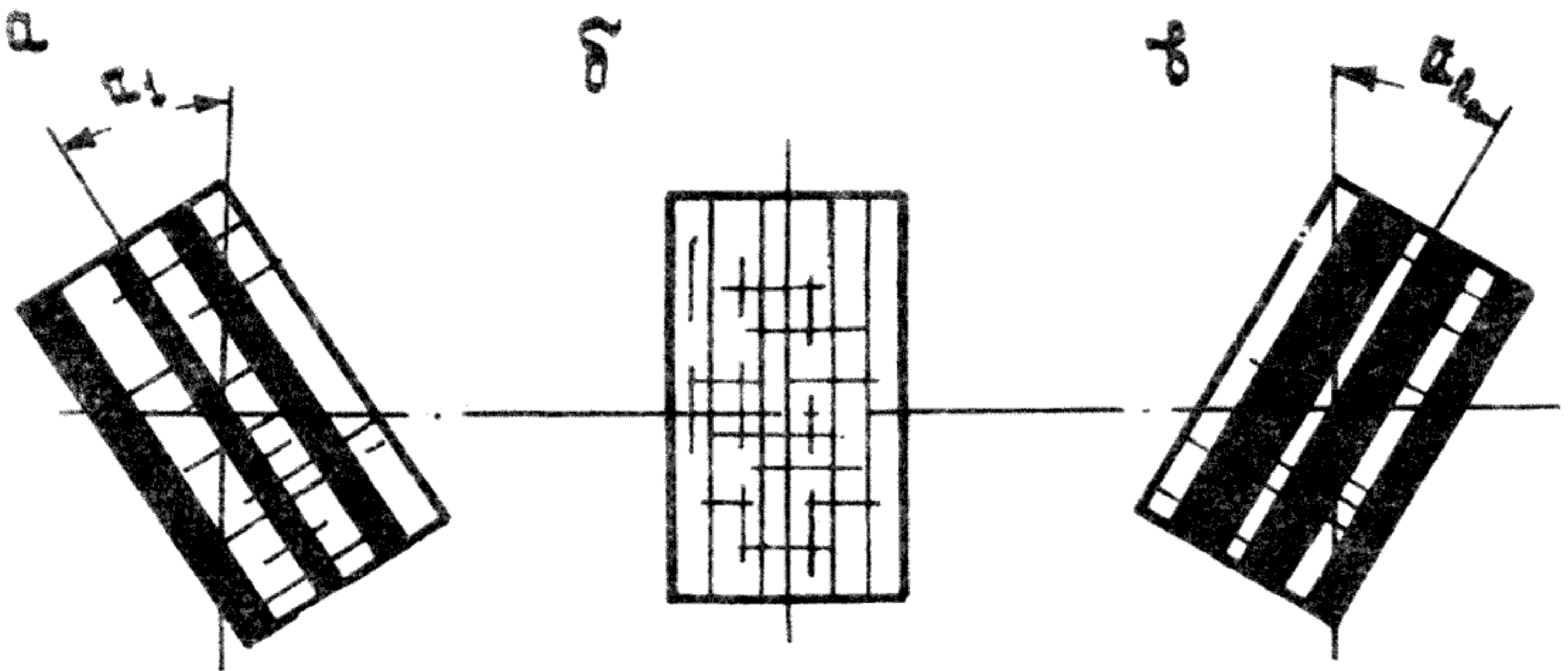


Рис. 13. Определение угла погасания плагиоклазов в разрезе, перпендикулярном к (010) и (001): а, в – моменты погасания одной из систем двойников; б – положение, при котором двойниковый шов совпадает с вертикальной нитью окуляра; альбитовые двойники имеют одинаковую интерференционную окраску

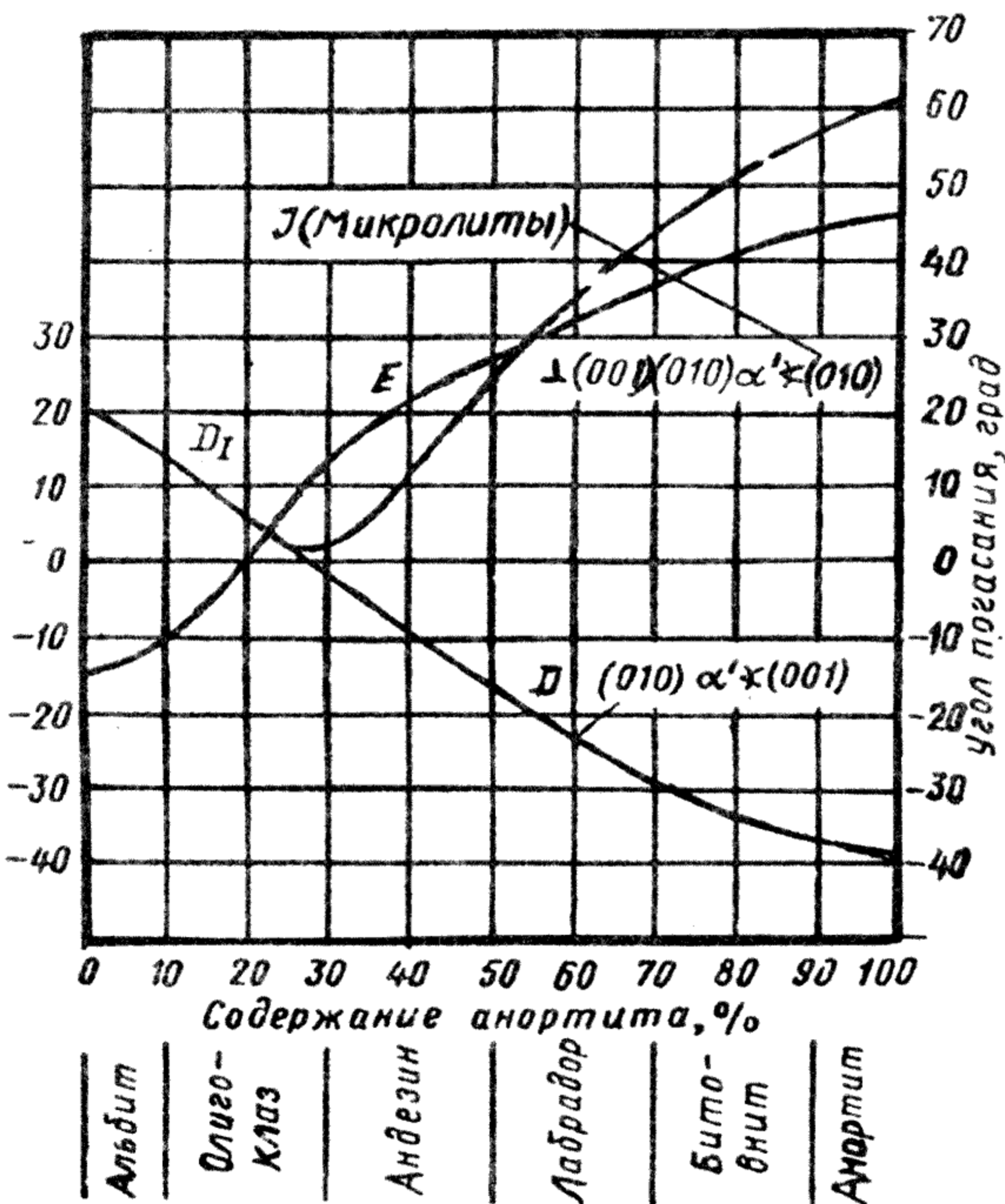


Рис. 14. Диаграмма для определения состава плагиоклазов в разрезе с переклиновыми двойниками

Микролит устанавливается в центре поля зрения так, чтобы грань (010) совпадала с вертикальной нитью окуляра. При таком положении зерна берется первый отсчет по лимбу столика. Затем, повернув столик до момента погасания микролита, берут второй отсчет. По разнице отсчетов определяют угол погасания, а затем по его величине — номер плагиоклаза (рис. 14, кривая I).

Для того, чтобы отличить грань (10) от грани (001), нужно помнить, что в плагиоклазах до № 70 угол  $(010)_{N_p}$  будет всегда меньше угла  $(001)_{N_p}$ . Поэтому из двух углов погасания, которые образуют стороны квадрата с  $N_p$  для определения состава плагиоклаза) следует взять меньший по величине. Если плагиоклазы в породе будут более основными, чем № 70, состав их по описанному методу определить нельзя, так как в таком случае отличить грань (010) от грани (001) невозможно.

В ряде случаев можно пользоваться более простым способом определения состава плагиоклазов, предложенным А. Иогансеном (1932), который заключается в следующем. Находится микролит таблитчатой или призматической формы, не имеющий двойникового строения, помещается центр поля зрения так, чтобы его удлинение совпадало с вертикальной нитью окуляра, и делается отсчет по лимбу. Затем столик микроскопа поворачивается по часовой стрелке до полного погасания зерна и снова берется отсчет. Разница отсчетов дает величину угла погасания. Далее микролит ставится в первоначальное положение и замеряется угол погасания при повороте столика против часовой стрелки. Из полученных углов погасания выбирают меньший по величине. При таком методе необходимо сделать замеры не менее чем в пяти зернах, а для определения состава плагиоклазов по кривой I на диаграмме (рис. 14) взять максимальный по величине угол.

При определении состава плагиоклазов в микролитах также необходимо сравнивать величину их показателя преломления с показателем преломления канадского бальзама. У кислых плагиоклазов до № 30 показатель преломления меньше, чем у канадского бальзама, а у более основных по составу — больше.

#### 1.2.4. Явление светопоглощения минералов

Особенности светопоглощения минералов тесно связаны с кристаллооптическими свойствами, которые можно исследовать пу-

тем совмещения направлений световых колебаний или осей индикатрисы с главными сечениями николей. Плеохроизм по осям  $N_g$  и  $N_p$  изучают на разрезе, параллельном главному сечению индикатрисы  $N_g N_p$ . Этот

разрез, как известно, имеет наивысшую интерференционную окраску. В двuosных кристаллах плеохроизм по оси  $n_m$  лучше изучать на разрезе, перпендикулярном оптической оси.

Такой разрез узнается по минимальной интерференционной окраске. При наблюдениях характер изменения окраски по каждой из осей следует подробно записывать.

На основании изучения способностей светопоглощения минерала в разных кристаллооптических направлениях следует выяснить, в каком из них светопоглощение происходит наиболее интенсивно и в каком слабее. Результаты такого сравнения обычно записываются в виде неравенства, которое называется схемой светопоглощения, или формулой абсорбции. Для этого необходимо осуществить следующие виды исследований:

1. Найти разрез окрашенного минерала с наивысшей интерференционной окраской, определить ориентировку осей индикатрисы и их наименование.

2. Поворотом столика поставить кристалл в положение погасания, совместив таким образом одну из определенных осей индикатрисы, например  $n_g$  с главным сечением поляризатора (характеристика главного сечения поляризатора была дана выше).

3. Выключить верхний николь и записать окраску по этой оси индикатрисы (характер абсорбции света).

4. Поворотом столика на  $90^\circ$  (в любую сторону) совместить с главным сечением поляризатора другую ось индикатрисы ( $n_p$ ). Точность совмещения проверить скрещением николей, при котором минерал должен оказаться в положении погасания. Записать окраску минерала по этой оси.

5. Найти разрез с низшей интерференционной окраской. В скрещенных николях такое зерно не должно просветляться или гаснуть.

6. Выключить верхний николь и повернуть столик в ту или другую сторону. Окраска зерна минерала при этом не должна меняться.

7. Записать окраску по  $n_m$ .

8. Плеохроизм минерала по осям выражен резко: по  $n_g$  - окраска зеленая, по  $n_p$  - бледно-зеленая, по  $n_m$  - синева-зеленая.

Так, в приведенном выше примере записи наиболее густая - сине-зеленая окраска наблюдается по оси  $n_m$ , наиболее светлая - бледно-зеленая - по оси  $n_p$ . Схема светопоглощения, или формула абсорбции, в этом случае записывается так:  $n_m > n_g > n_p$ . Отметим, что неравенство здесь символическое, условное. Оно вовсе не отражает соотношений

действительных величин показателей преломления минерала, а лишь указывает, что в направлении  $N_{ш}$  происходит наиболее интенсивное поглощение света, а в направлении  $N_p$  — наиболее слабое.

1.2.5. Включения и вторичные изменения минералов В минералах метаморфических пород отмечаются иногда многочисленные твердые, жидкие и газообразные включения. Зачастую включения бывают настолько мелки, что для их диагностики требуются специальные исследования. Особенно это касается жидких и газообразных включений.

Твердые включения в большинстве случаев представляют собой минералы, определение которых производится обычным путем. В излившихся горных породах нередко более крупные кристаллы, например граната, содержат включения рутила, кварца, плагиоклаза, мусковита и других акцессорных минералов (рис. 15). При изучении включений необходимо обращать внимание на их расположение в пределах крупных минеральных зерен. Иногда это является диагностическим признаком.

При петрографических и петрологических исследованиях огромное значение придается наличию вторичных изменений породообразующих минералов. При изучении вторичных минералов обязательно указываются первичные минералы, по которым они образуются. Так, хлорит развивается по биотиту, пироксенам, амфиболам и гранатам, иногда с образованием псевдоморфоз; мусковит по плагиоклазу, дистену и биотиту; эпидот по основным плагиоклазам, амфиболам и пироксенам; серпентин по оливину, доломиту и другие. В ряде случаев наличие только вторичных минералов помогает выйти на диагностику первичных. Например, плагиоклазы кислого состава, в которых слабо выражены двойники и спайность, отличаются от кварца наличием в них вторичных изменений — серицита, реже соссюрита.

1.2.6. Наблюдение двойников Двойниковое строение минералов (полевые шпаты, карбонаты и другие) наиболее четко обнаруживается в скрещенных николях и выражается в том, что зерно кажется состоящим из полосок, гаснущих при вращении столика микроскопа самостоятельно.

Двойники бывают простые и полисинтетические. В первом случае зерно минерала кажется состоящим из двух полосок; во втором — из нескольких, причем полоски гаснут через одну, образуя систему двойников (рис. 16). В двойниках различают двойниковую ось, двойниковую плоскость и плоскость срастания. Положение двойниковой оси и двойни-

ковой плоскости можно установить при работе на федоровском столике. Плоскость срастания, след которой в шлифе (граница раздела двух индивидов) называется двойниковым швом, может быть выражена либо тонкой четкой линией, либо нечеткой. В первом случае плоскость шлифа проходит перпендикулярно плоскости срастания, а во втором — косо.

Изучение двойников плагиоклазов необходимо при определении их состава. Плоскости срастания полисинтетических двойников чаще идут параллельно, но в некоторых минералах двойникование наблюдается по пересекающимся граням (микроклин, кальцит). Относительно часто встречаются секториальные двойники, например, в кордиеритах.

### 1.3. Исследования минералов в сходящемся свете

Исследования в сходящемся свете позволяют установить оптическую ось минерала, его оптический знак и относительную величину угла оптических осей (для двуосных минералов).

Кроме того, характер полученной фигуры интерференции дает возможность судить о точности ориентировки разреза, а следовательно, и о точности полученных на таком разрезе констант, в частности, о величине силы двупреломления.

Для исследования в сходящемся свете в оптическую систему микроскопа надо ввести линзу Лазо, короткофокусную линзу, расположенную над конденсорной линзой осветительного устройства, или линзу Бертрана, вынуть из тубуса окуляр.

Перед началом работы необходимо проверить, до конца ли поднято осветительное устройство, затем вставить наиболее короткофокусный (60х) широкоугольный объектив.

В сходящемся свете изучается не непосредственно зерно минерала, а суммарный оптический эффект, полученный при прохождении через зерно скрещенного светового пучка, т.е. фигура интерференции. В зависимости от оптической оси минерала и ориентировки разреза, фигуры интерференции имеют различные формы и разные свойства. Однако одна особенность характерна для всех фигур интерференции на ориентированном разрезе — они всегда имеют симметрично окрашенное поле.

В оптически анизотропных кристаллах имеются направления, распространяясь по которым, лучи света не испытывают двойного лучепреломления. Эти направления получили название оптических осей. В

кристаллах средних сингоний (гексагональной, тетрагональной и тригональной) одна оптическая ось, поэтому они относятся к группе оптически одноосных кристаллов. Кристаллы низших сингоний (ромбической, моноклинной и триклинной) имеют два направления, в которых не происходит двойного лучепреломления. Они составляют группу оптически двуосных кристаллов.

Оптические оси в двуосных кристаллах располагаются в главной плоскости индикатрисы  $N_g$  и  $N_p$  под углом друг к другу. Этот угол принято обозначать  $2V$ . Оси индикатрисы  $N_g$  и  $N_p$  являются биссектрисами угла оптических осей (рис. 17). Одна из них делит пополам острый угол между оптическими осями, и поэтому ее принято называть острой биссектрисой; другая ось индикатрисы является биссектрисой тупого угла и называется тупой биссектрисой.

Величина угла оптических осей  $-2V$  изменяется в кристаллах от  $0^\circ$  (обе оси сливаются в одну и мы имеем дело с одноосным кристаллом) до  $90^\circ$ .

Как одноосные, так и двуосные кристаллы делятся на оптически положительные и оптически отрицательные. Оптический знак в одноосных кристаллах принято определять по соотношению показателей преломления обыкновенного ( $n_o$ ) и необыкновенного ( $n_e$ ) лучей. В положительных кристаллах  $n_e > n_o$ , а в отрицательных  $n_e < n_o$ .

В двуосных кристаллах оптический знак определяется по соотношению  $n_g - n_m$  и  $n_m - n_p$ : для оптически положительных  $n_g - n_p > n_m - n_p$ , а в отрицательных  $n_g - n_m < n_m - n_p$ . Оптический знак можно также определять по характеру острой биссектрисы: в оптически положительных кристаллах острой биссектрисой является  $N_g$ , а в отрицательных  $-N_p$ .

Изучение осности, оптического знака и угла оптических осей  $-2V$  проводится под микроскопом в ориентированных разрезах при скрещенных николях (с включенным анализатором), в сходящемся свете, для получения которого в оптическую систему микроскопа надо ввести линзы Лазо и Бертрана. При этом наблюдается характерная для каждого разреза, так называемая, интерференционная, или коноскопическая, фигура, по форме которой определяют осность и величину угла оптических осей  $-2V$  для двуосных кристаллов. Оптический знак определяется с помощью компенсатора. Ниже приводится характеристика интерференционных фигур, наблюдаемых в различных разрезах одноосных и двуосных кристаллов.

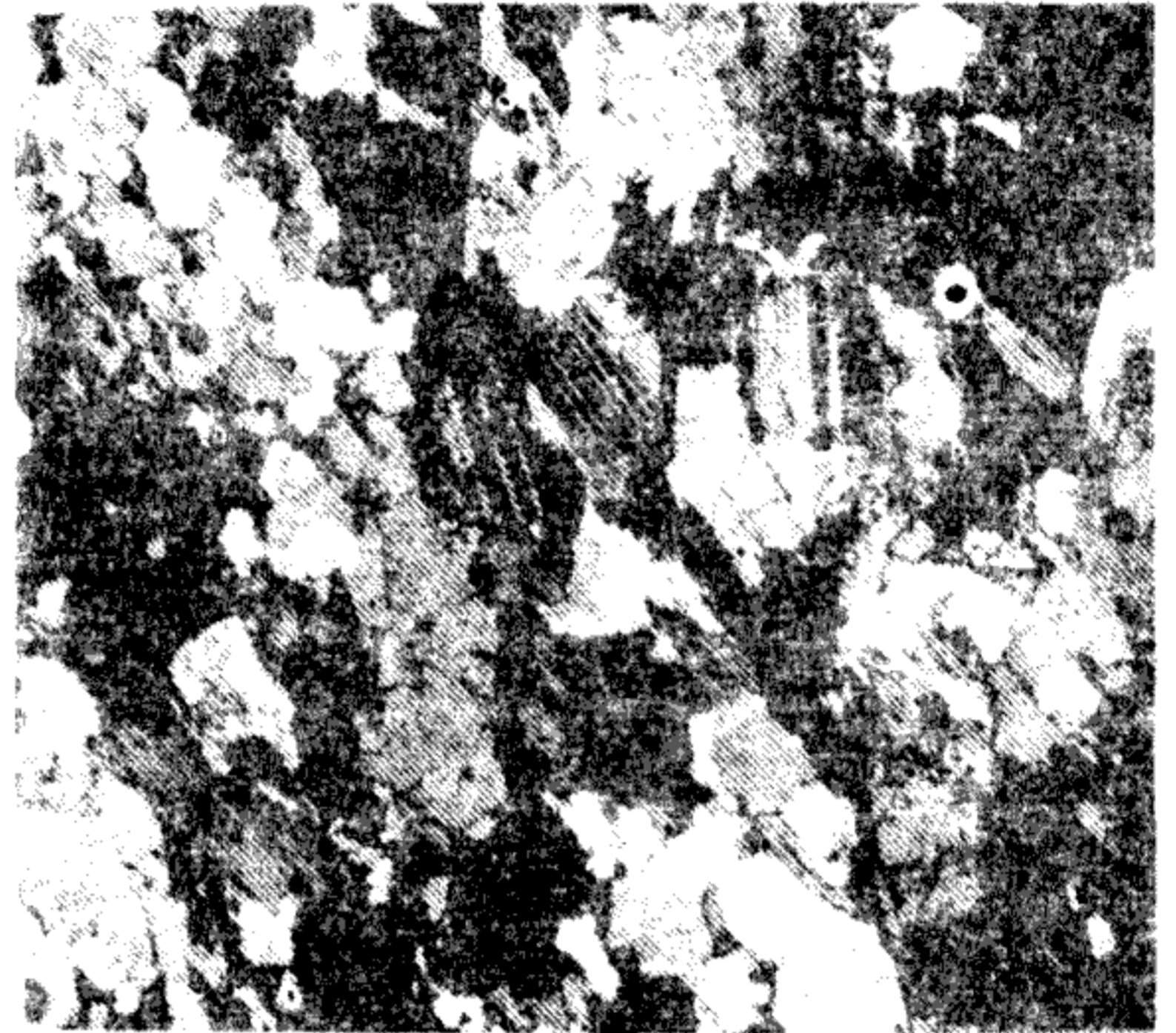
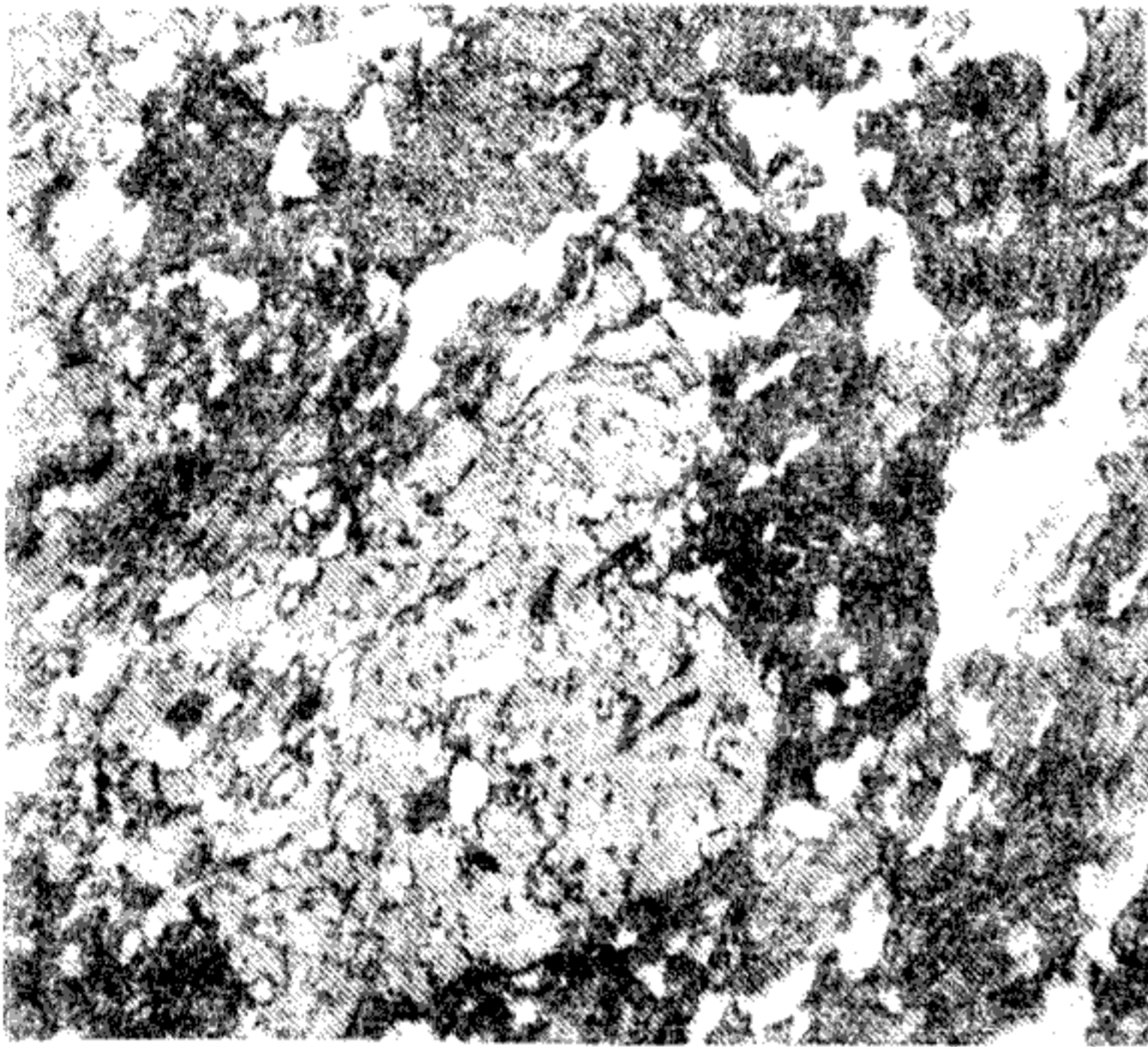


Рис. 15. Гранатовый амфиболит. Зерна граната и амфибола содержат многочисленные включения кварца, плагиоклаза, биотита, магнетита и других минералов (увел. 20х, николи. //)

Рис. 16. Крупнозернистый биотитовый мигматит. Плагиоклаз по составу соответствует олигоклазу № 25-30 (увел. 20х, николи +)

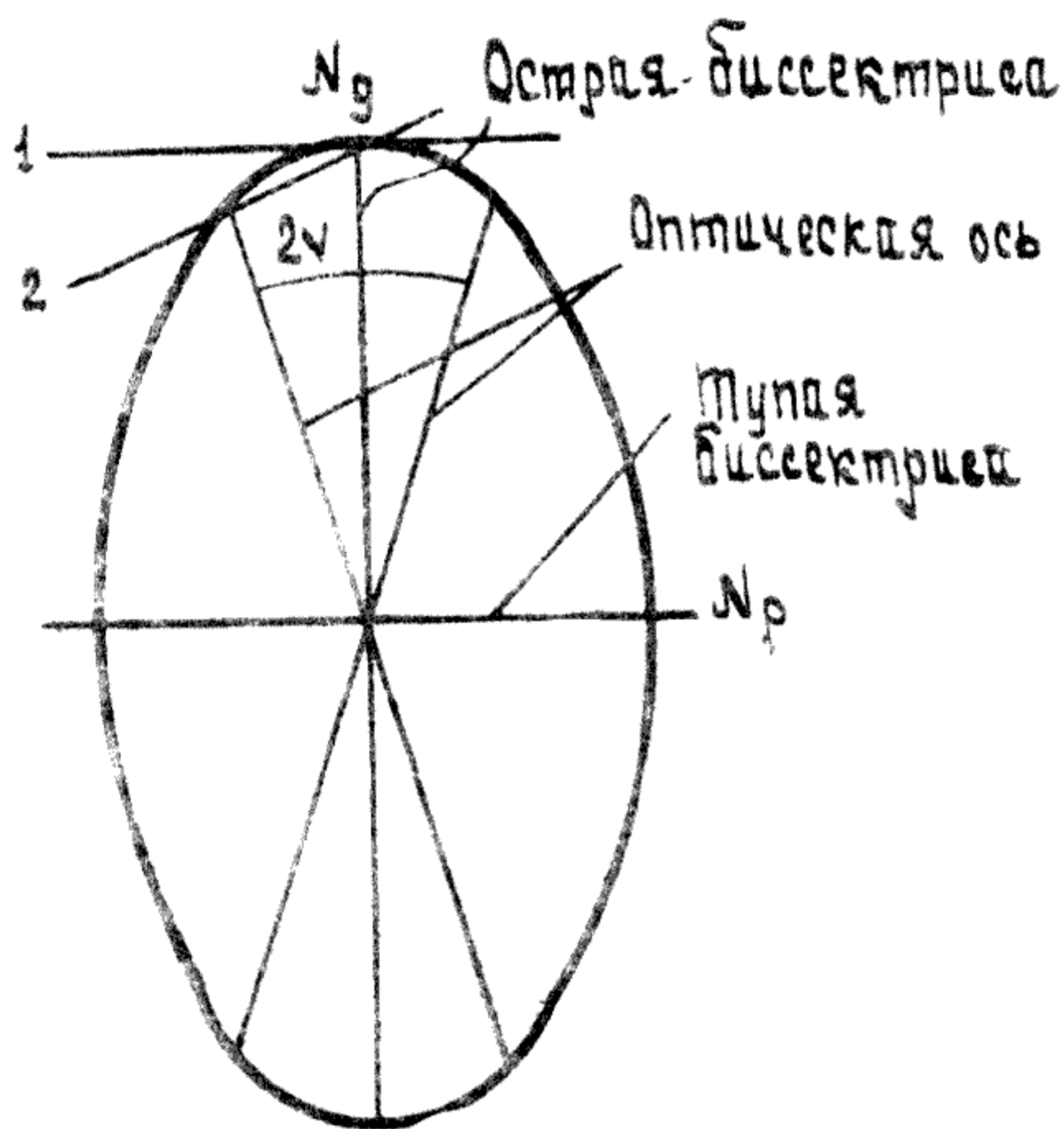


Рис. 17. Сечение индикатрисы двуосного кристалла в плоскости оптических осей: а - разрез, перпендикулярный к острой биссектрисе; б - разрез, перпендикулярный к оптической оси

### 1.3.1. Исследование в сходящемся свете одноосных кристаллов

Одноосные кристаллы изучаются в разрезе, перпендикулярном или почти перпендикулярном к оптической оси. В

разрезе, ориентированном перпендикулярно к оптической оси, интерференционная фигура имеет вид темного креста, ветви которого пересекаются в центре поля зрения, т.е. в точке выхода оптической оси, и совпадают с направлением световых колебаний поляризатора и анализатора (рис. 18а). При вращении столика микроскопа крест остается неподвижным.

Если интерференционную фигуру наблюдать в косом разрезе, т.е. не точно перпендикулярном к оптической оси, то место пересечения ветвей креста будет смещено относительно центра поля зрения микроскопа.

При вращении столика микроскопа ветви креста перемещаются, оставаясь параллельно друг другу. Горизонтальная ветвь перемещается снизу вверх или сверху вниз, а вертикальная - справа налево или слева направо (рис. 19).

Ветви креста в одноосных кристаллах располагаются на фоне монохроматических колец, количество которых зависит от силы двойного лучепреломления изучаемого минерала. В минералах, у которых она невелика (не выше 0,012-0,015), видны кольца серой и белой интерференционной окраски первого порядка (кварц, апатит). В минералах с высокой (свыше 0,030), например у биотита или кальцита, наблюдаются кольца интерференционных окрасок, соответствующие нескольким порядкам таблицы Мишель-Леви.

Знак минерала определяется по характеру расположения цветных пятен, которые появляются вблизи пересечения ветвей креста при введении компенсатора. Оптический знак минерала считается положительным, если синие пятна появляются в квадрантах I и III (рис. 18б). В отрицательных минералах синие пятна появляются в квадрантах II и IV, т.е. по ходу движения компенсатора (рис. 18в).

### 1.3.2. Исследование в сходящемся свете двуосных кристаллов

Определение осности, величины  $2\gamma$  и оптического знака в двуосных кристаллах проводится

в следующих ориентированных разрезах (см. рис. 17): 1) разрез, перпендикулярный к острой биссектрисе (о, б); 2) разрез, перпендикулярный к оптической оси (о, о).

Интерференционная фигура в первом разрезе имеет вид двух темных линий - ветвей гиперболы, располагающихся в поле зре-

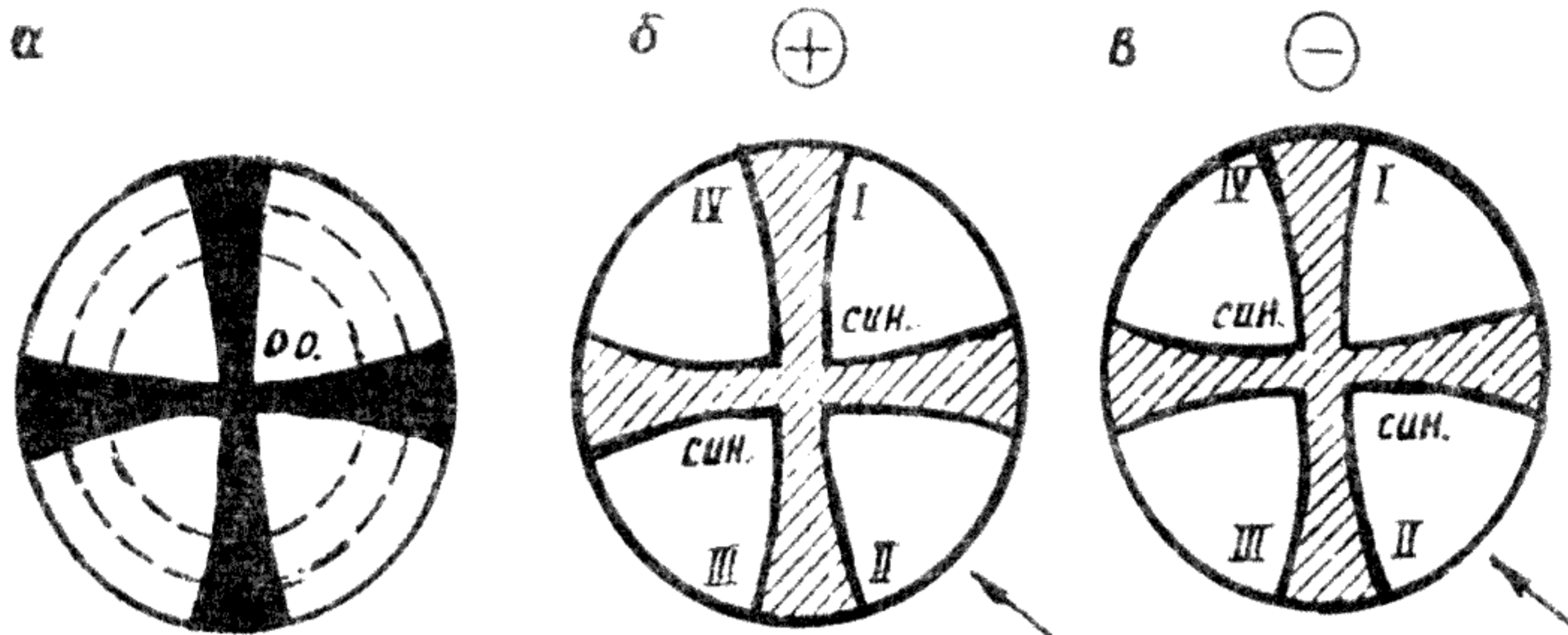


Рис. 18. Интерференционная фигура одноосного кристалла (а) и определение оптического знака (б, в) в разрезе, перпендикулярном к оптической оси

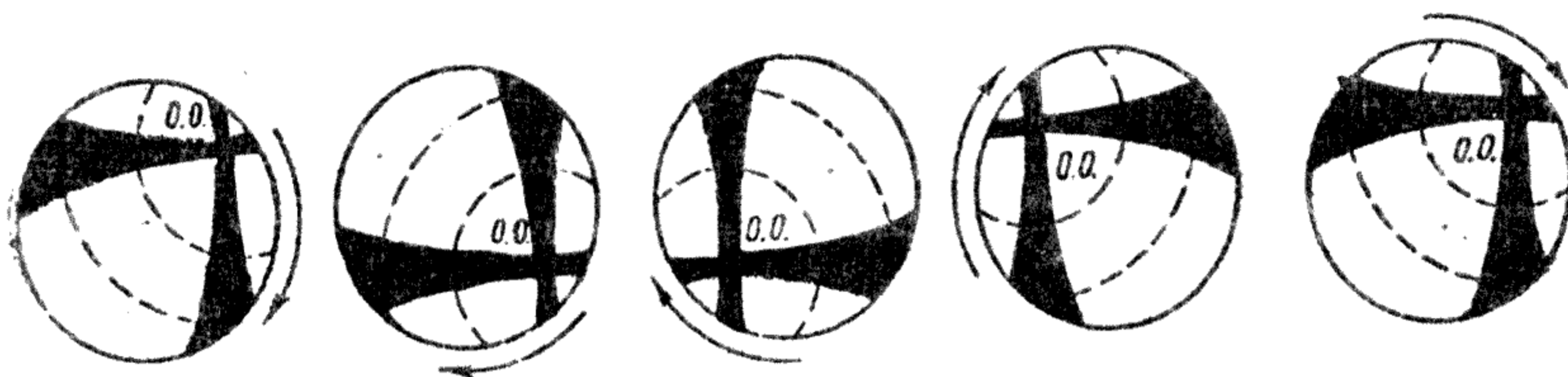


Рис. 19. Интерференционная фигура одноосного минерала в косом разрезе (стрелками показано направление вращения столика микроскопа)

ния симметрично относительно точки выхода острой биссектрисы (рис. 20а). При вращении столика микроскопа ветви гиперболы перемещаются: они то сходятся в центре поля, образуя фигуру, напоминающую крест одноосных кристаллов, то расходятся. В момент максимального расхождения гипербол в их вершинах находятся выходы оптических осей. Вокруг точек выхода оптических осей наблюдаются цветные линии (лемнискаты). Величина расхождения гипербол зависит от величины угла  $2V$ : чем больше этот угол, тем быстрее и дальше расходятся ветви гипербол. Если угол  $2V$  не превышает  $35-40^\circ$ , они постоянно остаются в поле зрения, если этот угол составляет  $45-50^\circ$  - гиперболы расходятся так, что их вершины располагаются на границе поля зрения

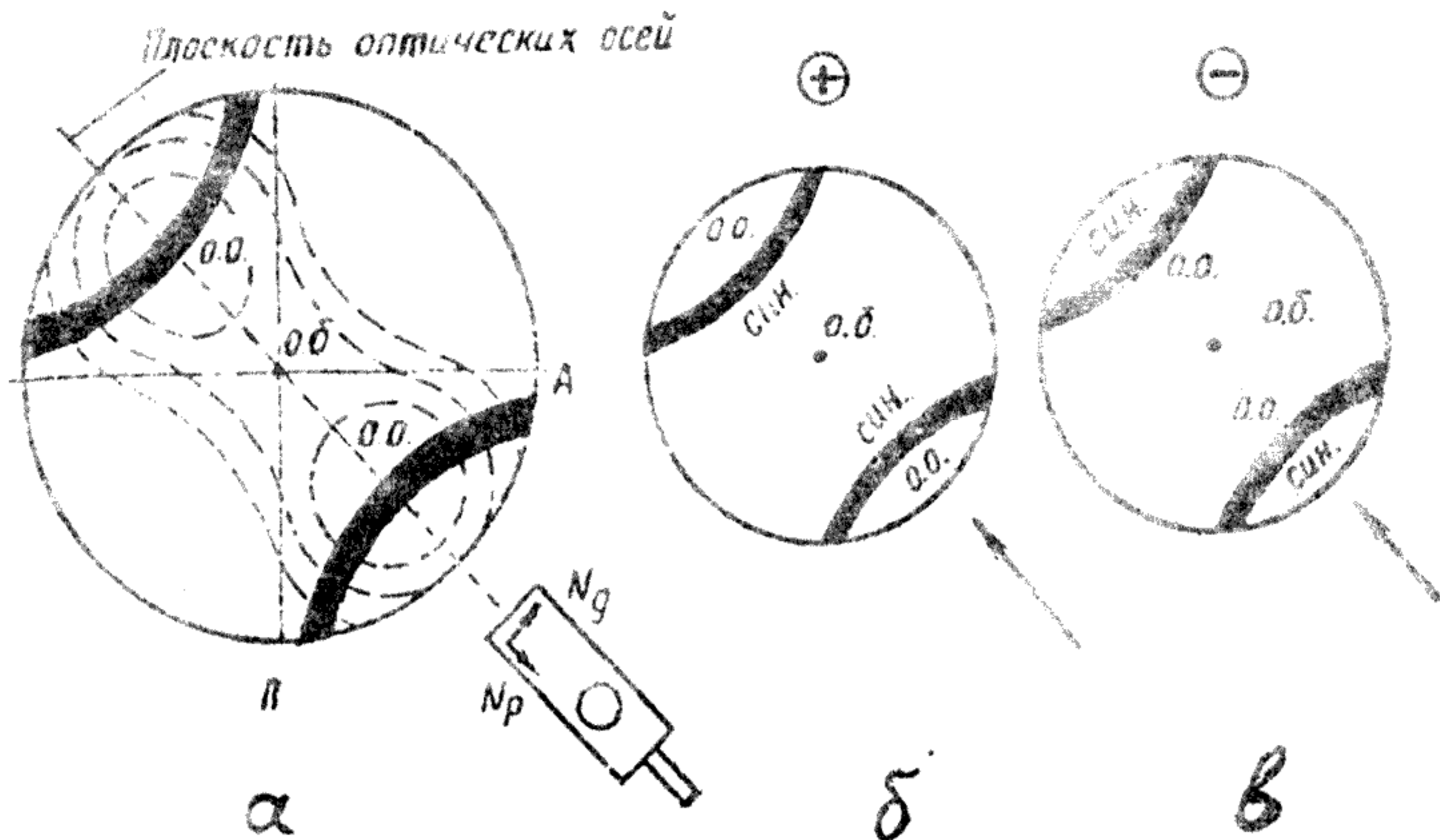


Рис. 20. Интерференционная фигура двуосного минерала (а) и определение оптического знака (б, в) в разрезе, перпендикулярном к острой биссектрисе (стрелки указывают направление движения компенсатора)

В случае, когда угол  $2V$  большой ( $50^\circ$  и более), ветви гиперболы при вращении столика микроскопа уходят за пределы поля зрения.

Определение оптического знака проводится с помощью компенсатора. Он вводится в момент, когда плоскость оптических осей совпадает с направлением движения компенсатора. Кристалл считается положительным, если на выпуклой стороне гипербол появляются синие пятна (рис. 20б), и отрицательным, если они появляются на вогнутой стороне гипербол (рис. 20в).

В разрезе, перпендикулярном к оптической оси, наблюдается одна гипербола, которая при вращении столика микроскопа также будет вращаться, но в обратную сторону. Вокруг выхода оптической оси располагаются кольца интерференционных окрасок, которых тем больше, чем выше двупреломление минерала (рис. 21а).

Для того, чтобы определить оптический знак минерала в этом разрезе, необходимо повернуть столик микроскопа так, чтобы гипербола располагалась поперек направления движения компенсатора. У положительного кристалла при этом синее пятно появится на выпуклой

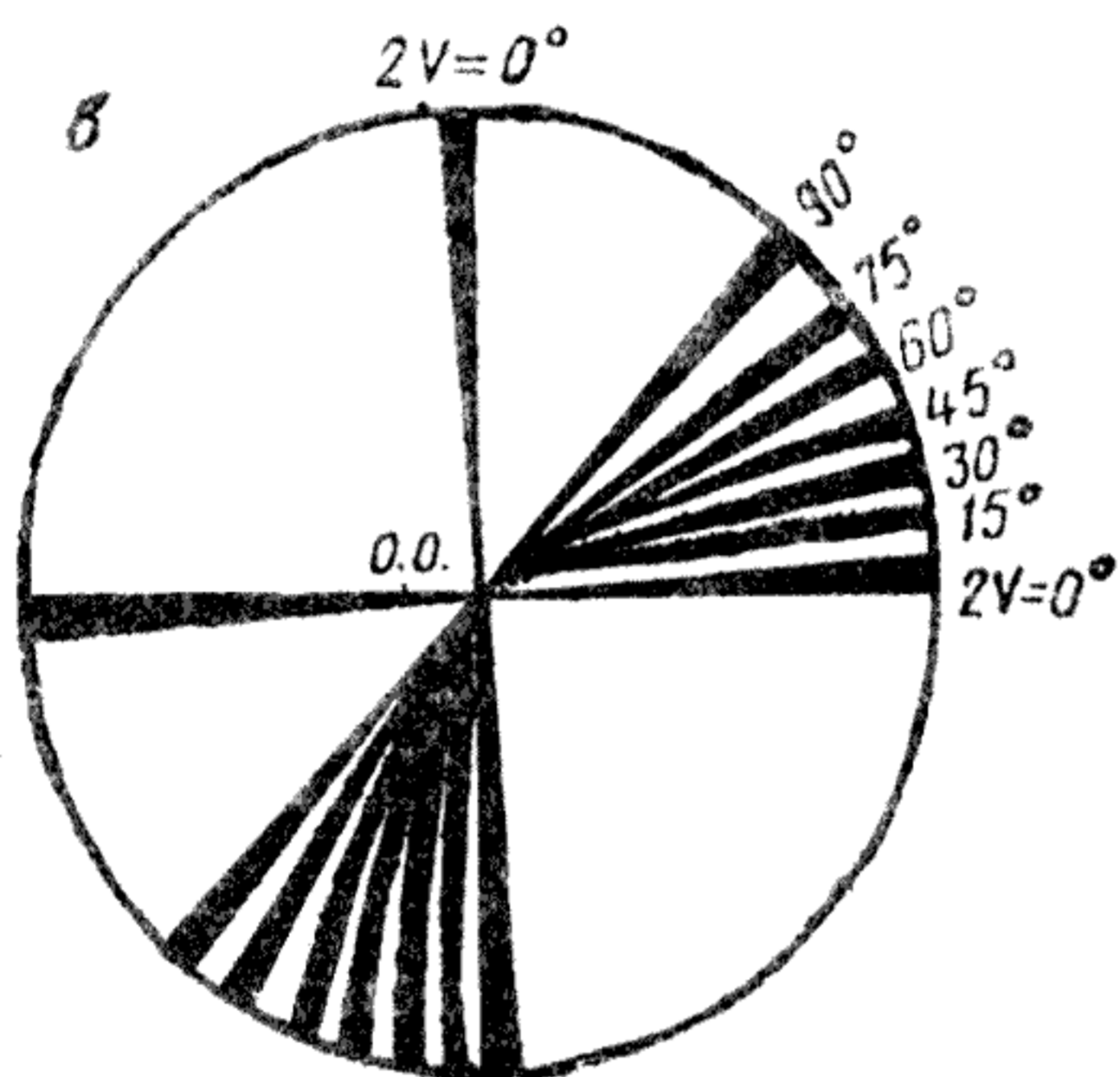
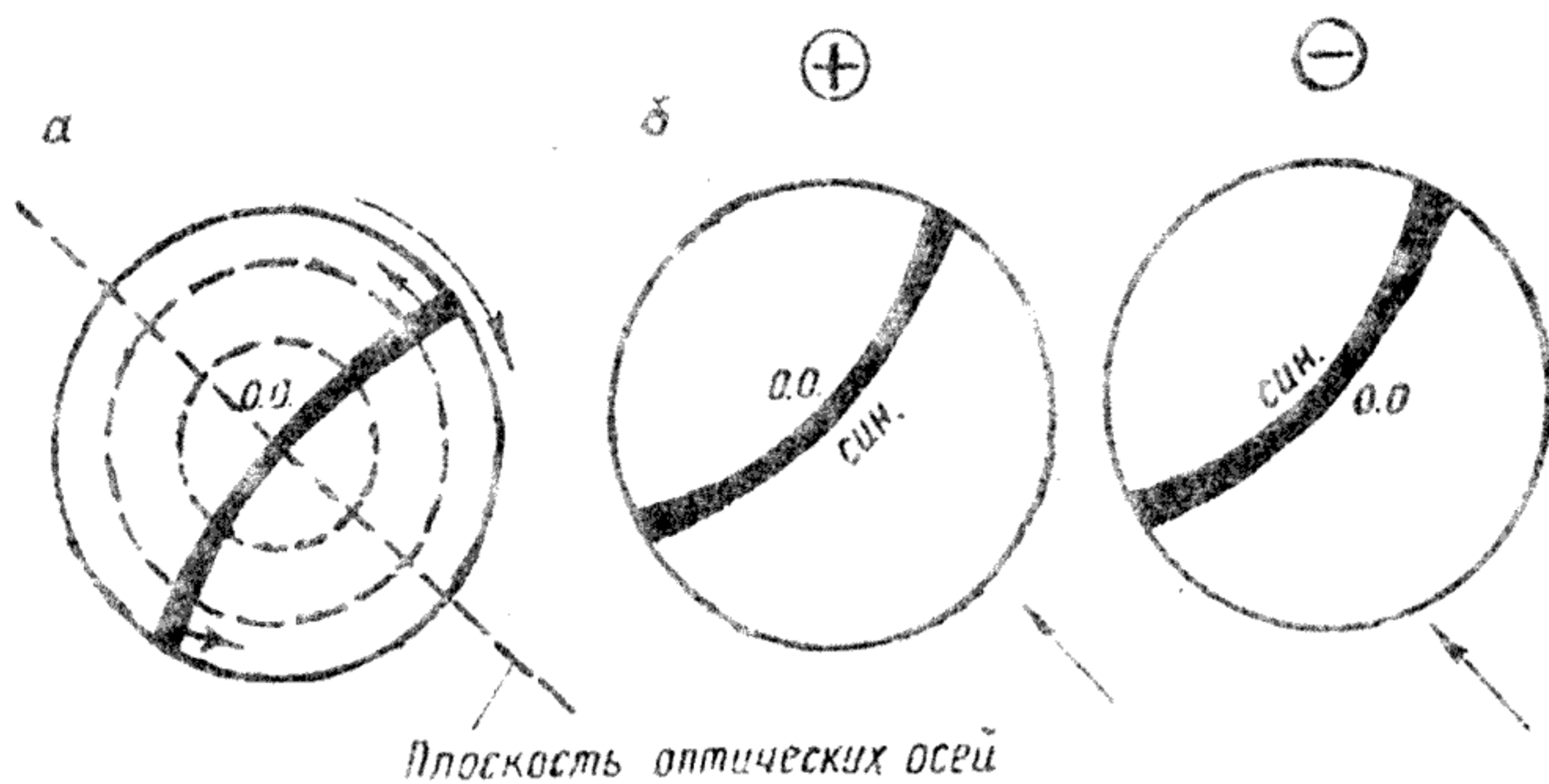


Рис.21. Интерференционная фигура двуосного кристалла (а), определение оптического знака (б) и величины угла  $2V$  (в) в разрезе, перпендикулярном к оптической оси (о.о.)

стороне гиперболы, у отрицательного - на вогнутой (рис.21б).

Степень изогнутости гиперболы зависит от величины угла  $2V$  и может быть критерием для его определения. Чем сильнее изогнута гипербола, тем меньше угол оптических осей -  $2V$ , и наоборот (рис.21в).

Ориентированные разрезы, используемые для определения осности, оптического знака и относительной величины угла оптических осей -  $2V$ , характеризуются низкими интерференционными окрасками.

Разрезы, точно перпендикулярные к оптической оси, в скрещенных николях темные и при вращении столика не просветляются. В косом относительно оптической оси разрезе, а также в разрезах, перпендикулярных к острой биссектрисе, зерно имеет более высокую окраску. Однако для изучения не рекомендуется использовать разрезы с окраской

выше белой, первого порядка, т.к. интерференционные фигуры в этом случае получаются неясными, расплывчатыми.

Последовательность исследований в сходящемся свете одноосных и двуосных кристаллов выглядит так:

1. Регулируется микроскоп (освещение, осуществляется тщательная центрировка объективов с 8- или 9- и 60-кратным увеличением, определяется скрещенность николей).

2. При скрещенных николях с объективом 8- или 9-кратного увеличения находится зерно определяемого минерала с самой низкой интерференционной окраской (не выше темно-серой или серой первого порядка) и устанавливается в центре поля зрения.

3. Объектив с увеличением 8- или 9-кратным меняется на 60-кратный, который затем осторожно, только поднимая тубус микроскопа, устанавливается на фокус.

4. Поднимается осветительная система и включается линза Лазо.

5. Вынимается окуляр или включается линза Бертрана (в последнем случае окуляр не вынимается).

6. При вращении столика микроскопа наблюдается интерференционная фигура, по виду которой определяется осьность минерала и ориентировка разреза.

7. В двуосных минералах по степени изогнутости гиперболы или величине максимального расхождения гипербол приблизительно определяется угол оптических осей  $2U$ .

8. С помощью компенсатора определяется оптический знак минерала.

#### 1.4. Схема полного описания минерала при изучении его под микроскопом

Приступая к описанию исследуемого минерала, необходимо внимательно просмотреть всю породу в шлифе с малым увеличением (объектив  $3^X$ ) при одном николе, в скрещенных николях и примерно оценить, из скольких и каких породообразующих минералов она состоит. После этого особенности изучаемого минерала отмечаются в следующем порядке.

1. Процентное содержание минерала в породе (приблизительно, без подсчета зерен). Определение процентного содержания проводится под микроскопом визуально при сравнении площади, занимаемой минералом, и площади поля зрения.

2. Р а з м е р ы з е р е н м и н е р а л а. Для определения размеров используется микроскопическая линейка, имеющаяся в окуляре 6<sup>X</sup>. Измеряются длина и ширина преобладающих по размеру зерен, а также размеры самых мелких и самых крупных зерен.

3. Х а р а к т е р и с т и к а ф о р м ы з е р е н м и н е р а л а. Отмечается степень идиоморфизма зерен минерала и особенности их формы: таблитчатые, ромбовидные, округлые, близкие к шестиугольным и др.

4. Х а р а к т е р и с т и к а в к л ю ч е н и й. Отмечается наличие или отсутствие включений, их количество, распределение, состав (твердые, жидкие, газообразные). Твердые включения отличаются четким идиоморфизмом, например, апатит, циркон, рутил, турмалин, ортит и другие в биотите; для газовой-жидких включений, например, в кварце и дистене характерны неправильные очертания и относительно тонкие контуры, чаще всего имеют округлую форму с грубыми контурами.

5. О п и с а н и е в т о р и ч н ы х, н а л о ж е н н ы х п р е о б р а з о в а н и й м и н е р а л а. При этом в следующей последовательности. Во-первых, отмечается наличие или отсутствие их, интенсивность преобразования, минеральный состав. Во-вторых, наложенный характер процессов - региональный, локальный, метасоматический и др. Далее, выявляется интенсивность наложенных процессов - от начала замещения одних минералов с края или по трещинам спайности до образования псевдоморфоз, например, мусковита по дистену, хлорита по биотиту, серпентина по оливину и другие.

6. О п р е д е л е н и е с п а й н о с т и. В данном случае устанавливается наличие или отсутствие ее, степень совершенства - весьма совершенная (слюды), совершенная (амфиболы, пироксены и др.), не совершенная (турмалин) и спайность отсутствует (кварц). Отмечается количество направлений, в которых проходят трещины спайности. Определяется величина угла спайности.

7. Ц в е т и п л е о х р о и з м м и н е р а л а. Для окрашенных под микроскопом минералов отмечаются интенсивность окраски, распределение ее в пределах данного зерна минерала, а также характер плеохроизма.

8. О п р е д е л е н и е п о к а з а т е л я п р е л о м л е н и я м и н е р а л а методом сравнения канадского бальзама.

Перечисленные выше определения с I по 8 пункты проводятся с одним никодем, т.е. с включенным анализатором. Дальнейшие определения проводятся при скрещенных (двух) николях.

9. Выявляется изотропность и анизотропность минерала. Оптически изотропные минералы (кристаллы кубической сингонии и минералы аморфного строения) не обладают двойным лучепреломлением ( $n = \text{const}$ ,  $\Delta = 0$ ); с включенным анализатором при вращении столика микроскопа все их зерна остаются темными, погасшими. Исследование изотропных минералов на этом заканчивается. Перечисленные ниже определения касаются только анизотропных минералов.

Оптически анизотропные минералы (кристаллы средних и низших сингоний) характеризуются наличием двойного лучепреломления ( $\Delta \neq 0$ ), вследствие этого в скрещенных николях они обладают интерференционной окраской и при вращении столика, то просветляются, то гаснут.

10. Определяется характер погасания минерала. По характеру погасания выделяют группы минералов (рис.22) с равномерным погасанием (при вращении столика микроскопа все зерно погасает одновременно) и минералов с неравномерным погасанием.

Равномерное погасание бывает прямое, косое и симметричное.

Неравномерное погасание может быть закономерным – простое и сложное двойниковое, зональное, и не закономерным – волнистое или облачное, агрегатное, волокнистое и др. (см. рис.21).

Облачное, или волнистое, погасание весьма характерно для кварца. Зерно с таким погасанием в скрещенных николях не становится темным сразу по всей площади, и при вращении столика микроскопа затемненные участки с нечеткими границами перемещаются подобно облаку или волне. Этот тип погасания обычно является признаком деформации кристалла.

Агрегатное погасание наблюдается у минералов, имеющих скрытокристаллическое строение, т.е. состоящих из мельчайших тесно сросшихся кристалликов изометричной формы, не имеющих четких границ. Равномерное погасание отдельных кристалликов приводит к тому, что погасание зерна в целом имеет мелкопятнистый характер.

Некоторые минералы, например актинолит, серпентин, образуют сростки, состоящие из тонких, сильно вытянутых кристалликов, ориентированных субпараллельно. Часто эти кристаллы настолько тонки, что при одном николе неразличимы даже при самых сильных увеличениях. Однако их несдвоенное погасание в скрещенных николях отчетливо выявляет тонковолокнистое строение минерала.

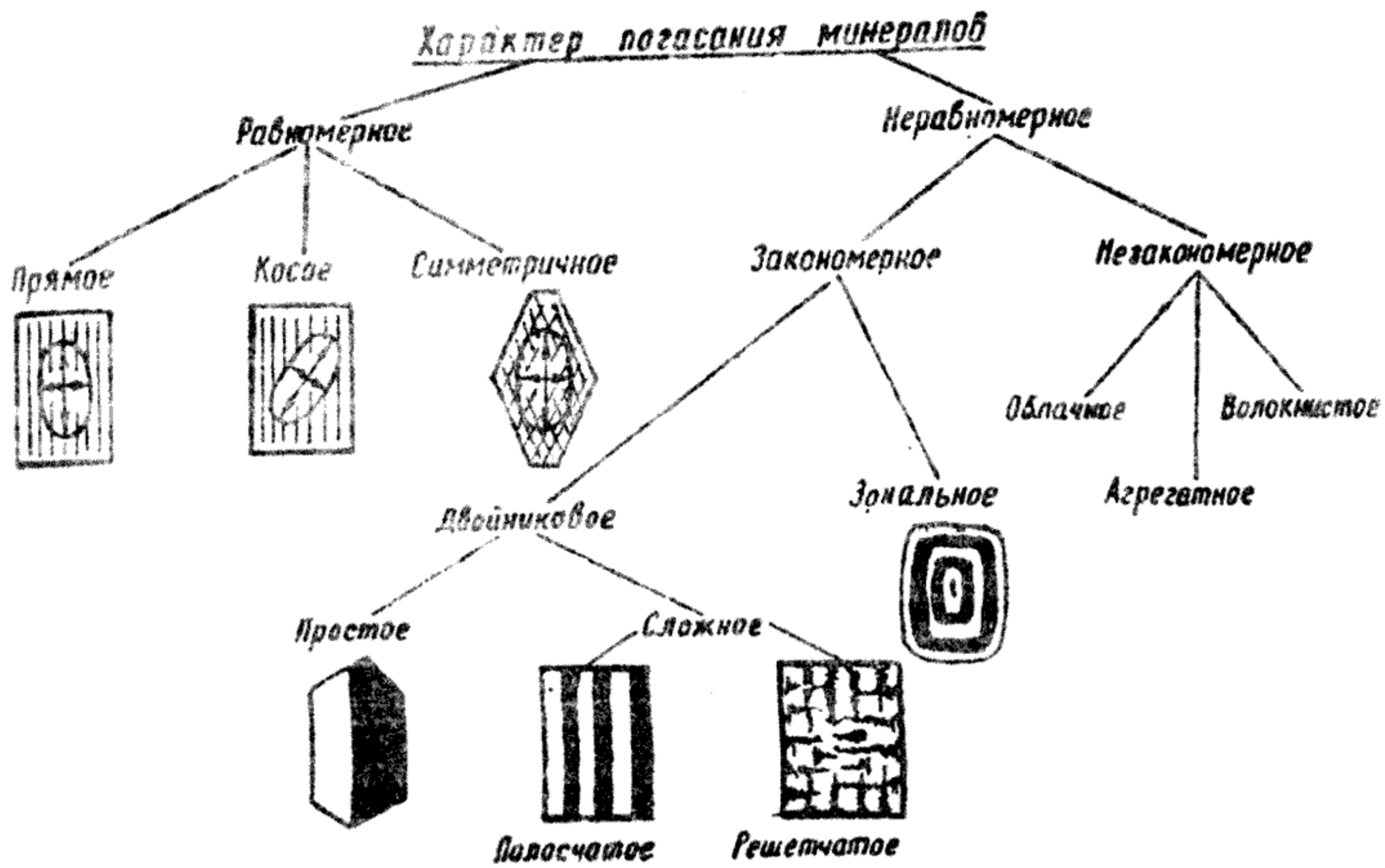


Рис. 22. Характер погасания минералов

Дальнейшее определение оптических свойств минерала проводится в ориентированных разрезах.

В зернах с наивысшей интерференционной окраской определяются следующие оптические константы.

II. Сила двойного лучепреломления.

12. Угол погасания, оптическая ориентировка и знак удлинения.

13. В зернах с минимальной интерференционной окраской (не выше темно-серой или серой первого порядка) определяют осьность, оптический знак и примерную величину угла  $2U$ .

Проведенное исследование морфологических особенностей минерала и его оптические константы позволяют отнести минерал к той или другой группе и определить его название.

## Часть 2. ФИЗИЧЕСКИЕ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ В ШЛИФАХ

В этой главе рассматриваются оптические свойства типоморфных метаморфических минералов, т.е. таких минералов, которые образуются при процессах метаморфизма и метасоматоза горных пород. В отличие от магматических минералов метаморфические формируются в твердой среде, не проходя магматическую фазу или стадию. Все минералы, возникающие в один этап метаморфизма, кристаллизуются относительно одновременно и внешний облик каждого из них определяется их кристаллизационной силой. Эта особенность их проявляется в наибольшем развитии определенных граней. Одновременность кристаллизации минералов при метаморфизме приводит к широкому распространению пойкилитовых структур метаморфических пород; минералы (гранат, амфиболы, пироксены, полевые шпаты, дистен, ставролит и другие), образующие крупные порфиробласты, содержат многочисленные включения мелких зерен и других минералов.

### 2.1. Непрозрачные минералы

В данном разделе рассматриваются минералы, которые в метаморфических породах отмечаются как акцессорные, второстепенные и в некоторых случаях – главные породообразующие. Здесь охарактеризованы магнетит, ильменит, гематит, хромит, пирит, графит.

**Г е м а т и т** –  $Fe_2O_3$ . Тригональная сингония. Образует пластинчатые, таблитчатые, ромбоэдрические кристаллы, а также листоватые, чешуйчатые, оолитовые, зернистые агрегаты, землистые агрегаты, землистые примазки и изометрические зерна. Обычно не прозрачен, но в тонких шлифах просвечивает, особенно в краевых частях, густо-красным цветом. При этом дает фигуру одноосного, отрицательного минерала. Слабо плеохроирует от буровато-красного до желтовато-красного. Показатели преломления:  $n_o = 2,90-3,22$ ;  $n_e = 2,69-2,94$ ;  $n_o - n_e = 0,21-0,28$ . Обладает сильной абсорбцией.

В отраженном свете характеризуется резко выраженным металлическим блеском и стально-серым цветом.

**И з м е н е н и я**. При повторных наложенных процессах метаморфизма гематит является обычным продуктом изменения магнетита и других минералов. В то же время он сам переходит в магнетит, сидерит, лимонит, пирит и др. Псевдоморфозы по магнетиту называются мартитом

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Магнетит, гетит и ильменит, от которых гематит отличается по цвету.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный, гидротермальный и магматогенный. Метаморфогенный гематит образуется в P-T условиях от зелено-сланцевой до гранулитовой фации регионального метаморфизма в породах - джеспилитах, гематитовых сланцах, железистых роговиках. Гидротермальный и магматогенный гематит встречается в небольших количествах в самых разнообразных магматических породах - преимущественно в кислых.

**Г р а ф и т.** - С. Гексагональная сингония. Кристаллизуется в пластинках гексагональной формы, образует листочки, чешуйки и агрегаты. Спайность совершенная по (0001).

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** В шлифе черный, непрозрачный. В тонких пластинках просвечивает зеленовато-серым цветом. В отраженном свете - серый с сильным металлическим блеском. Одноосный, отрицательный. Преломление  $1,93-2,07$ .

**Р а з н о в и д н о с т и.** Скрытокристаллическая разновидность - графитит, аморфная - шунгит.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Молибденит и углистые частицы. От молибденита графит отличается тем, что при нагревании не выделяет  $SO_2$ , а в отличие от углистых частиц - очень трудно сгорает.

**Г е н е з и с.** Типичный метаморфогенный, образующийся при региональном метаморфизме в P-T условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Обычен в сланцах, гнейсах, мраморах. Иногда встречается в разнообразных магматогенных породах как первичная составная часть.

**И л ь м е н и т** -  $FeTiO_3$ . Тригональная сингония. Иногда содержит примесь Nb, Ta, V, Mn, Mg. В шлифе чаще всего наблюдается в виде неправильных зерен. Кристаллы ильменита толстостолбчатые ромбоэдрические, пластинчатые, скелетные. Встречается в виде зернистых агрегатов, тонкодисперсных примазок. В проходящем свете непрозрачный. В отраженном свете имеет серовато-черную окраску со слабым металлическим блеском. Очень редко просвечивает темно-бурым цветом, с чрезвычайно высоким преломлением и очень сильным двупреломлением.

**И з м е н е н и я.** При наложенных процессах метаморфизма по ильмениту развиваются титаносодержащие минералы - лейкоксен, рутил, анатаз, а также сидерит.

**Г е н е з и с ильменита** - метаморфогенный и магматогенный. Метаморфогенный ильменит образуется в метаморфических породах амфиболитовой и гранулитовой фаций. Как акцессорный минерал ильменит отмечается в разнообразных магматогенных породах.

**Магнетит** -  $Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$ . Группа шпинели. Кубическая сингония. Нередко содержит примесь титана.

В шлифе наблюдается в форме непрозрачных зерен, реже в октаэдрических, ромбододекаэдрических и кубических кристаллах. Образует тонкозернистые и пластинчатые агрегаты, скелетные формы в эффузивах и пылеватые частицы. Форма кристаллов магнетита дана на рис.23.

**Оптические свойства.** Непрозрачный даже при введении конденсора, чем легко отличается от хромита. В косом отраженном свете магнетит имеет слабый металлический блеск со стальносиним отливом. В прямом отраженном свете - серовато-белый на ровных гранях.

**Включения.** Очень часто содержит включения мелких зерен циркона, апатита, игл рутила (сагениита), вростки ильменита.

**Разновидности.** Титаномagnetит, содержащий окись титана в значительном количестве, который в шлифах часто бывает окружен тонкой оболочкой сфена; хромомagnetит, содержащий окись хрома.

**Изменения.** При наложенных, повторных процессах метаморфизма по магнетиту развивается гематит, ильменит, лимонит и сидерит.

**Генезис.** Встречается в породах любого генезиса. Особенно широко распространен магнетит метаморфогенного и магматогенного генезиса. Магматогенный магнетит распространен в габброидах и гипербазитах.

**Пирит** -  $FeS_2$ . Содержит примеси Ni, Co, Mn, As. Кубическая сингония.

Образует кристаллы в виде кубов, пентагональных додекаэдров и их комбинаций, а также неправильной формы зерна и агрегаты. Непрозрачный (рис.24).

**Оптические свойства.** В проходящем свете черный, в отраженном - светлый, медно-желтый с сильным металлическим блеском. Легко подвергается изменениям.

**Изменения.** При наложенных процессах метаморфизма по пириту развивается гематит. При гидратации пирит переходит в лимонит, гетит, мелантерит с гипсом.

**Генезис.** Генезис пирита чрезвычайно разнообразен. Метаморфогенный пирит образуется в P-T условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма в парагенезисе с кварцем, альбитом, биотитом, хлоритом, мусковитом, графитом и другими минералами. Кроме различных магматогенных, гидротермальных пород, он встречается и в осадочных образованиях.

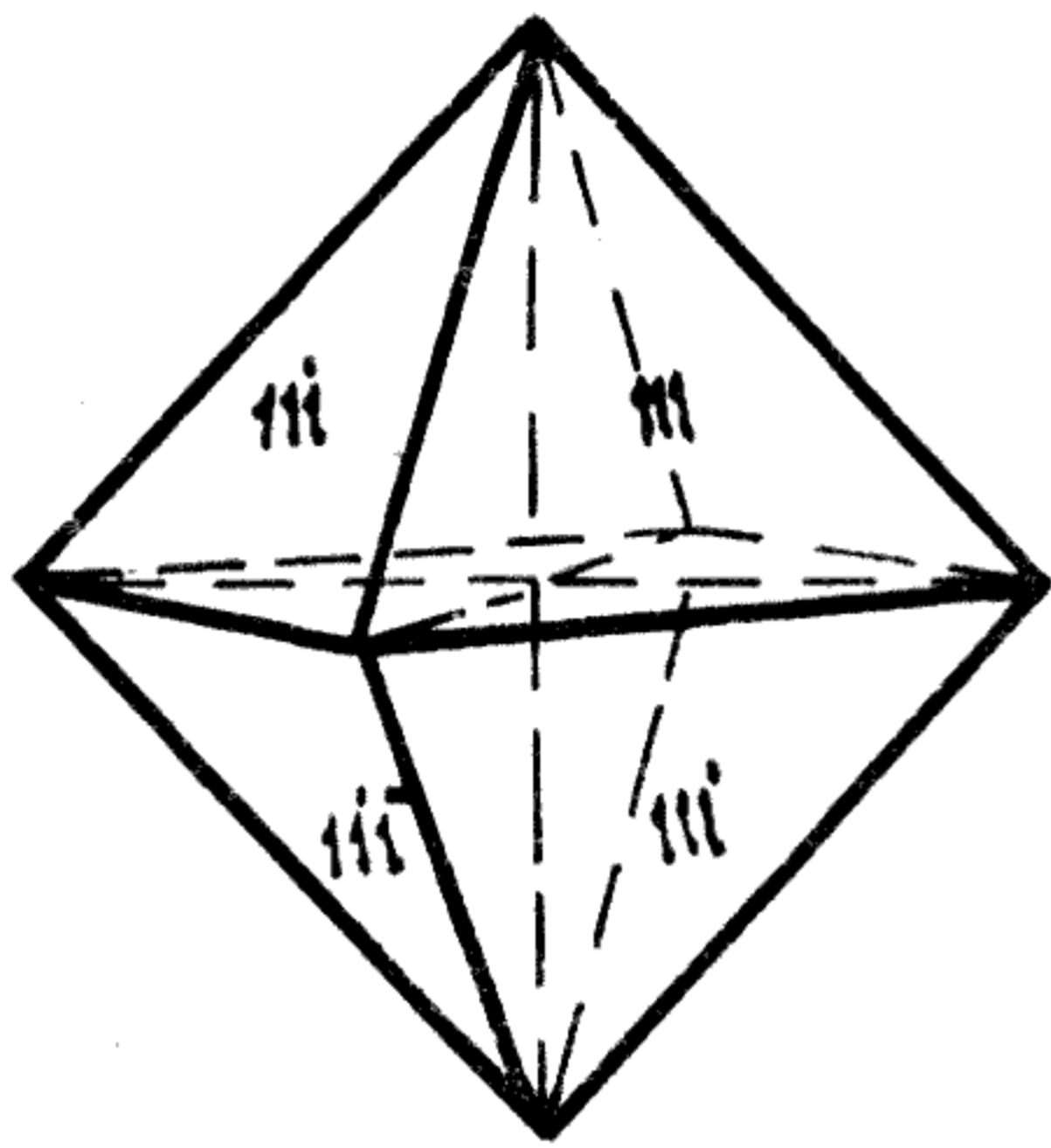


Рис. 23. Магнетит

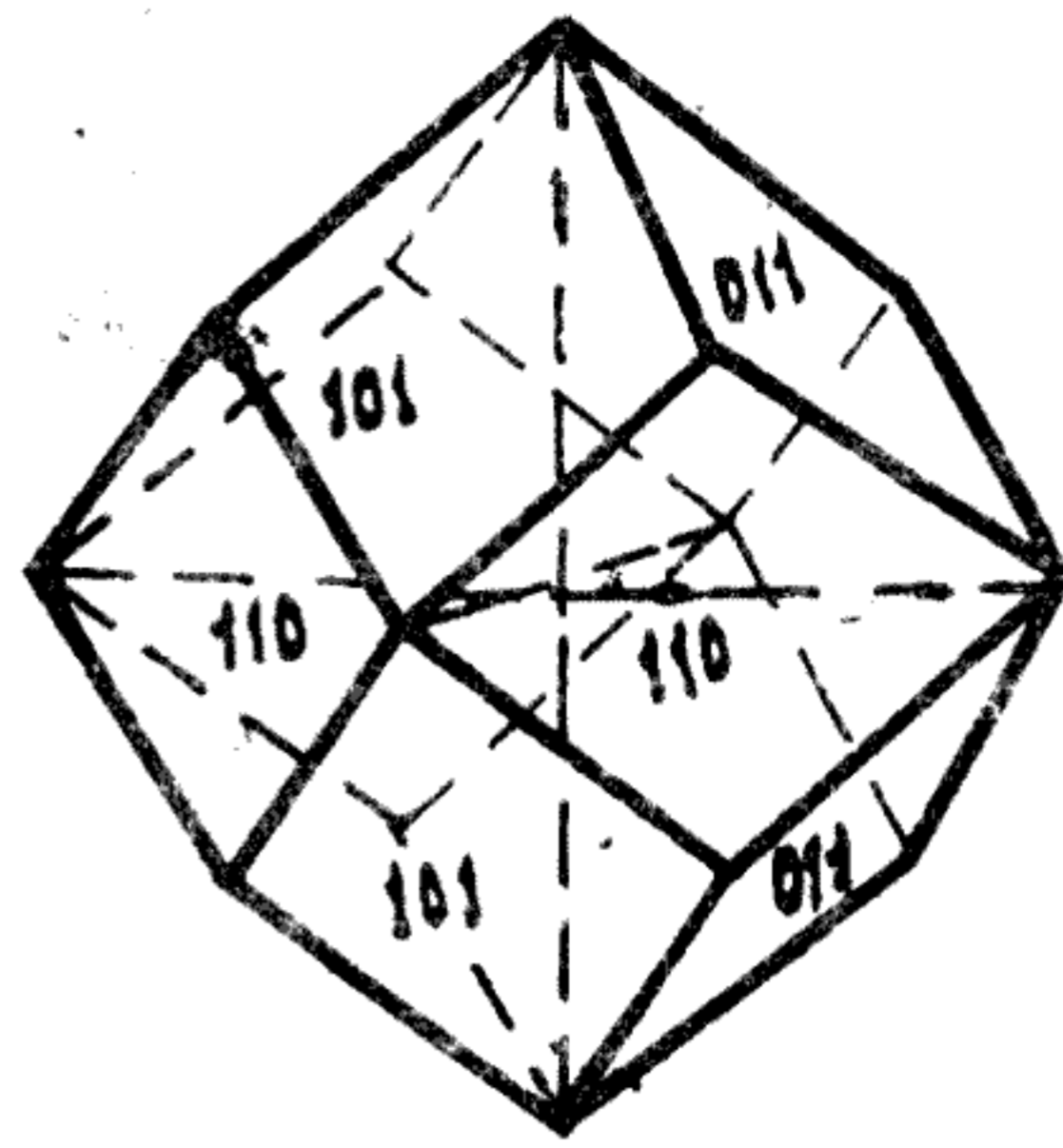


Рис. 24. Пирит в серицит-хлоритовом сланце



**Х р о м и т** -  $\text{Fe}^{2+}\text{Cr}^{3+}_2\text{O}_4$ . Группа шпинели. Кубическая сингония. Встречается в виде неправильных или изометрических зерен, агрегатов, редко в виде октаэдрических кристаллов. Трещиноват, спайность отсутствует.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** В проходящем свете просвечивает в краях красным или буро-красным цветом, часто черный, непрозрачный (подсвечивать линзой Лазо). В отраженном свете серый. Изотропный. Показатель преломления -  $n = 2,05-2,16$ . Резкая шагреневая поверхность и высокий рельеф.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Магнетит и пикотит. От магнетита и пикотита отличается окраской.

**Г е н е з и с.** Магматогенный, метаморфогенный. Магматогенный хромит отмечается в гипербазитах, значительно реже габброидах. Как метаморфогенный хромит образуется при серпентинизации гипербазитов.

## 2.2. Прозрачные минералы

Минеральный состав этой группы характеризуется значительным разнообразием, обусловленным широким диапазоном температур и давлений при которых протекают процессы метаморфизма. Минералы этой группы подразделяются на: изотропные бесцветные и изотропные цветные.

2.2.1. Изотропные бесцветные минералы В данном разделе рассматриваются широко распространенные породообразующие минералы метapelитов эпидот-амфиболитовой, альмандин-амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма.

**Г р а н а т ы.** К этой группе относятся многочисленные минералы с общей формулой  $A_3B_2[SiO_4]_3$ , где  $A = Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ca^{2+}, V^{2+}$ ;  $B = Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Mn^{3+}$ , реже  $V^{3+}, Ti^{3+}$  и  $Ti^{4+}$ . Перечисленные элементы присутствуют в различных соотношениях. Среди гранатов устанавливается два ряда: пиральспиты (пироп, альмандин, спессартин) и уграндиты (уваровит, гроссуляр, андрадит). Они все кристаллизуются в кубической сингонии. Часто встречаются в виде хорошо образованных кристаллов, имеющих форму ромбического додекаэдра. В табл.3 указаны наиболее обычные цвета различных гранатов при визуальных наблюдениях. Гранаты любого состава могут иметь любую окраску кроме синей. В шлифе **гранаты** часто бесцветны или слабо окрашены. Гранаты обладают совершенным изоморфизмом. Поэтому надежная диагностика среди них возможна более точными инструментальными методами с учетом минерального парагенезиса.

Т а б л и ц а 3

### Гранаты

Название, формула	Окраска в образцах
<b>Пиральспиты:</b>	
Пироп $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$	Красный разных тонов, лиловый, оранжевый
Альмандин $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$	Красный, розовый, фиолетовый
Спессартин $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$	Коричневый разных тонов
<b>Уграндиты:</b>	
Уваровит $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$	Зеленый разных тонов
Гроссуляр $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$	Желтый разных тонов, бесцветный
Андрадит $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$	Зеленый до черного

Гранаты очень похожи на шпинель. Отличительной особенностью шпинели является более яркая и разнообразная окраска в шлифах, в то время как гранаты часто бесцветны. Шпинель также имеет в разрезах треугольники, квадраты и четырехугольники.

**Г р о с с у л я р** -  $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$  Группа граната. Кубическая сингония.

В шлифе образует часто округлые или неправильной формы зерна и в редких случаях отмечаются октаэдрические и додекаэдрические кристаллы. Спайность отсутствует, но иногда отмечается трещиноватость. В шлифе бесцветный или имеет слабый зеленоватый оттенок.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Изотропный. Показатель преломления  $n = 1,735-1,819$ , поэтому имеет высокую шагрeneвую поверхность и рельеф. Редко реагирует на поляризованный свет, обнаруживая при этом слабую анизотропию и зональное строение. Идиоморфная форма кристаллов обусловлена чаще всего характером двойникования, представляющие собой пирамиды, расположенные вершинами к центру единого кристалла.

**В к л ю ч е н и я.** В отдельных случаях содержит включения кварца, плагиоклаза, рудного минерала, амфибола и пироксенов.

**Р а з н о в и д н о с т и.** В качестве разновидностей гроссуляра следует назвать гессонит - железистый гроссуляр.

**И з м е н е н и я.** При наложенных повторных процессах метаморфизма гроссуляр переходит в эпидот, хлорит, полевой шпат, кальцит и биотит.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Шпинель-плеонаст и герценит отличаются яркой зеленой окраской и формой кристаллов, дающих в квадратные, четырехугольные и треугольные срезы.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный. Широко распространен в породах контактового метаморфизма в парагенезисе с кальцитом, диопсид-геденбергитом, роговой обманкой, плагиоклазом, скаполитом, волластонитом, везувианом и другими минералами, также в некоторых кристаллических сланцах основного состава.

**П е р и к л а з.** -  $\text{MgO}$ . Кубическая сингония.

Встречается почти исключительно в виде правильных кристаллов кубической или октаэдрической формы, дающих квадратные или восьмиугольные срезы. Редко - зерна. Спайность совершенная по (100). В шлифе бесцветный или коричневатый.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Изотропный, редко аномально анизотропный, обладающий показателями преломления -  $n = 1,730-1,739$ . Очень высокий рельеф и резкая шагрeneвая поверхность.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Шпинель. От шпинели периклаз отличается совершенной спайностью и окраской.

**И з м е н е н и я.** При метаморфических процессах диафтореза по периклазу развивается серпентин, брусит, гидромагнетит.

**Г е н е з и с.** **Метаморфогенный.** Образуется в породах бедных  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и богатых  $\text{MgO}$  при процессах контактового метаморфизма в P-T условиях пироксен-роговиковой и синидинитовой фаций. Встречается периклаз в различных скарнах и роговиках в парагенезисе с монтчеллитом, форстеритом, магнетитом, шпинелью, магнетитом и кальцитом.

**Ф л ю о р и т -  $\text{CaF}_2$ .** Кубическая сингония.

Большой частью встречается в виде неправильных зерен, выполняющих промежутки между другими минералами, изредка в идиоморфных зернах, имеющих форму кубов, октаэдров, ромбододекаэдров. Двойники по (Ш) взаимнопрорастающие. Спайность совершенная по (Ш), в связи с чем в некоторых разрезах можно наблюдать две или три системы пересекающихся трещин. В шлифе бесцветный; редко окрашен в ясно заметный фиолетовый, синеватый или красноватый цвета. Окраска часто распределяется неравномерно, пятнами. Форма кристаллов флюорита дана на рис.25.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Изотропный, имеющий показатель преломления -  $n = 1,434$ . Иногда оптически аномален; дает серую интерференционную окраску. Нередко содержит включения циркона и др. минералов, вокруг которых в бесцветном флюорите появляется окраска. Вследствие низкого преломления наблюдается резко выраженный отрицательный рельеф и шагреневая поверхность.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Опал, содалит. От опала флюорит отличается наличием совершенной спайности. От фельдшпатоидов - характером трещин спайности и резкой шагреневой поверхностью.

**Г е н е з и с.** Гидротермальный, пневматолитовый. Встречается преимущественно в гранитах, пегматитах, грейзенах, щелочных изверженных породах и других.

**Г р у п п а ш п и н е л и.** К этой группе относятся минералы с общей формулой  $\text{AB}_2\text{O}_4$ , где А -  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ; В -  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{V}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{4+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ . Номенклатура минералов группы шпинели дана в табл.4.

Минералы группы шпинели кристаллизуются в кубической сингонии. Часто встречаются в хорошо образованных кристаллах октаэдрического

Номенклатура основных минералов группы  
шпинели (Годовиков, 1975; 1983)

A = Me <sup>2+</sup>	B = Me <sup>3+</sup>		
	Al <sup>3+</sup> - Алюмошпинели	Fe <sup>3+</sup> - Феррошпинели	Cr <sup>3+</sup> - Хромошпинели
Mg <sup>2+</sup>	Шпинель MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	Магнезиоферрит MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	Магнохромит (Mg, Fe)Cr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>
Fe <sup>2+</sup>	Герценит FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> Галаксит (Mn, Fe)Al <sub>2</sub> O <sub>4</sub> Ганит ZnAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	Магнетит FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> Якобсит MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> Франклинит (Zn, Fe)Fe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	Хромит FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>

облика. Для всех шпинелидов характерны высокотемпературные P-T условия образования. Ниже приведены оптические свойства главных минералов этой группы.

**Ш п и н е л ь** - MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> Кубическая сингония.

Образует октаэдрические кристаллы, дающие в шлифах квадратные, четырехугольные и треугольные срезы. Иногда наблюдаются двойники. Встречаются и неправильные зерна. Спайность несовершенная по (111). Под микроскопом розоватая, красно-бурая или синеватая.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Изотропная, имеющая показатели преломления - n = 1,763-2,050. Наименьшее преломление у благородной шпинели, наибольшее - у содержащей железо и хром. В этом же направлении снижается прозрачность до едва просвечивающей. Резкая шагреневая поверхность и рельеф.

**Р а з н о в и д н о с т и.** Плеонаст - (Mg, Fe)Al<sub>2</sub>O<sub>4</sub> - зелено-го цвета; герценит - FeAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> - темно-зеленая; пикотит - (Mg, Fe)(Al, Cr)<sub>2</sub>O<sub>4</sub> - бурой окраски; благородная шпинель - MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> синеватой окраски.

**И з м е н е н и я.** Устойчива по отношению к наложенным процессам метаморфизма и выветривания. Поэтому легко накапливается в россыпях.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Хромит, гранат. От хромита шпинель отличается меньшим преломлением и окраской; от граната - формой кристаллов и окраской.

**Г е н е з и с.** **Метаморфогенный, магматогенный.** Метаморфогенная шпинель образуется в P-T условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Относительно широко встречается в метапелитовых парагенезисах с кварцем, гиперстеном, гранатом, силлиманитом, реже биотитом, плагиоклазом, сапфирином, магнетитом и другими минералами. Кроме того шпинель отмечается в мраморах, эрланах в парагенезисе с кальцитом, форстеритом, дипсидом, апатитом, флогопитом и другими минералами. Магматогенная шпинель (плеонаст и пикотит) встречается в гипербазитах и габброидах и их эффузивных аналогах.

### 2.2.2. Изотропные цветные минералы

В данном разделе рассматриваются исключительно породообразующие минералы многих метаморфических пород.

**А л ь м а н д и н** -  $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$ . Группа граната. Кубическая сингония.

В шлифе обычно образует округлые, неправильные зерна (рис.26), а также додекаэдрические или трапециоздрические кристаллы. Спайность несовершенная только по (110), обычно отсутствует. Двойники отмечаются крайне редко. В шлифе слабо окрашен в красноватый или желтовато-красноватый цвет. Форма кристалла алмандина дана на рис 27.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Изотропный, показатель преломления  $n = 1,766-1,830$ , обладает высоким рельефом и резкой шагреневой поверхностью.

**В к л ю ч е н и я.** Содержит многочисленные включения кварца (рис.28), плагиоклаза, рутила, рудного и др. минералов.

**И з м е н е н и я.** При повторных процессах метаморфизма и метасоматоза алмандин замещается биотитом (рис.29) с образованием псевдоморфоз, кварцем и плагиоклазом, кордиеритом и др. минералами.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Шпинель, отличающиеся формой кристаллов и более яркой окраской в шлифах.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный. Широко распространен в метаморфических поясах андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового типов. В различных гнейсах, сланцах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций в ассоциации с биотитом, мусковитом, хлоритоидом, ставролитом, дистеном, силлиманитом и др. минералами. Часто встречается в гранитных пегматитах, аплитах и аляскитах, как акцессорный минерал.

**А н д р а д и т** -  $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$ . Группа граната. Кубическая сингония.

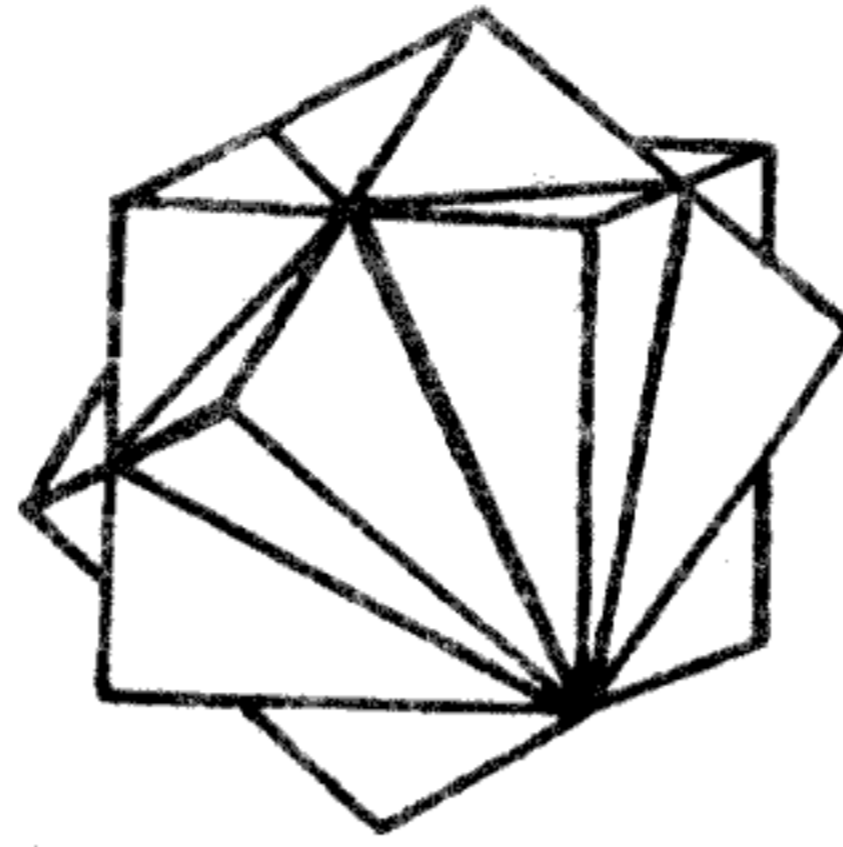
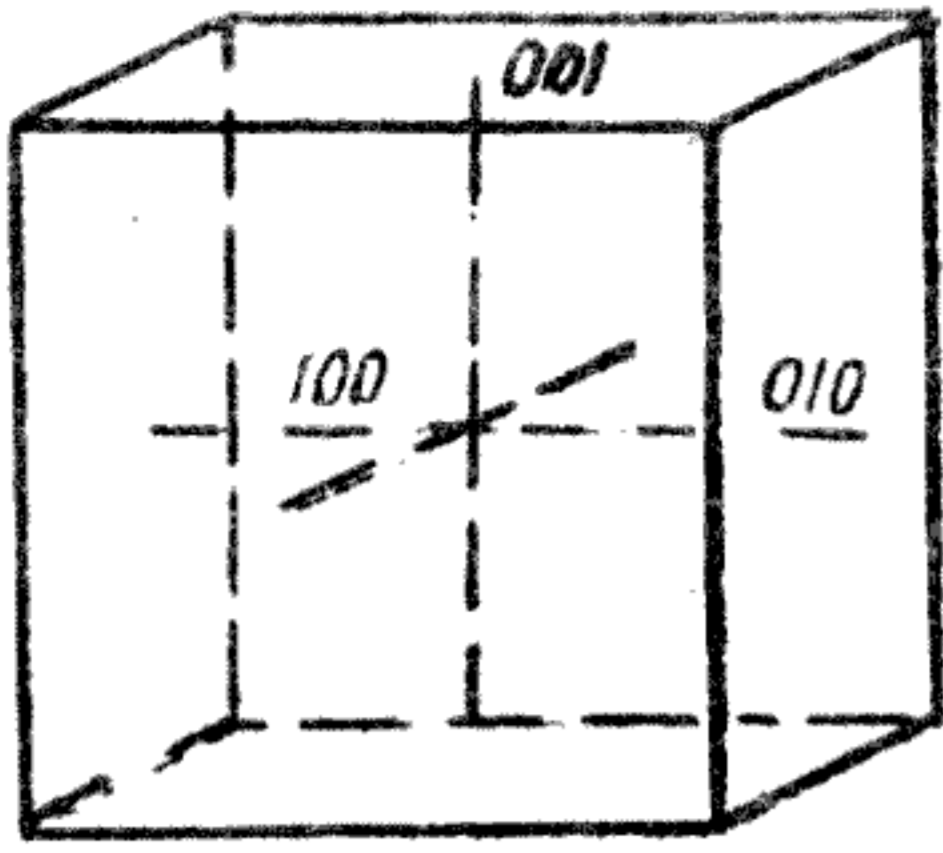


Рис.25. Флюорит



Рис.26. Гранат в ставро-  
лит-дистен-гранат-двуслюдис-  
том сланце (увел.20, николи//)

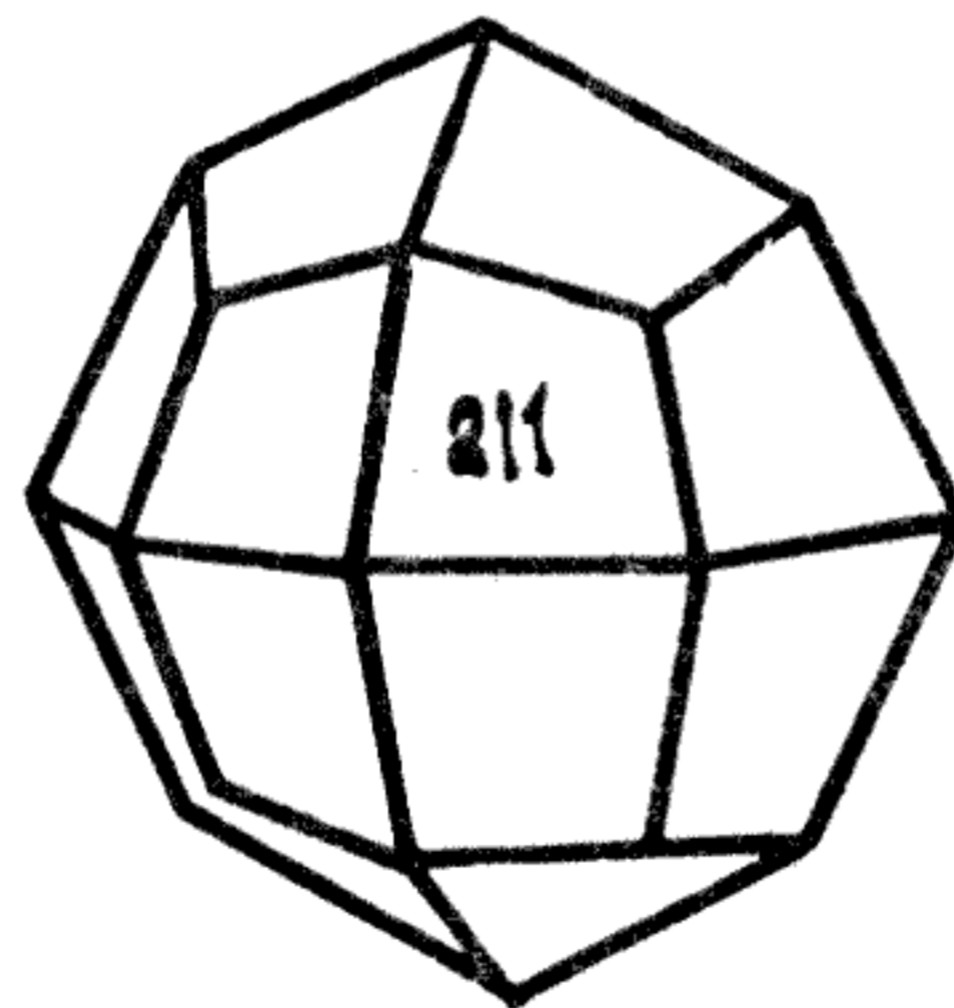
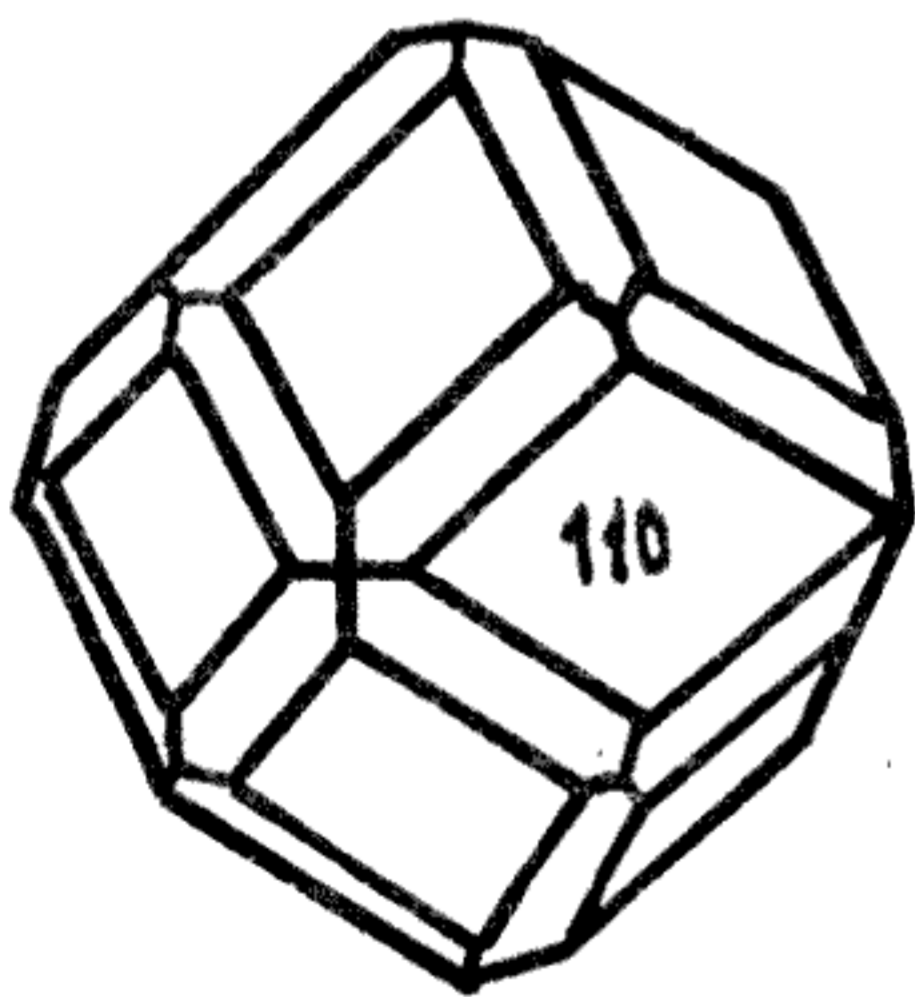


Рис.27. Альмандин

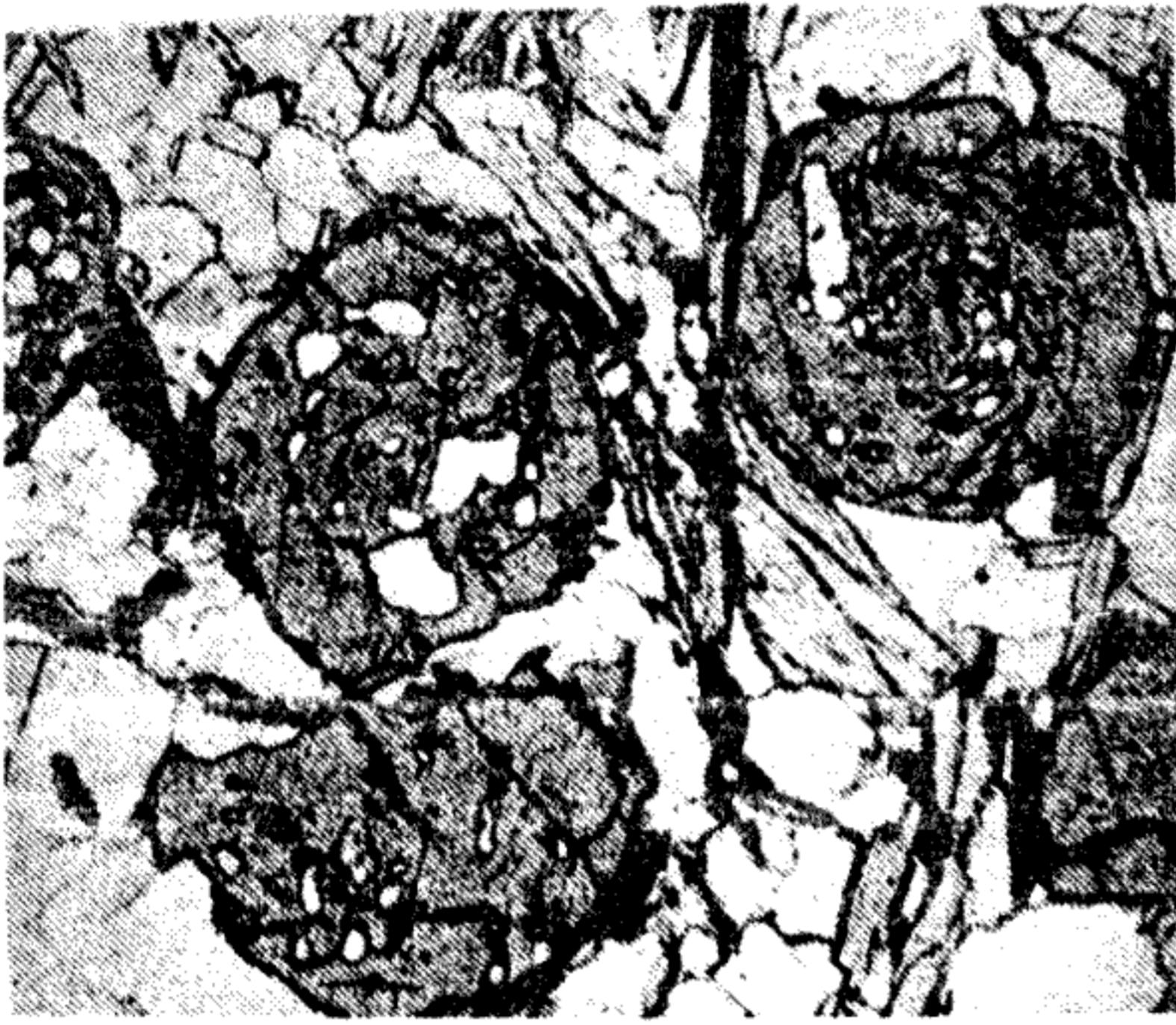


Рис.28. Гранат в дистен-гранат-двуслюдном сланце (увел.20, николи //)



Рис.29. Гранат в гранат-биотитовом гнейсе. Гранат замещается биотитом (увел.20, николи //)

Форма кристаллов додекаэдрическая и октаэдрическая. Спайность отсутствует, но часто отмечается наличие трещин. Окраска в шлифе - желто-зеленая, бурая.

О п т и ч е с к и е с в о й с т в а. Изотропный, но часто в шлифах обладает оптической аномалией и приобретает серую интерференционную окраску первого порядка. Показатель преломления андрадита -  $n = 1,865-1,895$ , поэтому характеризуется резко выраженным рельефом и шагреновой поверхностью.

В к л ю ч е н и я. В ряде случаев содержит включения кварца, плагиоклаза и рудных минералов.

Р а з н о в и д н о с т и. Демантоид - прозрачная зеленая разновидность. Шорломит - богатая титаном разновидность, обладающая бурой или красно-бурой окраской.

Г е н е з и с. Метаморфогенный. Характерный минерал контактового метаморфизма, широко распространен в скарнах в парагенезисе с геденбергитом, роговой обманкой, скаполитом, кальцитом, биотитом и др. минералами.

П и р о п -  $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$ . Группа граната. Кубическая сингония.

Идиоморфные кристаллы отмечаются редко, чаще это неправильные или округлые зерна. Спайность отсутствует. В шлифе слегка окрашен в красный, оранжевый или темно-красный цвет.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Изотропный, показатель преломления -  $n = 1,705-1,740$ . Шагреневая поверхность резкая, рельеф высокий.

**В к л ю ч е н и я.** Иногда содержит включения кварца, плагиоклаза, рутила и рудного минерала.

**И з м е н е н и я.** При вторичных наложенных процессах метаморфизма пироп замещается амфиболом, пироксеном, кордиеритом, полевым шпатом, биотитом и хлоритом, иногда с образованием келефитовых кайм либо с формированием псевдоморфоз кордиерита, биотита, пироксена и хлорита по пиропу.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Шпинель-пикотит, отличающийся формой кристаллов и более яркой бурой окраской в шлифах.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный и магматогенный. Относительно широко распространен в гранулитах, чарнокитах, эндербитах и эклогитах в ассоциации с кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, гиперстеном, омфацитом, роговой обманкой и др. Часто встречается в кимберлитах и гранатовых перидотитах.

**С п е с с а р т и н -  $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$ .** Группа граната. Кубическая сингония.

Образует идиоморфные кристаллы в виде додекаэдров, чаще округлые зерна без спайности. В шлифе светло-розовый или чаще бесцветный.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Изотропный, но в отдельных случаях бывает анизотропный с серыми цветами интерференции. Обладает показателем преломления -  $n = 1,76-1,830$ , резкой шагреневой поверхностью и высоким рельефом.

**В к л ю ч е н и я.** Наблюдаются включения кварца, плагиоклаза и рудного минерала.

**И з м е н е н и я.** При повторных процессах метаморфизма замещается биотитом, хлоритом, кварцем и кислым плагиоклазом. При интенсивных преобразованиях формируются псевдоморфозы биотита и хлорита по спессартину.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Шпинель-пикотит, которая отличается яркой бурой окраской и формой кристаллов. Пироп, характеризующийся темно-красной окраской. Точная диагностика спессартина осуществляется с учетом минерального парагенезиса и параметра кристаллической решетки.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный, магматогенный и пегматитовый. Спессартин встречается реже, чем другие гранаты. Гранаты, в составе

которых спессартиновая составляющая играет ведущую роль, известны в мигматитах и гнейсах кордиерит-амфиболитовой фации. Относительно часто спессартиновые гранаты встречаются в породах обогащенных марганцем парагенезисах (с родонитом, тефроитом и т.д.), возникающих в результате метасоматоза. Кроме того, спессартины характерны для гранитных пегматитов особенно с редкометалльной специализацией.

**У в а р о в и т** -  $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$  Группа граната. Кубическая сингония.

В шлифе встречается в виде додекаэдрических кристаллов и довольно редко октаэдрической формы. Часто имеет двойники как у грюсуляра. Спайность отсутствует. Обладает изумрудно-зеленой окраской в шлифе.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Изотропный, иногда имеет аномальные цвета интерференции по секториальным двойникам. Показатель преломления -  $n = 1,860-1,870$ . Обладает очень высоким рельефом и весьма резкой шагреновой поверхностью.

**В к л ю ч е н и я.** Содержит иногда включения кварца, амфиболов, пироксенов, кальцита, хромита и др. минералов.

**И з м е н е н и я.** При наложенных процессах метаморфизма и метасоматоза уваровит замещается биотитом и хромсодержащим хлоритом ярко-зеленой окраски иногда с образованием псевдоморфоз хлорита по уваровиту.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Шпинель-плеонаст и герцинит отличаются яркой зеленой окраской и формой кристаллов, дающих квадратные и треугольные срезы.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный, встречается в гнейсах, скарнах в ассоциации с кальцитом, амфиболом, пироксеном и скаполитом, а также в серпентинитах и хромитах.

**Л а з у р и т** -  $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{AlSiO}_4]_6\text{SO}_4$  . Кубическая сингония.

Образует зернистые агрегаты и изометрические зерна и отдельные кристаллы додекаэдрического габитуса. Имеет ясные трещины спайности по ромбическому додекаэдру. Окраска лазурита меняется от бледно-голубой до темно-синей. Реже встречается лазурит зеленоватых оттенков. В шлифах окраска лазурита снижается, так что бледноокрашенные лазуриты практически бесцветны.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Изотропный, имеющий показатели преломления -  $n = 1,498-1,512$ , обычно  $1,503-1,509$ , благодаря чему имеет отрицательный рельеф и заметную шагреновую поверх-

ность. Иногда лазурит приобретает анизотропию; его триклинная модификация. Н. В. Воскобойникова (1938) описала предположительно ромбическую модификацию лазурита, имеющего показатели:  $n_e = 1,514$ ;  $n_m = 1,510$ ;  $n_p = 1,504$ ,  $n_e - n_p = 0,010$ .

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Содалит, нозеан, гаюин. Минералы группы фельдшпатоидов друг от друга лучше всего отличать при помощи микрохимических реакций; сняв покровное стекло и удалив канадский бальзам, необходимо смочить шлиф азотной кислотой и дать ей медленно испариться. Если это содалит, выделяются кристаллы  $\text{NaCl}$ , если гаюин -  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  и если только по прибавлении  $\text{CaCl}_2$  выделяются и те и другие кристаллы - это нозеан. Если же выделяется  $\text{H}_2\text{S}$  - минерал лазурит.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный. Образуется при диафторезе пород гранулитовой фации в P-T условиях амфиболитовой фации регионального и контактового метаморфизма. Отмечается в ассоциации с кальцитом, флогопитом, форстеритом, гумитом, скаполитом и др. минералами.

### 2.3. Минералы одноосные

Характеристика главных породообразующих одноосных минералов дана в порядке их оптической ориентировки. Сначала рассмотрены бесцветные оптически положительные и отрицательные одноосные минералы, затем цветные, неплеохроичные оптически положительные.

#### 2.3.1. Бесцветные одноосные оптически положительные минералы

В данном разделе дана характеристика одноосных оптически положительных минералов. Некоторые из них являются широко распространенным в метаморфических и магматических породах.

**А л у н и т** -  $\text{KAl}_3[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$ . Триклинная сингония.

Встречается в виде тонкозернистых, листоватых и волокнистых агрегатов, часто в тесной ассоциации с кварцем. Кристаллы-ромбоэдры, таблички встречаются редко, в пустотах и трещинах пород. Спайность совершенная по (0001). Бесцветный. Форма кристалла алунита дана на рис.30.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, положительный, обладающий показателями преломления:  $n_e = 1,592$ ;  $n_o = 1,572$ ;  $n_e - n_o = 0,020$ . Рельеф низкий, шагреневая поверхность отсутствует. Угасание прямое, удлинение часто трудно определяемое, но у вытяну-

тых зерен отрицательное. Интерференционная окраска на срезах, параллельных оптической оси, желтая, первого порядка, до синей, второго порядка.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Мусковит, канкринит. От мусковита алунит отличается одноосным оптическим знаком и отрицательным удлинением; от канкринита – более высоким преломлением.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенно-гидротермальный. Образуется в результате взаимодействия сернокислых гидротермальных растворов на горные породы, богатые полевыми шпатами. В этом случае алунит образуется как вторичный минерал по полевым шпатам.

**А п о ф и л л и т** –  $KCa_4[Si_4O_{10}]_2 F \cdot 6H_2O$ . Тетрагональная сингония.

В шлифе встречается в виде табличек, призм, столбчатых, дигипирамидальных кристаллов, неправильных зерен. Спайность весьма совершенная по (001) и менее совершенная по (110). Двойники по (111), редки. Бесцветный. Форма кристаллов апофиллита дана на рис.31.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_e = 1,536-1,547$ ;  $n_o = 1,534-1,544$ ;  $n_e - n_o = 0,002-0,003$ . Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Удлинение апофиллита (знак главной зоны) положительное, но бывает нередко и отрицательное. Интерференционная окраска на разрезах, параллельных оптической оси, низкая – темно-серая, почти черная.

Иногда наблюдаются оптические аномалии: двуосность, пятнистая интерференционная окраска, угасание пятнистое. В отдельных случаях базальное сечение имеет секториальное строение. Отдельные секторы двуосны и положительны для красного и отрицательны для синего цвета.

**И з м е н е н и я.** При наложенных процессах метаморфизма по апофиллиту развивается кальцит и глинистые минералы.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Цеолиты. В отличие от них у апофиллита большее преломление и спайность по базису.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный. Образуется при процессах регионального метаморфизма пород в P-T условиях цеолитовой фации в парагенезисе с цеолитами и полевыми шпатами. Встречается в пустотах базальтов. Иногда апофиллит развивается как вторичный минерал по волластониту в скарнах.

**Б р у с и т** –  $Mg(OH)_2$ . Тригональная сингония.

В шлифе представлен листоватыми и волокнистыми агрегатами, неправильными чешуйками. Зерна пластинчатого габитуса редки. Спайность весьма совершенная по (0001). В шлифе бесцветный. Форма кристалла брусита дана на рис.32.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_e = 1,580-1,585$ ;  $n_o = 1,559-1,566$ ;  $n_e - n_o = 0,021-0,019$ . Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Оптический характер (удлинение минерала) главной зоны отрицательный. Иногда брусит волокнистого строения является двuosным с углом оптических осей -  $2\gamma = 4-10^\circ$ . Интерференционная окраска на разрезе, параллельном оптической оси, желтая, первого порядка.

**И з м е н е н и я.** При наложенных процессах метаморфизма по бруситу развивается серпентин и гидромагнетит.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Тальк, мусковит, гипс, хлорит, гидромагнетит. От талька, мусковита, гипса брусит отличается одноосностью и более низким двупреломлением (кроме гипса, у которого интерференционная окраска ниже); от хлорита - одноосностью и более высоким двупреломлением; от гидромагнетита - прямым угасанием и показателем преломления.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный и гидротермальный. Брусит образуется при метаморфизме пород в P-T условиях цеолитовой фации в парагенезисе с кальцитом, доломитом, арагонитом, периклазом и другими минералами. Гидротермальный брусит встречается в трещинах среди серпентинитов.

**К а с с и т е р и т.** -  $\text{SnO}_2$ . Иногда содержит примесь железа и редких земель. Тетрагональная сингония. В шлифе образует изометричные зерна, реже таблитчатые, короткопризматические, игольчатые и дигпирамидальные кристаллы. Иногда касситерит образует мелкозернистые (рис.33) и радиально-лучистые агрегаты. Спайность совершенная по (110), ясная по (100), или отсутствует. Характерны коленчатые и сердцевидные, иногда полисинтетические двойники. В шлифе бесцветный, желтоватый, коричневатый, розоватый. Окраска часто распределяется пятнами, зонами. Форма кристаллов касситерита дана на рис.34.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, положительный. Показатели преломления:  $n_e = 2,093-2,098$ ;  $n_o = 1,997-2,001$ ;  $n_e - n_o = 0,096-0,097$ . Чрезвычайно высокий рельеф и шагреневая поверхность. Плеохроизм наблюдается редко: по  $n_e$  - бесцветный, зеленый, золотисто-желтый, серый, темно-красный; по  $n_o$  - карминовый, густо-

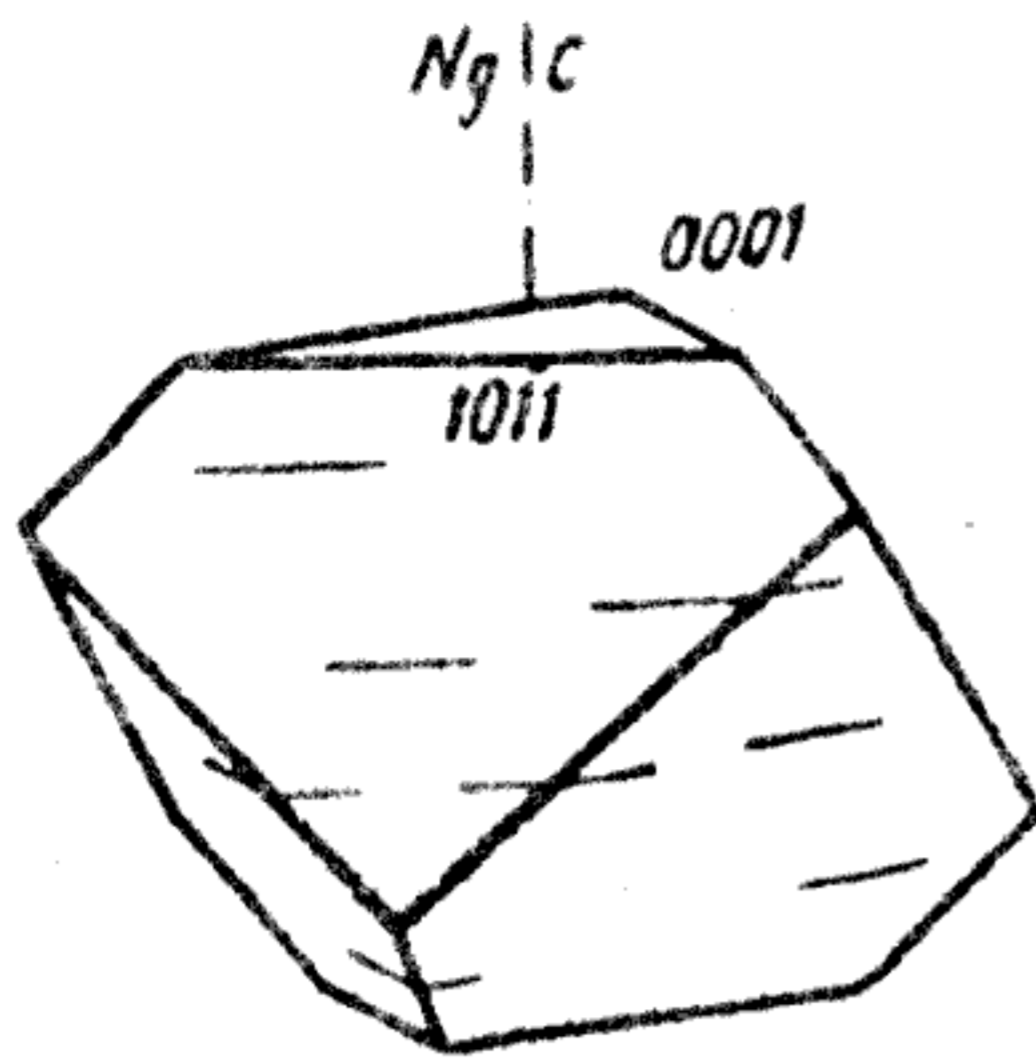


Рис.30. Алунит

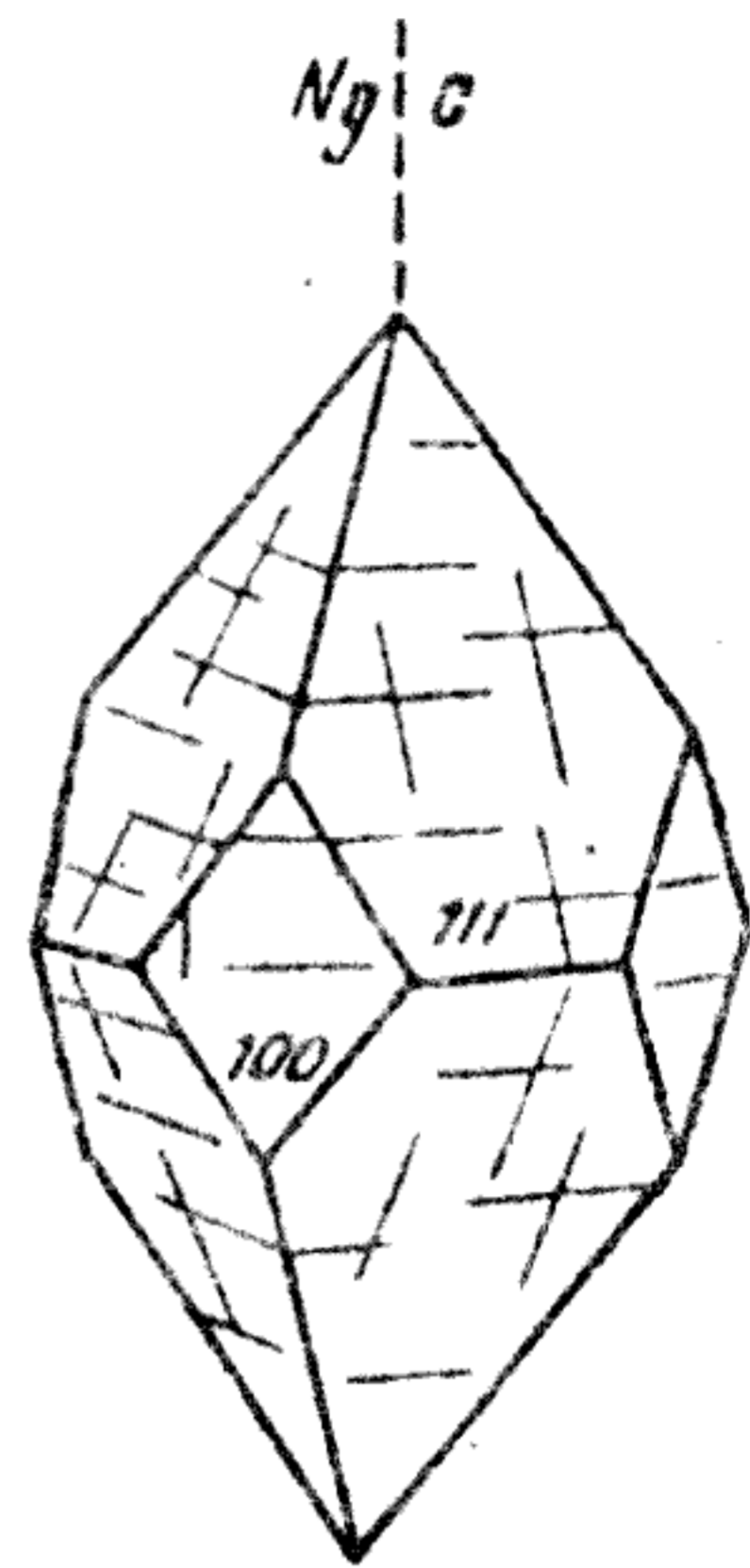


Рис.31. Апофиллит

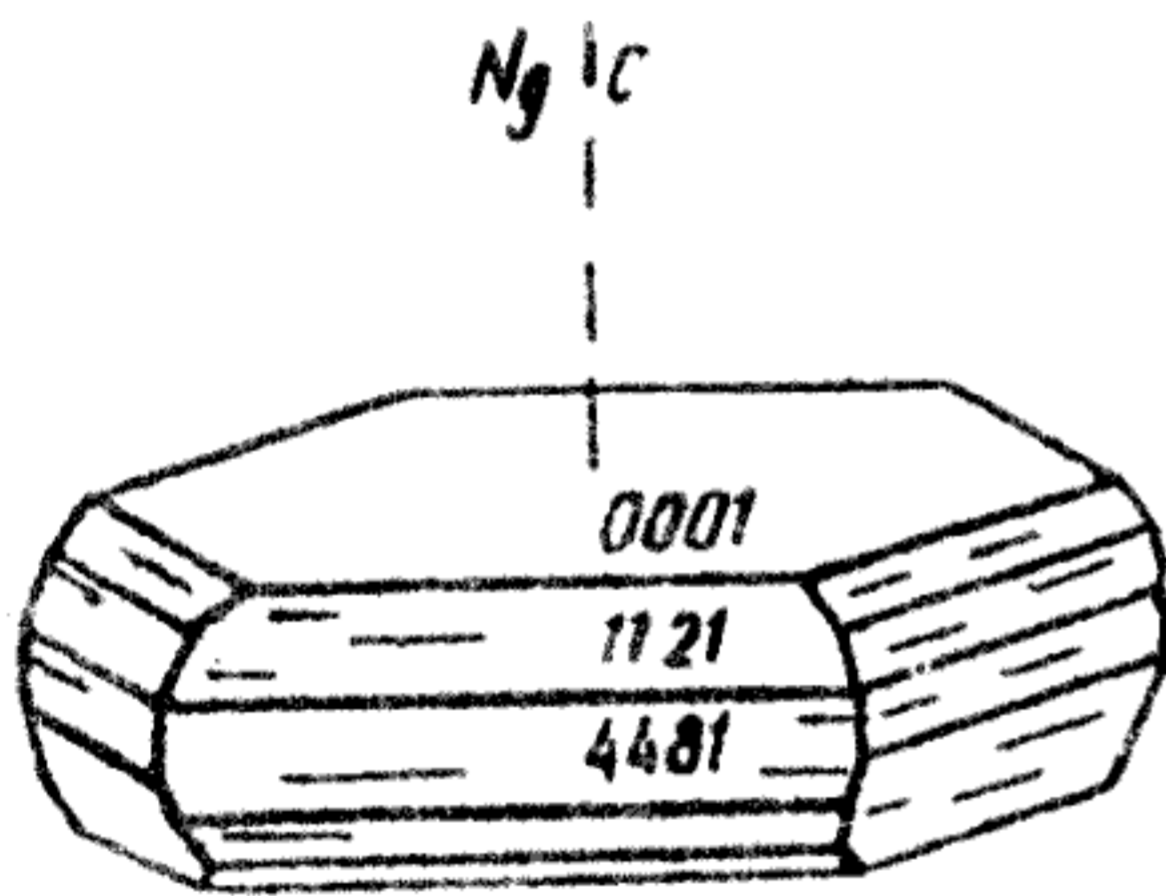


Рис.32. Брусит



Рис.33. Касситерит в граните

красный, буровато-желтый, светло-бурый. В отраженном свете серый. Абсорбция  $n_o > n_e$ . Угасание прямое. Знак главной зоны положительный. Редко бывает аномально двуосным с углом  $2U = 5^\circ$  и дисперсией  $r < v$ . Интерференционная окраска четвертого порядка на срезах, параллельных оптической оси. Интерференционная фигура - четкий крест с изохроматическими кольцами.

**Включения.** В виде включений в касситерите установлены турмалин и берилл.

**Похожие минералы.** Рутил, циркон, сфен, ортит, монацит. От рутила касситерит отличается меньшим преломлением и двупреломлением; от монацита - формой кристаллов, характеру двойников и значительно большему двупреломлению; от циркона - по более высокому преломлению и двупреломлению; от сфена - по осности; от ортита - большим преломлением и двупреломлением.

**Генезис.** Гидротермальный в грейзенах в ассоциации с вольфрамитом, халькопиритом, турмалином, топазом, лепидолитом, флюоритом, а также с различными минералами Bi, Pb, Ag, Mo. Касситерит - типичный акцессорный минерал, характерный для гранитоидов и пегматитов.

Очень стойкий минерал к различным преобразованиям пород и поэтому хорошо переходит в россыпи.

**Кварц -  $SiO_2$ .** Минералы, входящие в группу кварца, представляют собой ряд полиморфных модификаций двуокиси кремния. В настоящее время известно 14 полиморфных модификаций кристаллического  $SiO_2$ , наиболее распространенные из них приведены в табл. 5.

Из всех известных минералов группы кварца рассматриваются лишь главнейшие, чаще всего встречаемые в природе: кварц, тридимит, кристобалит, халцедон и опал.

**Кварц -  $SiO_2$ .** Имеет две модификации. Петрографу обычно приходится иметь дело с  $\alpha$ -кварцем, который называется просто кварцем. Это наиболее устойчивая при низких температурах модификация кварца. Форма зерен в метаморфических и магматических породах постоянно неправильная, в эффузивах часто имеет скелетные очертания или форму дигипирамидальных удлиненных призм. Двойники, видимые под микроскопом, исключительно редки. В шлифе бесцветный. Форма кристаллов дана на рис. 35.

**Оптические свойства.** Одноосный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_o = 1,544$ ;  $n_e = 1,553$ ;  $n_e - n_o = 0,009$ . Шагреновой поверхности и рельефа нет. Угасание прямое, уста-

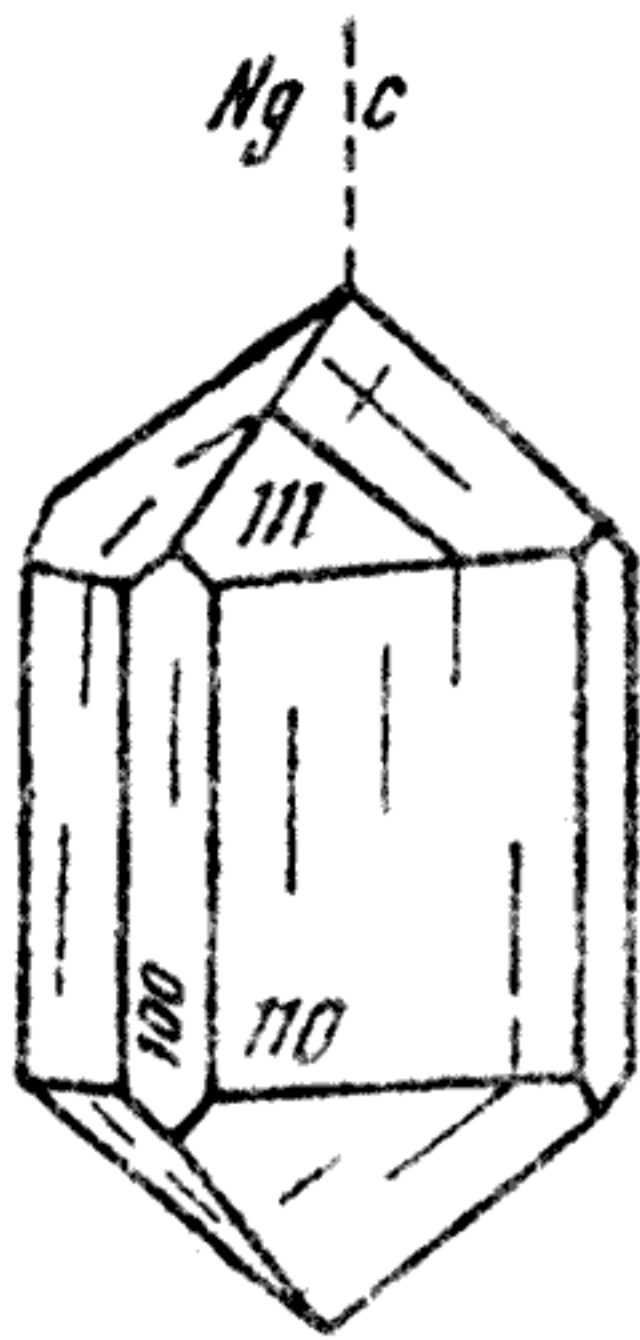


Рис.34. Касситерит

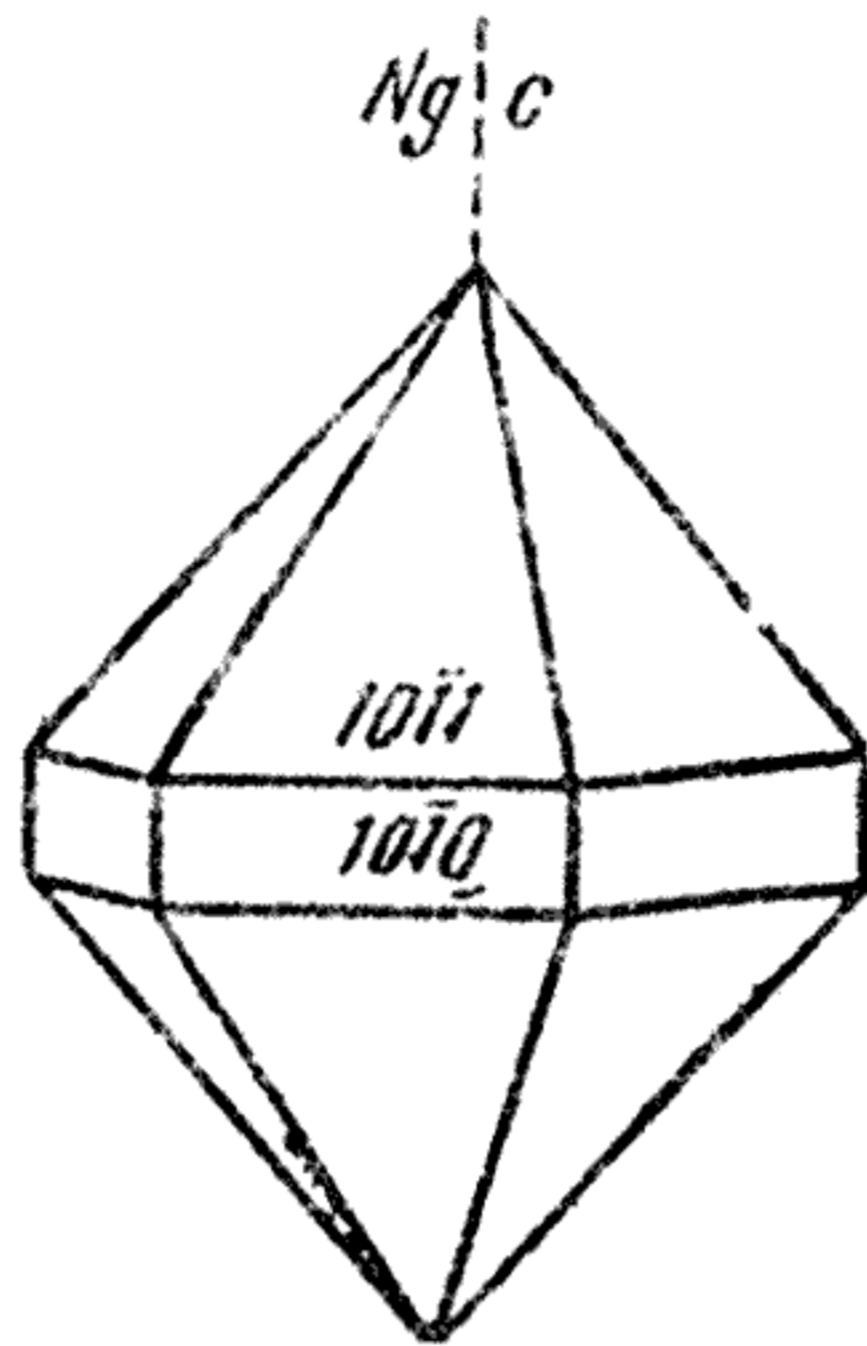
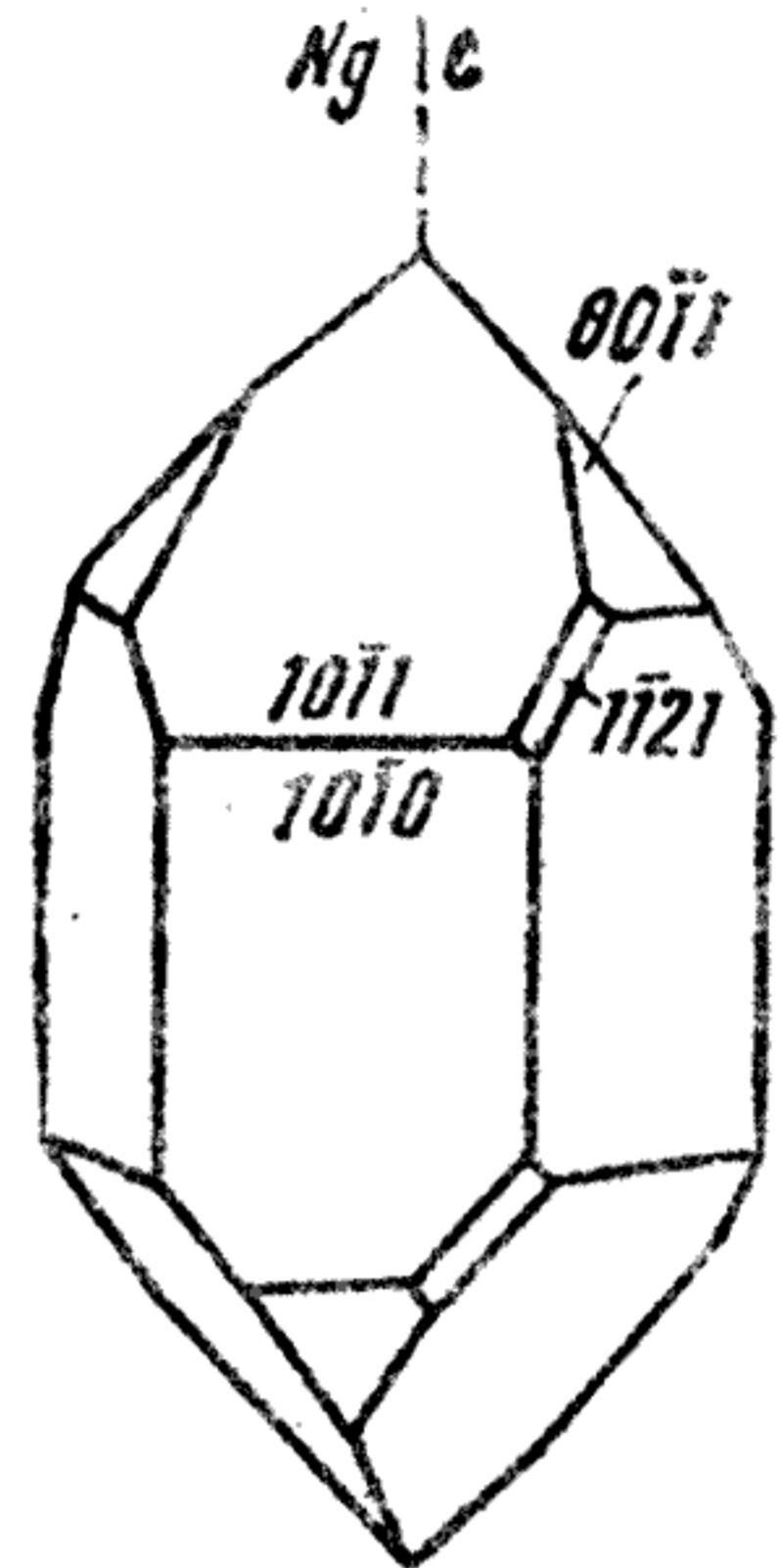


Рис.35. Кварц (увел.20, николи //)



Т а б л и ц а 5

Важнейшие полиморфные модификации кремнезема

Название	Полиморфные модификации	Интервал температур	Сингония
Кристобалит	$\beta$ -кристобалит	1470-1713 <sup>0</sup>	Кубическая
	$\alpha$ -кристобалит	180-270 <sup>0</sup>	Тетрагональная
Тридимит	$\beta$ -тридимит	870-1470 <sup>0</sup>	Гексагональная
	$\alpha$ -тридимит	130-180 <sup>0</sup>	Ромбическая
Кварц	$\beta$ -кварц	573-870 <sup>0</sup>	Гексагональная
	$\alpha$ -кварц	573 <sup>0</sup>	Тригональная
Коэсит	-	Синтезирован при T = 500-800 °C, P = 35 кбар	Моноклинная
Стишовит	-	Синтезирован при T = 1200 °C, P = 160 кбар	Тетрагональная

навливается в тех случаях, когда кварц имеет правильную форму. При этом же определяется и знак главной зоны (удлинение) – положительный. Изредка (особенно при динамометаморфизме) кварц становится псевдодвуосным, что выражается в искривлении "балок" креста и приобретении волнистого или мозаичного угасания. В таких случаях угол оптических осей –  $2V$  достигает  $8-12^\circ$ , изредка –  $24^\circ$ . Срезы, перпендикулярные оптической оси, не действуют на поляризованный свет – изотропны – и дают ясную интерференционную фигуру – крест без изохроматических колец. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка, в утолщенных шлифах – желтая того же порядка.

**Включения.** Кварц часто содержит многочисленные газо-вожидкие или твердые включения, расположенные беспорядочно или параллельными цепочками. Твердые включения представлены рутилом, сагени-том, апатитом, цирконом, ортитом, монацитом, гранатом, силлиманитом, амфиболом и др. минералами.

**Разновидности.** Горный хрусталь – бесцветный и абсолютно прозрачный кварц; раухтопаз – дымчатый, светло-бурый или светло-серый; морион – черный; аметист – фиолетовый; цитрин – лимонно-желтый; авантюрин – желтоватый или буровато-красный кварц; празем – зеленый (из-за включений актинолита); розоватый кварц; волосатик – горный хрусталь с включениями тонкоигловчатых кристаллов рутила, турмалина и других минералов;  $\beta$ -кварц – высокотемпературная разновидность гексагональной сингонии (см. табл.5). Имеет форму укороченной призмы с дипирамидальными окончаниями или в виде шестиугольников, ромбов, неправильных, извилистых очертаний зерен.

**Похожие минералы.** Кордиерит, плагиоклаз, нефелин. От кордиерита отличается отсутствием спайности, осностью и оптическим знаком (кордиерит – двуосный, отрицательный); от плагиоклаза – отсутствием спайности и полисинтетических двойников, осностью и оптическим знаком (плагиоклаз – двуосный, положительный); от нефелина – меньшим преломлением и оптическим знаком (нефелин – одноосный, отрицательный).

**Генезис.** Образуется во всех геологических процессах. Метаморфогенный, гидротермальный, магматогенный, осадочный. Кварц встречается в парагенезисе с полевыми шпатами, мусковитом, биотитом, лепидолитом, топазом, амфиболами, пироксенами, гранатом, дистеном, андалузитом, силлиманитом и др. минералами.

**Кристаллит** –  $SiO_2$ . Встречается в двух модификациях:  $\alpha$  – низкотемпературная, тетрагональной сингонии, кристаллизующаяся при температуре  $180-270^\circ C$  и  $\beta$  – высокотемпературная кубической син-

гонии, кристаллизующаяся при температуре 1470 °С. Крестобалит образует таблитчатые агрегаты с черепитчатыми (при большом увеличении) строением. Иногда обнаруживает полисинтетическое строение. Редко имеет форму октаэдров. Спайность отсутствует.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, отрицательный. Иногда кажется двуосным или в отдельных частях сохраняет изотропность. Обладает показателями преломления:  $n_o = 1,487$ ;  $n_e = 1,484$ ;  $n_o - n_e = 0,003$ . Рельеф и шагреньевая поверхность отсутствует. Угасание прямое, устанавливается в случае идиоморфной формы зерен. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Тридимит, кварц, плагиоклаз. От тридимита крестобалит отличается осностью и положительным знаком (тридимит – двуосный, положительный); от кварца – оптическим знаком (кварц – одноосный, положительный); от плагиоклаза – отсутствием полисинтетических двойников и совершенной спайности.

**Г е н е з и с.** Типичный метаморфогенный, гидротермальный, магматогенный, характерный для большинства метаморфических пород – гнейсов и сланцев. Распространен в гранитах, гранитоидах и их эффузивных аналогах.

**Т р и д и м и т ( $\alpha$  и  $\beta$ )** –  $SiO_2$ .  $\alpha$ -тридимит – ромбическая низкотемпературная модификация.

Образуется в сильно переохлажденных системах при температуре ниже 130 °С.  $\beta$ -тридимит – гексагональная высокотемпературная модификация, устойчивая при температурах от 870 до 1470 °С. Форма зерен тридимита псевдогексагональная, пластинчатая, черепитчатая или розетковидные агрегаты в пустотах эффузивных пород – липаритов, трахитов, андезитов и обсидиана. Спайность отсутствует. При двух николях характерны клиновидные и секториальные тройники. Форма кристалла тридимита дана на рис.36.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_g = 1,473$ ;  $n_m = 1,469$ ;  $n_p = 1,469$ ;  $n_g - n_p = 0,004$ . Угол оптических осей –  $2\theta = 35-90^\circ$ . Шагреньевая поверхность и рельеф отсутствуют. Угасание прямое, устанавливается в случае идиоморфной формы зерен. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Кварц, крестобалит, флюорит. От кварца тридимит отличается оптическим знаком (кварц – одноосный, положительный); от крестобалита – меньшим преломлением и осностью

(кристобалит – одноосный, отрицательный); от флюорита – меньшим преломлением, отсутствием спайности, шагреновой поверхности и рельефа.

**Г е н е з и с.** Магматогенный, метаморфогенный, гидротермальный Тридимит магматогенного генезиса встречается в эффузивах кислого и среднего состава, где образует вкрапленники. Метаморфогенный тридимит отмечается в породах регионального метаморфизма зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций в парагенезисе с кварцем, плагиоклазом, микроклином, биотитом, мусковитом и др. минералами. Как гидротермальный тридимит образуется в пустотах эффузивных пород.

**Х а л ц е д о н** –  $SiO_2$ . Скрытокристаллическая модификация кварца волокнистого строения.

Образует сферолиты в пустотах или трещинах пород. Бесцветный.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_e = 1,538-1,543$ ;  $n_o = 1,530-1,533$ ;  $n_e - n_o = 0,008-0,010$ . Удлинение отрицательное. Рельеф и шагреновая поверхность отсутствуют. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка.

**Р а з н о в и д н о с т и.** Сапфирит – голубовато-серый, синий; сердолик – красный, розово-красный и бледно-розовый; сардер – бурый; плазма – зеленый; хризопраз – яблочно-зеленый; гелиотроп, кровавый камень – зеленый с ярко-красными пятнышками; моховик – прозрачный халцедон, пропитанный включениями зеленого хлорита; концентрически-полосчатый халцедон называется агатом, параллельно-полосчатый – ониксом; яшма – халцедон с большим количеством примесей окрашенного материала; кремнь – с примесью частиц глины, песка и др.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Цеолиты. От цеолитов халцедон отличается большим преломлением.

**Г е н е з и с.** Типичный гипергенный, гидротермальный, выполняющий пустоты в эффузивах кислого состава.

**К с е н о т и м** –  $UPO_4$ . Содержит многочисленные примеси  $Ba$ ,  $Ce$ ,  $Th$ ,  $Fe$ ,  $U$ ,  $Si$  и других. Тетрагональная сингония.

В шлифе встречается в виде призматических, короткопризматических кристаллов с дипирамидальными окончаниями, и округленных зерен. Спайность совершенная по призме (110). Бесцветный или желтоватый, буроватый. Форма кристаллов ксенотима дана на рис.37.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, положительный, имеющий показатель преломления  $n_e = 1,816$ ;  $n_o = 1,721$ ;  $n_e - n_o =$

0,095. Очень высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Окрашенный, слабо плеохроирует; по  $n_e$  – буровато-желтый, коричнево-желтый до зеленоватого; по  $n_o$  – розовый, бледный коричневато-желтый. Абсорбция  $n_e > n_o$ . Угасание прямое, знак главной зоны положительный. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном оптической оси, четвертого порядка.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Циркон, монацит. От циркона отличается с трудом по значительно меньшему преломлению, большему двупреломлению, лучшей спайностью и двойниками. От монацита – по осности и большему двупреломлению.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный встречается в гнейсах, гранито-гнейсах, мигматитах и метаморфогенных пегматитах в ассоциации с кварцем, плагиоклазом, микроклином, мусковитом, биотитом и др. минералами. Магматогенный – в гранитах совместно с цирконом, но значительно реже.

**М е л и л и т** –  $(Ca, Na)_2 [(Mg, Al)(Al, Si)_2O_7]$ . Тетрагональная сингония.

В шлифе встречается в виде таблитчатых или короткостолбчатых кристаллов, в форме коротких призм с пирамидальными окончаниями или без них, в виде неправильных зерен. Иногда имеет волокнистое строение. Обладает совершенной спайностью по (001) и по (100). Под микроскопом бесцветен, или окрашен слабо в буроватые, желтоватые или зеленоватые цвета. Форма кристаллов меллита дана на рис. 38.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, положительный или отрицательный, характеризуется показателями преломления:  $n_o = 1,669-1,633$ ;  $n_e = 1,658-1,639$ ;  $n_o - n_e = 0,011-0,006$ , иногда почти изотропный. Обладает шагреневой поверхностью и рельефом. Угасание прямое. Удлинение меллита может быть положительным и отрицательным. Окрашенный меллит имеет слабый плеохроизм по схеме

$n_o > n_e$ : по  $n_o$  – светлый, коричневато-желтый; по  $n_e$  – светлый, зеленовато-желтый. Интерференционная окраска аномальная, низкая – тусклая, чернильно-синяя или темно-серая, первого порядка.

**И з м е н е н и я.** При наложенных процессах метаморфизма по меллиту развиваются цеолиты.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Цоизит, везувиан, андалузит, апатит. От цоизита меллит отличается окраской, отсутствием спайности и осностью (цоизит – двуосный, положительный); от везувиана более низким преломлением; от андалузита – низкой интерференционной окраской; от апатита отличается тем, что не встречается в кислых породах.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный, магматогенный. Метаморфогенный мелилит образуется в P-T условиях пироксен-роговиковой фации контактового метаморфизма, где встречается в парагенезисе с мантицеллитом, волластонитом, гроссуляром, кальцитом, флоголитом, кордиеритом, форстеритом и др. минералами. Как магматогенный мелилит встречается в основных и ультраосновных щелочных породах в ассоциации с нефелином, лейцитом, оливином, пироксеном, перовскитом.

**Ц и р к о н.** -  $ZrSiO_4$ . Тетрагональная сингония. Часто содержит примесь редких земель, тория, гафния, урана. Образует короткостолбчатые или длиннопризматические кристаллы с дигипирамидальными окончаниями и округлые зерна. Двойники по (101) редки. В поперечных сечениях дает четырехугольники и восьмиугольники. Спайность по призме, хорошо выражена только в крупных кристаллах. Бесцветный или окрашен в розовый, буроватый или синевато-зеленый цвет. Окраска циркона обусловлена содержанием U и Th, а также примесью Fe и Cu, чаще всего бывает включен в биотит, амфибол и другие породообразующие и акцессорные минералы, где вокруг циркона наблюдаются четкие плеохроирующие каемки. Форма кристалла циркона дана на рис. 39.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, положительный имеющий показатели преломления  $n_e = 1,968-2,015$ ;  $n_o = 1,924-1,965$ ;  $n_e - n_o = 0,044-0,055$ . Благодаря этому циркон имеет очень высокий рельеф и резкую шагреневую поверхность. Изредка аномальный двуосный с углом  $2V$  до  $10^\circ$ . Угасание прямое, удлинение положительное. Иногда имеет зональное строение. Интерференционная окраска в разрезах, параллельных оптической оси третьего или четвертого порядка - синяя, зеленая, желтая, красная; базальные срезы изотропны, дают интерференционную фигуру в виде креста с изохроматическими кольцами. В результате метамиктного распада становится частично или полностью изотропными.

**Р а з н о в и д н о с т и.** Драгоценные разновидности циркона имеют различные названия: жаргон - бесцветный, дымчатый или бледно-желтый; гиацинт - оранжевый или красно-коричневый прозрачный циркон; матарский алмаз - бесцветный, прозрачный; старлит - синий, голубой (окраска возникает при термической обработке).

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Сфен, монацит, ксенотим. От сфена циркон отличается более низкой интерференционной окраской, формой и небольшими размерами кристаллов; от ксенотима - отсутствием хорошей спайности, двойников, большим преломлением и меньшим двупреломлением; от монацита - одноосностью, прямым угасанием, боль-

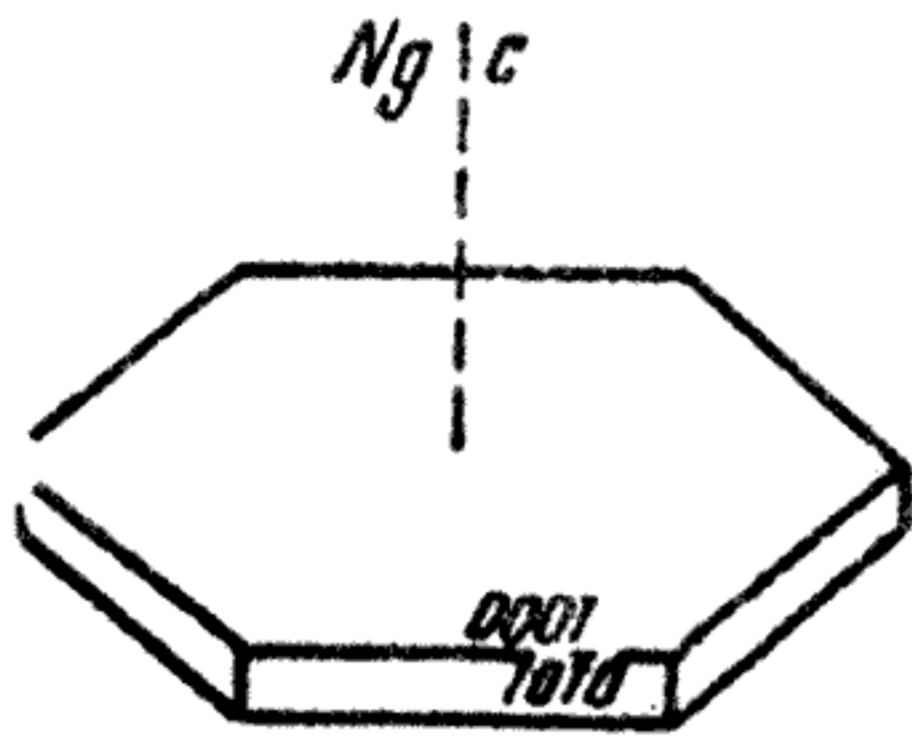


Рис. 36. Тридимит

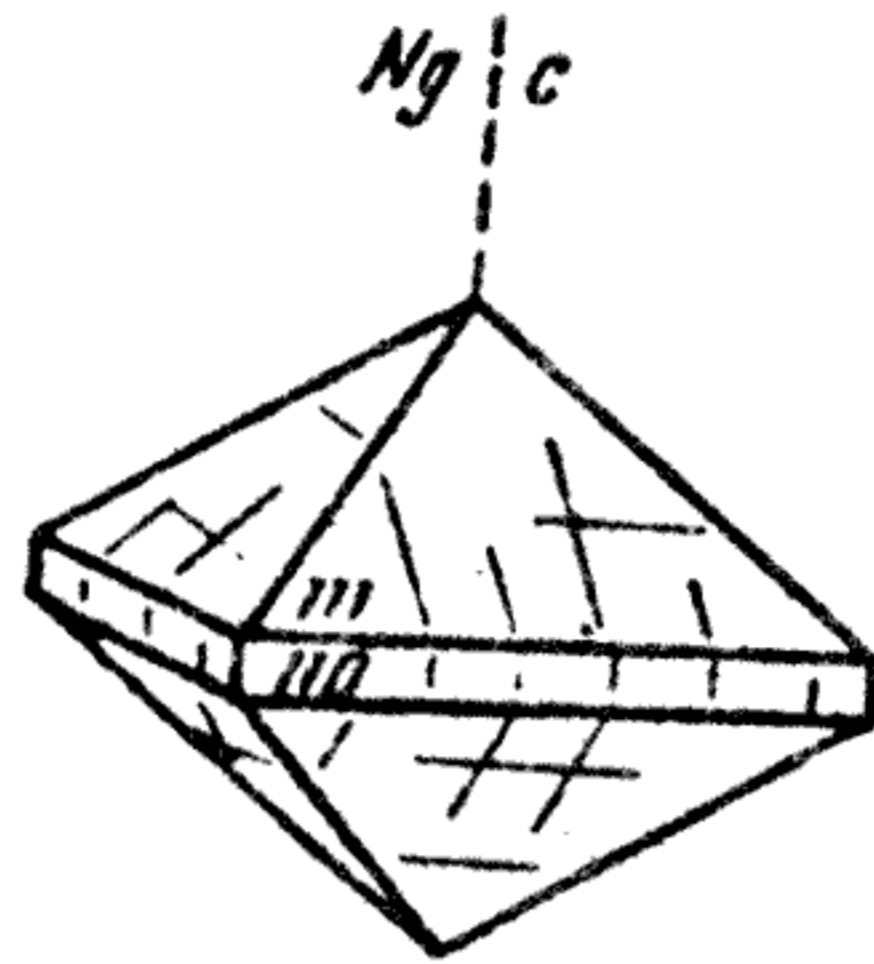


Рис. 37. Ксенотим

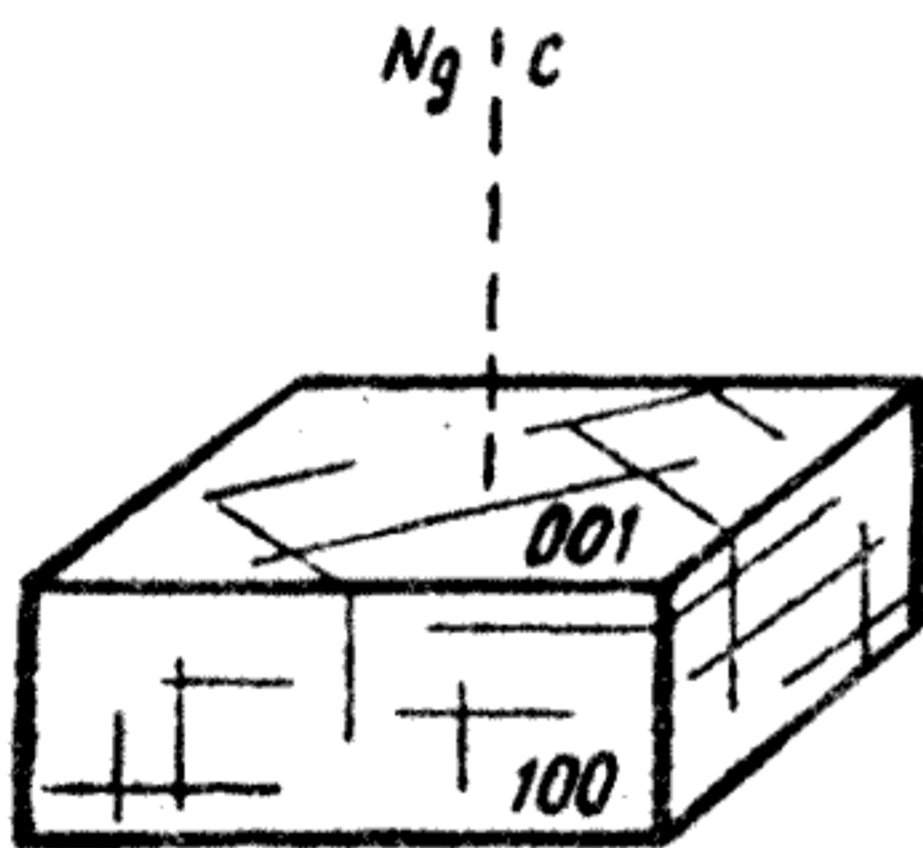


Рис. 38. Мелилит

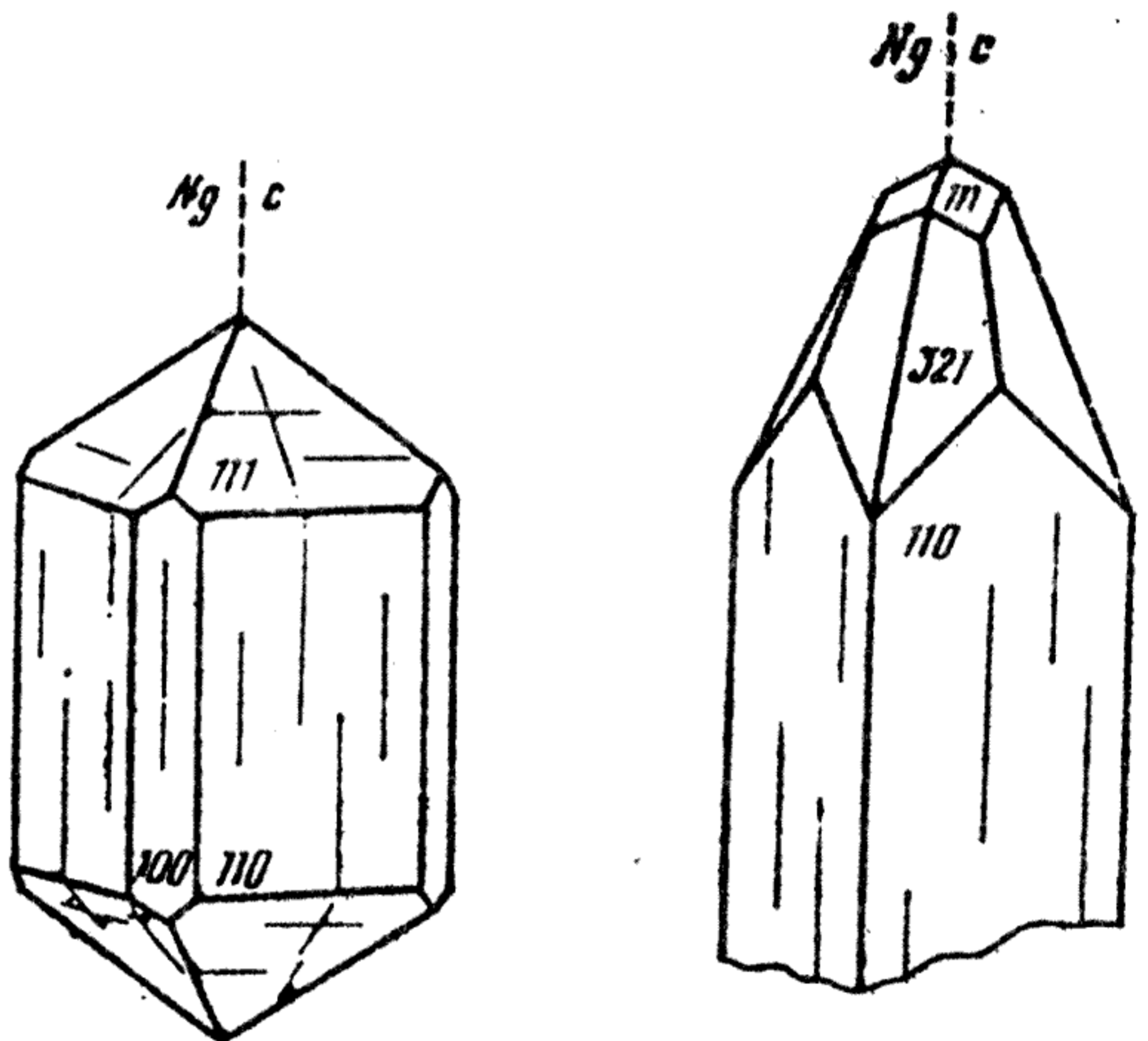


Рис. 39. Различные типы кристаллов циркона

шим двупреломлением; от дюмортьерита — значительно более высоким двупреломлением и иным оптическим знаком.

**Г е н е з и с.** Магматогенный и метаморфогенный. Широко распространенный акцессорный минерал, характерный для гранитов, сиенитов, диоритов, их эффузивных аналогов и пегматоидов в ассоциации с монацитом, ксенотимом и др. минералами. Как метаморфогенный циркон отмечается в гнейсах и сланцах в парагенезисе с кварцем, полевыми шпа-

тами, биотитом, гранатом, амфиболом, пироксеном и другими. Довольно хорошо переходит в россыпи.

**Шеелит** -  $\text{Ca}[\text{WO}_4]$ . Тетрагональная сингония.

Образует псевдооктаэдрические и дипирамидальные кристаллы, но часто также неправильные изометричные зерна. Обладает совершенной спайностью по (111). Характерны двойники прорастания по грани (100) или по (110). В шлифе бесцветный или сероватый.

**Оптические свойства.** Одноосный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_e = 1,937$ ;  $n_o = 1,920$ ;

$n_e - n_o = 0,017$ . Обладает четким рельефом и резкой шагреновой поверхностью. Абсорбция по схеме  $N_e > N_o$ . Интерференционная окраска второго порядка.

**Разновидности.** Зейригит - содержит до 24% оксида молибдена; купрошеелит - до 7% оксида меди.

**Похожие минералы.** Клиноциозит, от которого отличается одноосностью.

**Генезис.** Метаморфогенный. Образуется в P-T условиях амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций контактового метаморфизма. Встречается преимущественно в скарнах совместно с гранатом, геденбергитом, эпидотом, скаполитом, амфиболом, кальцитом и др. минералами. Гидротермальный шеелит встречается в грейзенах и гранитных пегматитах совместно с касситеритом, бериллом, альбитом, топазом, турмалином, флюоритом и др. минералами.

**Группа цеолитов.** Группа цеолитов насчитывает более 30 минеральных видов по соотношению катионов и содержанию воды. Большинство цеолитов визуальны белые или бесцветные. Иногда окрашены в желтоватые или розоватые, реже другие цвета. Хорошо диагностируются в виде друз, жеод или других характерных агрегатов.

Кристаллические решетки цеолитов состоят из каркасов алюмо-кремне-кислородных тетраэдров, отличающихся от других каркасных построек тем, что полости в них представлены более широкими каналами, занятыми молекулами воды (цеолитная вода). При нагревании вода может быть удалена без разрушения кристаллической структуры в целом, а затем, если внести минерал в систему водяных паров, вода может занять свое первоначальное положение в структуре минерала. При этом однородность кристаллов сохраняется, изменяются лишь оптические свойства.

Другая характерная особенность цеолитов - легкость, с которой происходит обмен между катионами, уравнивающими отрицательный заряд каркаса кристаллической решетки, и катионами в окружающем водном растворе.

Минералы группы целолитов по сравнению с другими алюмосиликатами характеризуются меньшей твердостью, меньшей плотностью, меньшими показателями преломления и относительно легкой разлагаемостью кислотами. Ниже рассматриваются основные наиболее распространенные цеолиты.

**Ш а б а з и т** —  $(Ca, Na)[AlSi_3O_8] \cdot 6H_2O$ . Группа цеолитов. Тригональная сингония.

Обычно представлен таблитчатыми, ромбоэдрическими, похожими на кубы кристаллами, радиально-лучистыми агрегатами, неправильными зернами. Наблюдаются сложные формы и двойники прорастания. Ясная ромбоэдрическая спайность. В шлифе бесцветный. Форма кристалла шабазита дана на рис.40.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, положительный или отрицательный, иногда двуосный, имеющий показатели преломления:  $n_e(n_g) = 1,478-1,490$ ;  $n_o(n_p) = 1,480-1,485$ ;  $n_o - n_e = 0,002$ ;  $n_g - n_p = 0,005$ . Рельеф отрицательный, на нижней поверхности шлифа заметна шагреньевая поверхность. Угасание прямое. Знак главной зоны вследствие изометрических очертаний трудно определить. Оптические аномалии выражаются также в секториальном погасании; тогда угол оптических осей —  $2V = 0-30^\circ$ , а  $n_g = 1,488$ ;  $n_m = 1,485$ ;  $n_p = 1,485$ ;  $n_g - n_p = 0,003$ . Цвета интерференции темно-серые, первого порядка.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Другие цеолиты. От них шабазит отличается ромбоэдрической формой и слабым двупреломлением.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенно-гидротермальный. Образуется в пустотах, трещинах базальтов и диабазов в результате процессов регионального метаморфизма цеолитовой фации в парагенезисе с филлипситом, кальцитом и др. минералами.

2.3.2. Бесцветные одноосные  
оптически отрицательные  
минералы

В этом разделе приведена характеристика акцессорных и породообразующих минералов метаморфических пород.

Большинство из них образуется в результате регионального и контактового метаморфизма.

**А п а т и т** —  $Ca_5[PO_4]_3 F$  (фторапатит),  $Ca_5[PO_4]_3 Cl$  (хлор-apatит) и  $Ca_5[PO_4]_3 OH$  (гидроксилapatит). Гексагональная сингония.

В шлифе встречается в виде длиннопризматических и тонкопризматических, игольчатых кристаллов с шестиугольниками в поперечном разрезе (высокотемпературная разновидность), таблитчатых, вытянутых, округленных, изометричных и неправильных зерен (низкотемпературная разновидность).

Спайности нет. Трещинки отдельности поперек удлинения видны на относительно крупных кристаллах. Бесцветный и редко слабо окрашенный в голубой, фиолетовый, розовый, бурый, серо-черный от включений с равномерным или неравномерным распределением окраски, цвета. Форма кристалла апатита дана на рис.4I.

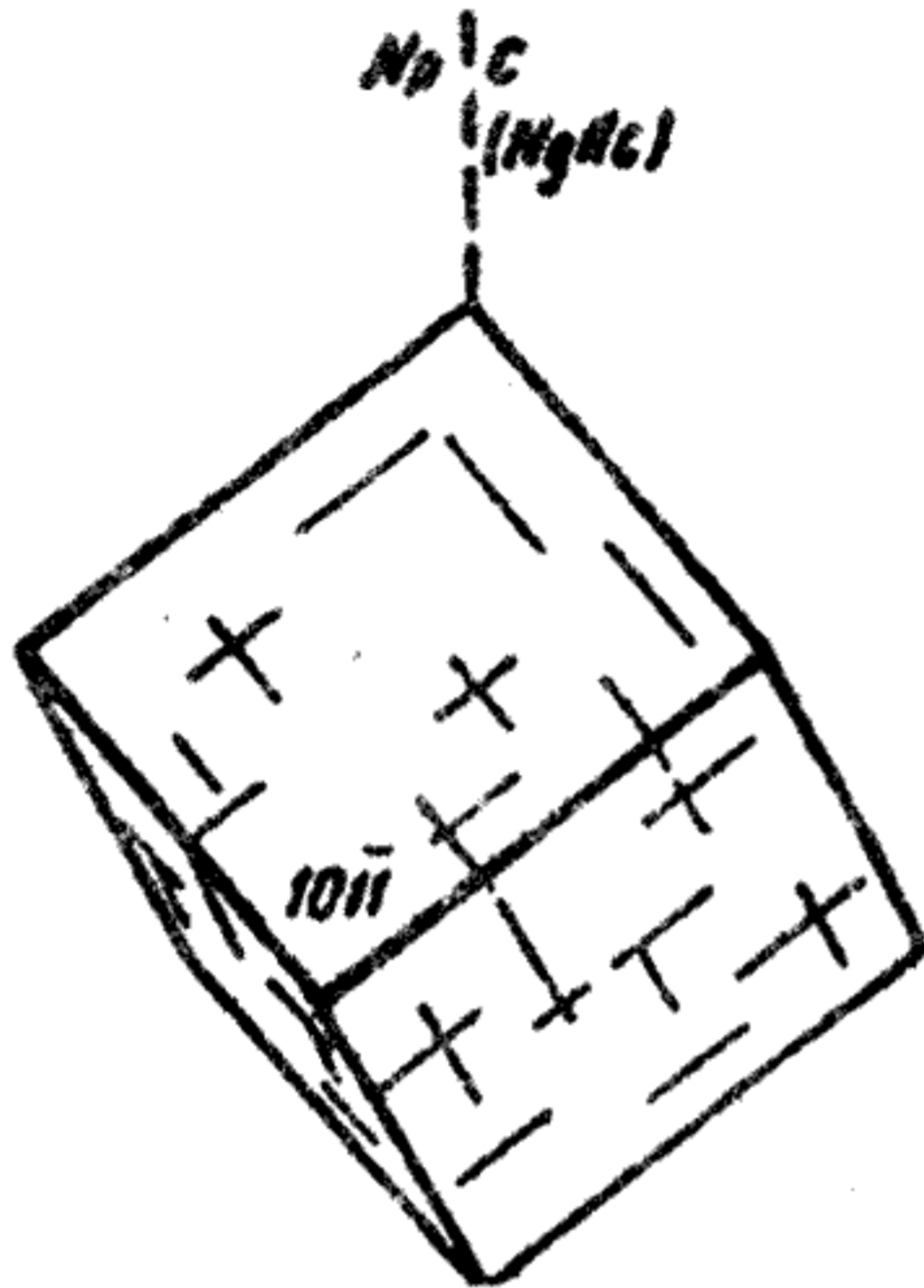


Рис.40. Шабазит

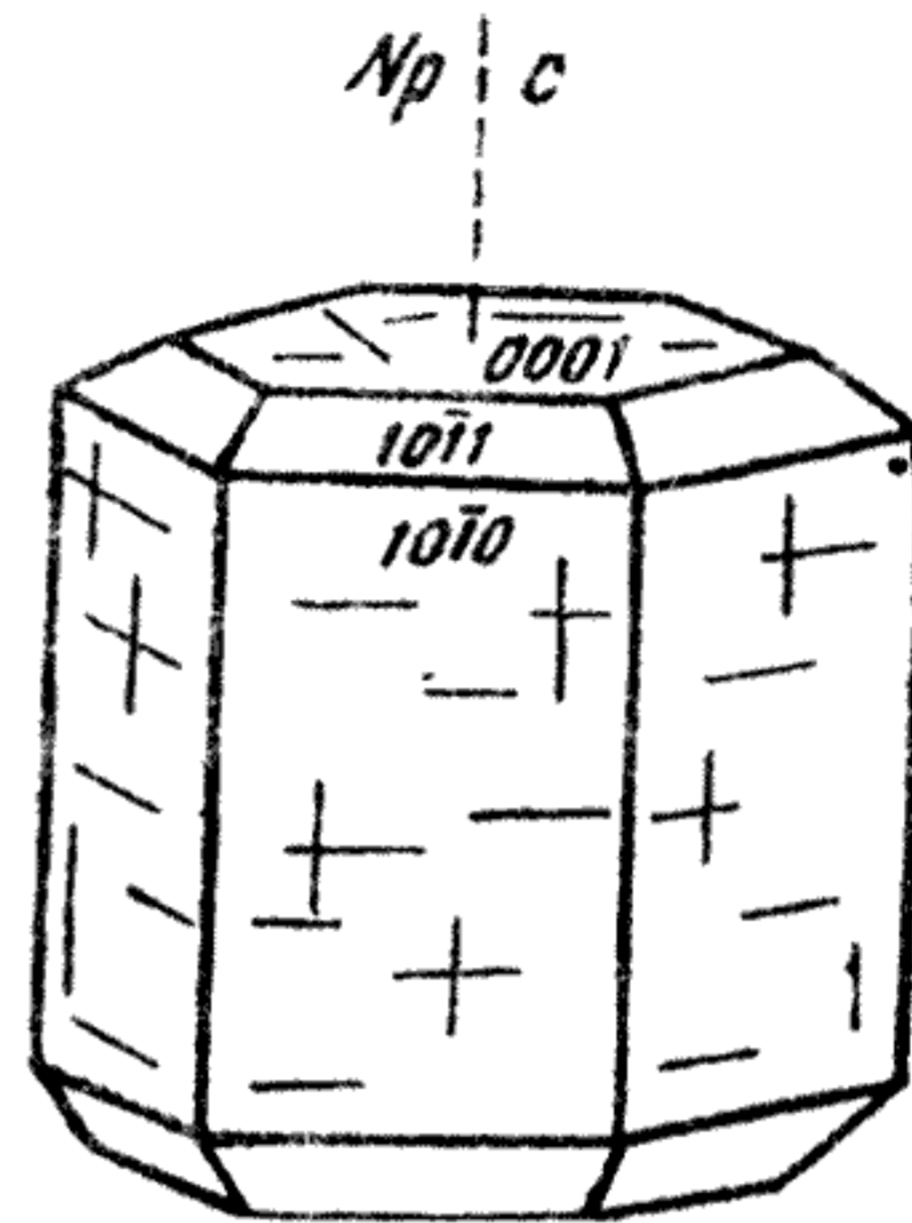


Рис.4I. Апатит

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, отрицательный, характеризующийся показателями преломления  $n_o = 1,633-1,667$ ;  $n_e = 1,630-1,664$ ;  $n_o - n_e = 0,003$ . Высокий рельеф, ясная шагреневая поверхность. Окрашенный апатит слабо плеохроирует с изменением интенсивности окраски. Абсорбция по схеме  $N_e > N_o$ , редко  $N_o > N_e$ . Угасание прямое. Знак главной зоны отрицательный. Редко апатит бывает аномально двуосным минералом с углом оптических осей, достигающим  $20^\circ$ . Интерференционная окраска серая, индигово-серая, первого порядка (при нормальной толщине шлифа). Интерференционная фигура на базальных разрезах в виде неясного креста.

**В к л ю ч е н и я.** Апатит часто содержит многочисленные включения газовой-жидкой фазы, а также мелкие кристаллики циркона, монацита и другие. Сам апатит часто находится внутри зерен породообразующих минералов - амфиболов, пироксенов, мусковита, биотита, полевых шпатов и др.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Нефелин, андалузит, мелилит, везувиан, топаз, цоизит. От нефелина апатит отличается формой кристаллов, более высоким преломлением и наличием шагреневой поверхности; от андалузита - по осности; от мелилита - по иному знаку удли-

нения, отсутствию спайности; от везувиана – по меньшему преломлению и отсутствию аномальной интерференционной окраски, характерной для везувиана; от топаза – по осности, оптическому знаку, отсутствию спайности; и, наконец, от цоизита – по осности, оптическому знаку, отсутствию спайности и аномальной интерференционной окраске.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный, магматогенный и гидротермальный. Как метаморфогенный апатит широко распространен в породах амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фаций в различных гнейсах, сланцах, кальцифирах и мраморах. В большинстве метаморфических пород апатит отмечается как акцессорный минерал и лишь в эрланах он фиксируется как второстепенный. Магматогенный апатит фиксируется в интрузивных и эффузивных породах кислого, среднего и основного состава.

**Б е р и л л** –  $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ . Гексагональная сингония. В качестве примесей могут присутствовать Na, Li, Cs, Rb, K, Ga, La, Sc и др.

Встречается в виде призматических, короткостолбчатых кристаллов и неправильных зерен. Спайность несовершенная по (0001). В шлифе нормальной толщины бесцветный. Форма кристалла берилла дана на рис. 42.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления  $n_o = 1,567-1,594$ ;  $n_e = 1,563-1,586$ ;  $n_o - n_e = 0,004-0,008$ . Преломление повышается с увеличением содержания щелочей. Рельеф слабый, шагреневая поверхность отсутствует. Угасание прямое. Знак главной зоны отрицательный. В толстых шлифах может плеохроировать. Схема абсорбции  $N_e > N_o$  редко  $N_o > N_e$ . Интерференционная окраска серая, первого порядка.

**Р а з н о в и д н о с т и.** По окраске среди бериллов выделяются: изумруд (смарагд) – густо окрашенный ярко-зеленого цвета; аквамарин – зелено-голубого цвета морской волны; бацит – небесно-голубого цвета; ростерит – от бесцветного до бледно-розового; воробьевит (марганит) – розового или красного цвета; гелиодор – медово-желтой окраски.

**И з м е н е н и я.** При наложенных процессах метаморфизма по бериллу развивается серицит и каолин.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** В изометрических зернах берилл очень похож на кварц, от которого его можно отличить только по рентгено-структурным данным. Имеет отрицательный оптический знак в от-

личие от кварца. В измененных породах берилл содержит продукты замещения, а кварц чистый свежего облика. От хризоберилла и фенакита отличается шестиугольной формой кристаллов, а от апатита — низким преломлением.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный. Встречается в грейзенах в парагенезисе с флюоритом, топазом, турмалином, вольфрамитом, молибденитом и др. минералами. Кроме того, довольно часто отмечается в метаморфогенных редкометалльных гранитных пегматитах и в отдельных случаях в кварцевых жилах.

**В е з у в и а н** (и д о к р а з) —  $\text{Ca}_{10}(\text{Mg, Fe})_2\text{Al}_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{SiO}_4]_5(\text{OH, F})_4$ . Тетрагональная сингония. Содержит примесь Fe, Li и B. Образует короткостолбчатые и короткошестоватые кристаллы, агрегаты или изометричные зерна. Спайность несовершенная. В шлифе бесцветный или слабо окрашен в буроватые, зеленоватые, желтоватые, редко розоватые или голубоватые оттенки. Форма кристалла дана на рис 43.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, отрицательный, очень редко положительный. Показатели преломления:  $n_o = 1,705-1,738$ ;  $n_e = 1,701-1,732$ ;  $n_o - n_e = 0,004-0,006$ . Очень высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Угасание прямое, удлинение отрицательное. Характерна низкая аномальная интерференционная окраска: густая синяя, оливково-зеленая, буроватая, буровато-сиреневая, распределяющаяся иногда зонально или в виде структуры песочных часов, а также участками с постепенными переходами от одной окраски к другой. Это явление может наблюдаться и при параллельных николях.

**Р а з н о в и д н о с т и.** Циприн — медесодержащая разновидность голубого или зеленовато-голубого цвета. Калифорнит — оливково-зеленой и травяно-зеленой окраски. Виллит — оптически положительная разновидность, названная по р.Виллой в Восточной Сибири.

**И з м е н е н и я.** Везувиан — минерал стойкий к различным эндогенным наложенным процессам метаморфизма и метасоматоза и поэтому продукты его изменения пока неизвестны.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Везувиан сходен с цоизитом, андалузитом, топазом, мелилитом, апатитом. От андалузита и топаза он отличается более высоким преломлением, одноосностью, аномальной интерференцией; от цоизита — одноосностью, отрицательным оптическим знаком; от мелилита — большим преломлением и аномальными цветами интерференции; от апатита — большим преломлением.

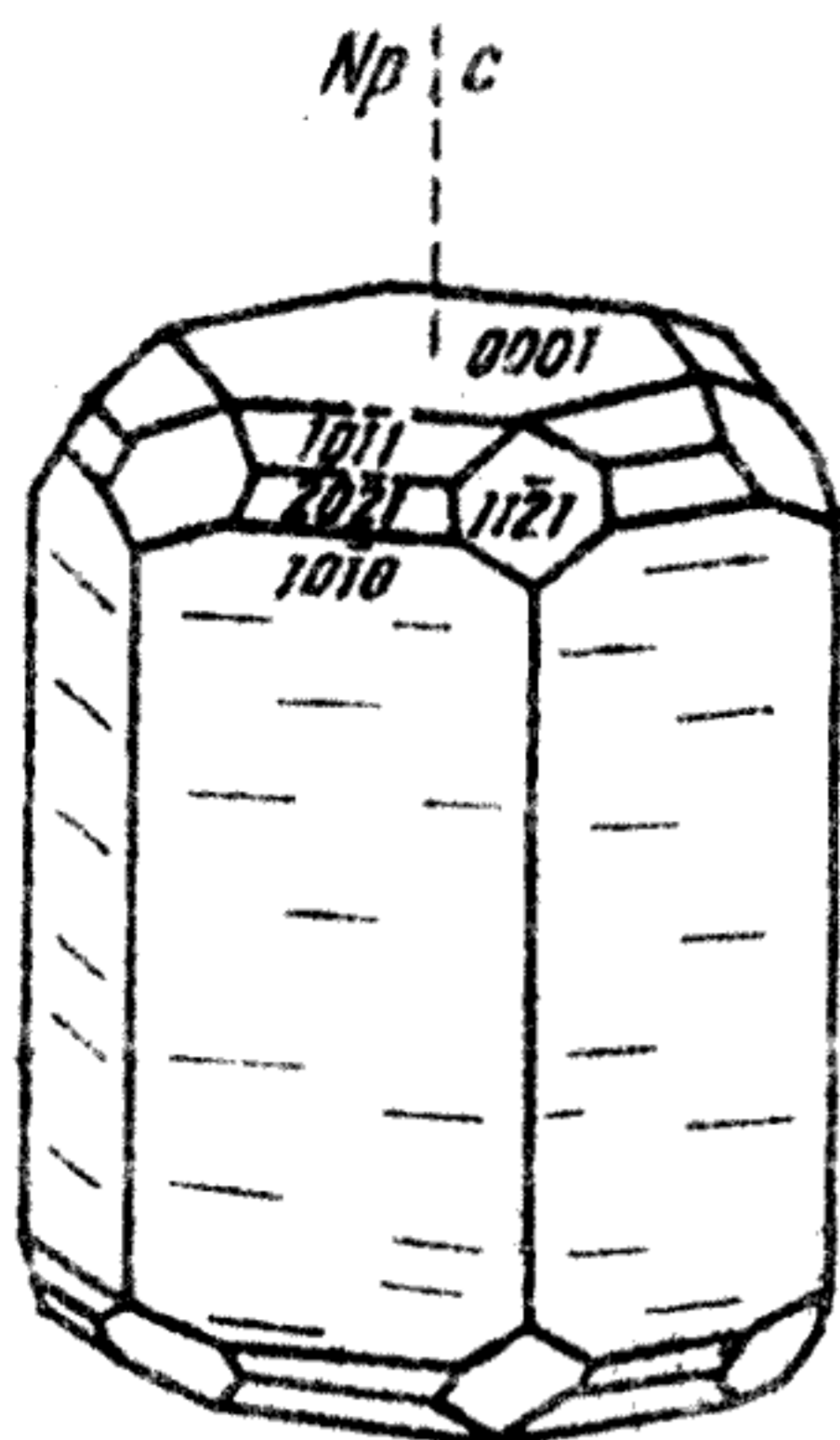


Рис. 42. Берилл

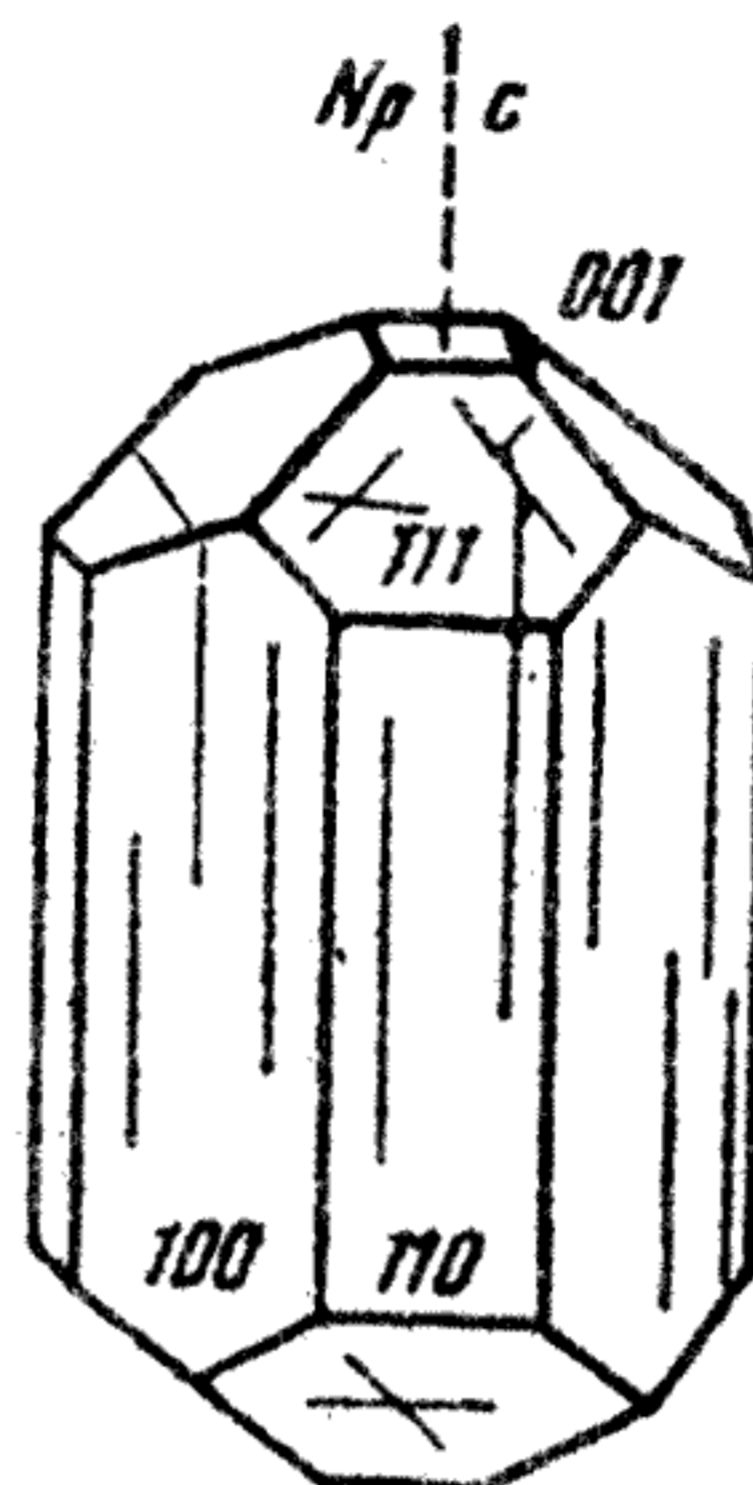


Рис. 43. Везувиан

**Г е н е з и с.** Везувиан – типичный контактово-метасоматический минерал. Образуется при контактовом метаморфизме карбонатных пород в парагенезисе с гроссуляром, диопсидом, виаланом, эпидотом, цоизитом, скаполитом, флогопитом, роговой обманкой, хлоритом и др. Везувиан – обычный минерал скарновых пород. Везувиан встречается также в жилах, секущих габброиды и гипербазиты, где, вероятно, образуется в результате кальциевого метасоматоза. Относительно редко везувиан встречается в нефелиновых сиенитах и связанных с ними породах.

**Г е л е н и т** –  $\text{Ca}_2\text{Al}[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7]$ . Тетрагональная сингония.

Образует короткостолбчатые и толстотаблитчатые зерна с совершенной спайностью по (001) и несовершенной по (110). Редко образует двойники по (100) и (001). В шлифе бесцветный, серый или желтоватый. Форма кристалла геленита дана на рис. 44.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления:  $n_o = 1,659-1,643$ ;  $n_e = 1,658-1,639$ ;  $n_o - n_e = 0,011-0,004$ . Обладает высоким рельефом и шагреновой поверхностью. Угол угасания с:  $N_p (n_e) = 0^\circ$ . Абсорбция по схеме  $N_e < N_o$ . Интерференционная окраска синяя, аномальная, первого порядка.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Цоизит, везувиан, апатит. От цоизита и везувиана геленит отличается меньшим преломлением; от апатита – габитусом кристаллов.

Г-е н е з и с. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях спуррит-мервинитовой фации контактового метаморфизма. Встречается в парагенезисе с кальцитом, спурритом, мервинитом, шпинелью, монтichelлитом, ларнитом, ранкинитом, волластонитом, мелилитом и др. минералами.

Д о л о м и т - -  $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ . Тригональная сингония.

Встречается в виде неправильных, изометричных зерен, реже в кристаллах ромбоэдрического облика, часто с искривленными гранями ромбоэдра. В шлифе разрезы имеют ромбические очертания. Обладает совершенной спайностью по ромбоэдру. Бесцветный. Форма кристалла доломита дана на рис.45.

О п т и ч е с к и е с в о й с т в а. Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления:  $n_o = 1,679-1,698$ ;  $n_e = 1,502-1,513$ ;  $n_o - n_e = 0,177-0,185$ . Благодаря большому различию показателей преломления доломит в разрезах, параллельных оптической оси, обладает резко выраженной псевдоабсорбцией и очень высокой интерференционной окраской. В базальном сечении, так же как и кальцит, дает четкую интерференционную фигуру в виде креста с яркими изохроматическими кольцами. В результате деформации доломит приобретает полисинтетические двойники. Угасание прямое. Удлинение трудно определяемое.

П о х о ж и е м и н е р а л ы. Кальцит. От кальцита доломит отличается более высоким преломлением, относительно редким полисинтетическим двойникованием, чаще образует правильные кристаллы и трудно растворим в соляной кислоте.

Г е н е з и с. Метаморфогенный, гидротермальный, осадочный. Как метаморфогенный доломит образуется в широком интервале температуры и давления - от зеленосланцевой фации до гранулитовой фации регионального метаморфизма. Типичный минерал мраморов, эрланов и скарнов. Как гидротермальный доломит встречается в жилках, пустотах, трещинах магматических пород. Широко распространен в осадочных породах - известняках и доломитах.

К а л ь ц и т -  $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ . Тригональная сингония.

Образует различные по облику, нередко сложные кристаллы, чаще зерна неправильной формы, мелкозернистые агрегаты. Обладает весьма совершенной спайностью, очень четко выраженной по ромбоэдру (1011), на соответствующих разрезах пересекающуюся под углом около  $75^\circ$ . Часто встречаются полисинтетические двойники. В шлифе бесцветный, редко окрашен бурыми окислами железа. Форма кристаллов кальцита дана на рис.46

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, отрицательный, характеризующийся показателями преломления:  $n_o = 1,658$ ;  $n_e = 1,486$ ;  $n_o - n_e = 0,172$ . Угасание прямое. Удлинение отрицательное. На разрезах, параллельных оптической оси, наблюдается резкий рельеф, шагрeneвая поверхность, радужная интерференционная окраска. На базальных срезах кальцит ведет себя как изотропный минерал, но дает четкую интерференционную фигуру в виде креста с многочисленными изохроматическими кольцами.

**Р а з н о в и д н о с т и.** Исландский шпат – бесцветные, прозрачные, двупреломляющие кристаллы кальцита; папиршпат (бумажный шпат) – пластинчатые, листовые агрегаты кальцита; кальцитовые ониксы – полупрозрачные, серые или бледно-зеленые, тонкополосчатые; иматровые камни – мергелистые конкреции.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Доломит, магнезит, сидерит, родохрозит, смитсонит. От похожих карбонатов кальцит отличается бурной реакцией с соляной кислотой (HCl, 1–5%-ная), реакцией окрашивания Лемберга – 11–10%-ными ( $\text{NO}_3^-$ ) и  $\text{K}_2\text{CrO}_4$ ; шлиф погружают в подогретый до 60–70 °С раствор  $\text{Ag}(\text{NO}_3)$  на 3–4 мин, затем промывают, действуют раствором  $\text{K}_2\text{CrO}_4$  в течение нескольких секунд и смывают остатки реактива. В результате реакции кальцит прокрашивается в розовый, красный, малиновый и бурый цвет.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный, гидротермальный, редко магматогенный. Метаморфогенный кальцит образуется в широком интервале – от зеленосланцевой до гранулитовой фации регионального метаморфизма. Кальцит является одним из главных породообразующих минералов мраморов, эрланов, скарнов, роговиков. Гидротермальный кальцит заполняет трещинки, пустоты, миндалины, жеоды в магматических породах. Очень редко кальцит может быть первичномагматогенным – в карбонатах, кимберлитах.

**К о р у н д –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .** Тригональная сингония ( $\alpha$ -корунд).

В шлифе встречается в виде бочковидных, столбчатых, пирамидальных, пластинчатых кристаллов или изометричных зерен. Спайность отсутствует. Двойники простые, прорастания и полисинтетические.

Под микроскопом бесцветный, синеватый, розоватый, иногда с зональным или пятнистым распределением окраски. Форма кристалла корунда дана на рис. 47.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, отрицательный. Показатели преломления:  $n_o = 1,767-1,771$ ;  $n_e = 1,759-1,763$ ;  $n_o - n_e = 0,008$ . Высокий рельеф и резкая шагрeneвая поверхность. У

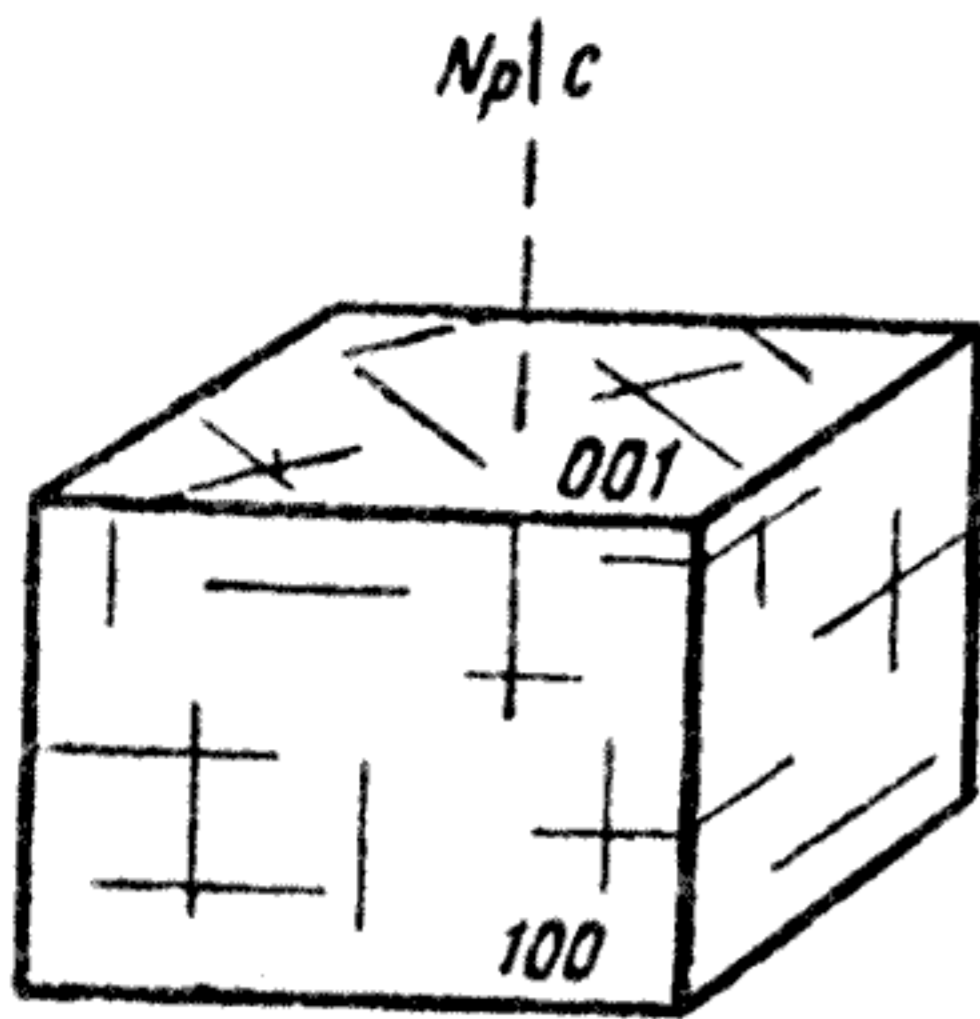


Рис.44. Геленит

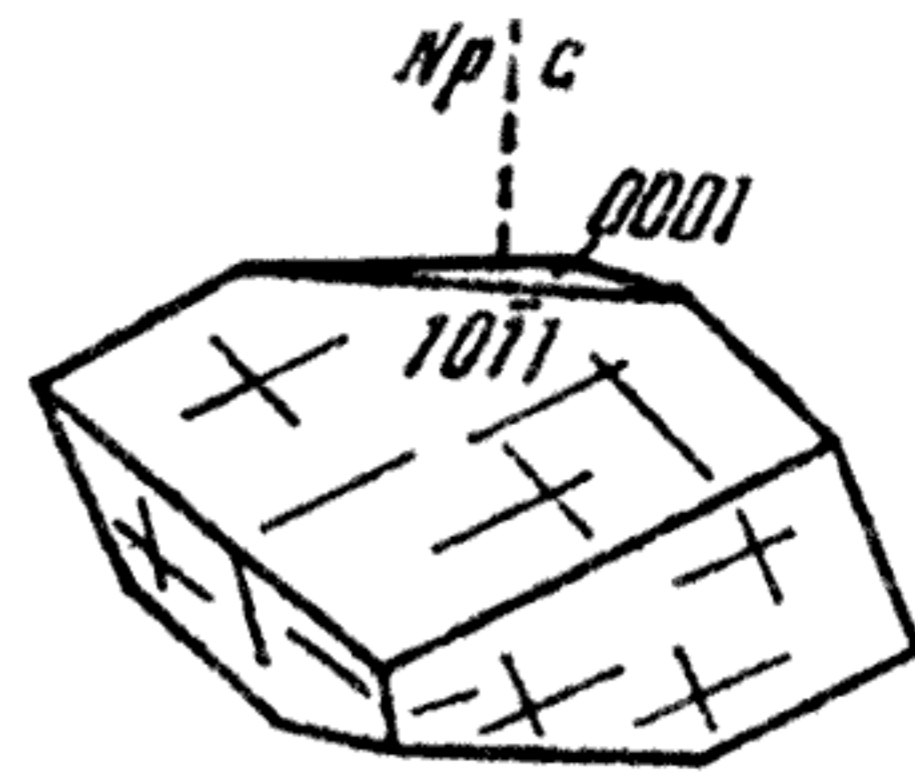


Рис.45. Доломит

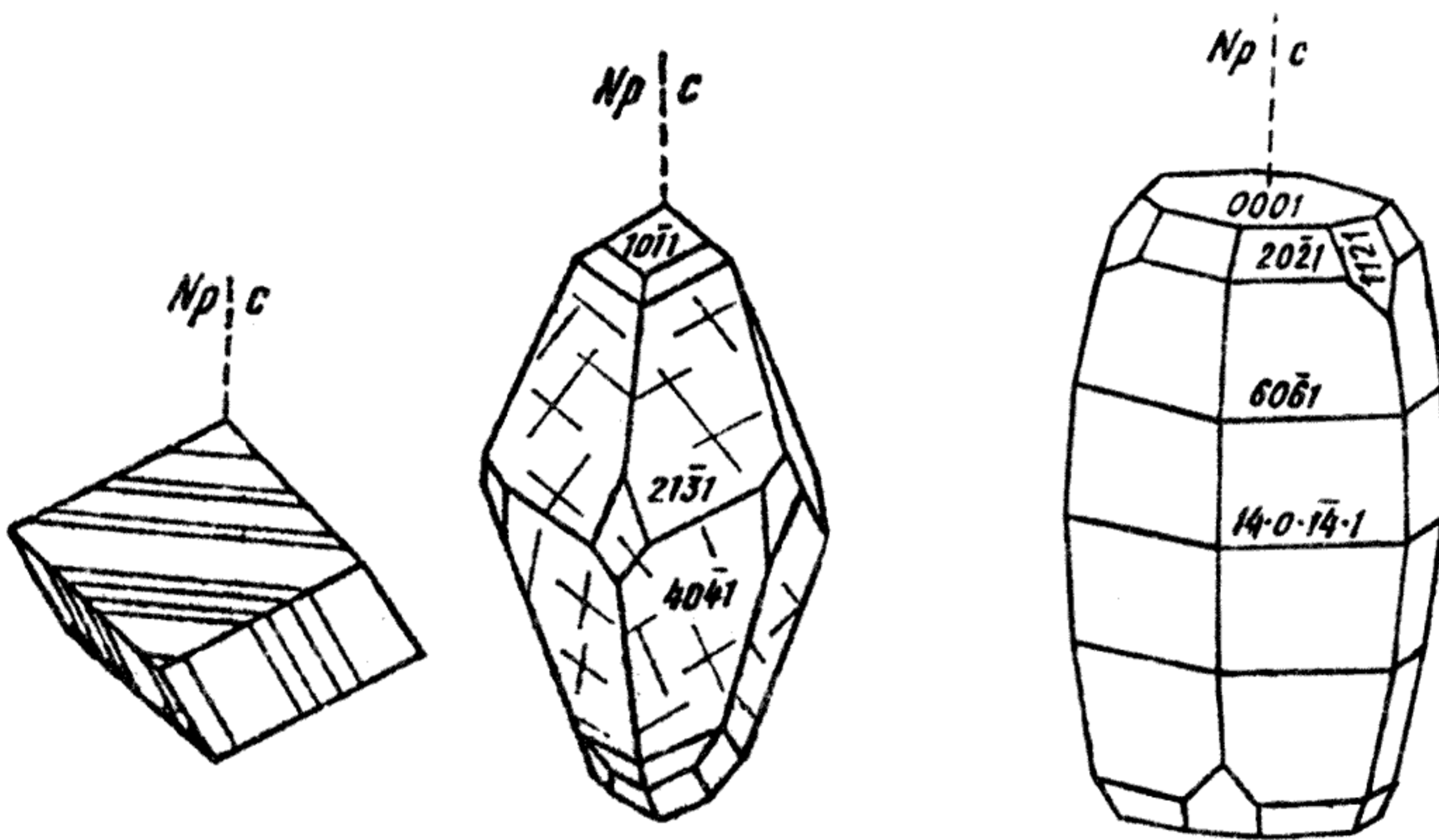


Рис.46. Кальцит

Рис.47. Корунд

окрашенных разновидностей плеохроизм по  $N_o$  - индиговый, синий, пурпурный; по  $N_e$  - светло-синий, желто-зеленый, светло-желтый. Схема абсорбции  $N_o > N_e$ , слабая. Угасание прямое. Удлинение отрицательное. Часто аномально двуосный с оптическим углом  $2U = 0-32^\circ$ . Интерференционная окраска низкая, белая первого порядка.

**Разновидности.** По окраске его зерен выделяются следующие разновидности: рубин - красный; сапфир - синий; восточный изумруд - зеленый; восточный топаз - желтый; наждак - зернистый агрегат корунда, гематита, шпинели и кварца.

**Изменения.** При наложенных процессах метаморфизма и метасоматоза корунд переходит в мусковит, дистен, силлиманит, шпинель, диаспор и др. минералы.

**Похожие минералы.** Розовая шпинель, дающая в шлифах квадратные и треугольные срезы. Дистен, который отличается совершенной спайностью, таблитчатой формой зерен и преломлением.

**Генезис.** Метаморфогенный и магматогенный. Широко распространен в породах контактового и регионального метаморфизма в парагенезисе с гранатом, биотитом, мусковитом, плагиоклазом и др. минералами. Как магматогенный корунд относительно часто встречается в гранитах, сиенитах, нефелиновых сиенитах, пегматитах и анортозитах. Значительно реже корунд отмечается в андезитах, базальтах и др.

**Магнезит** —  $Mg[CO_3]$ . Тригональная сингония, содержит примесь железа.

Встречается в виде неправильных зерен, волокнистых и зернистых агрегатов. Кристаллы, имеющие форму ромбоэдров или призм, довольно редки. Обладает совершенной спайностью по ромбоэдру (1011). Полисинтетических двойников не образует. В шлифе бесцветный. Форма кристалла магнезита дана на рис. 48.

**Оптические свойства.** Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления:  $n_o = 1,700-1,719$ ;  $n_e = 1,509-1,527$ ;  $n_o - n_e = 0,191-0,192$ . Большое различие в показателях преломления обуславливает резко выраженную псевдоабсорбцию в разрезе, параллельном оптической оси. В базальном сечении дает интерференционную фигуру в виде креста с изохроматическими кольцами. Угасание прямое. Удлинение вследствие изометрического габитуса трудно определимо. Интерференционная окраска четвертого порядка, радужная.

**Разновидности.** Брейнерит — содержит до 30% сидеритовой составляющей, встречается в серпентинитах.

**Похожие минералы.** Кальцит, доломит, сидерит, сфен, касситерит. От карбонатов (кальцита, доломита, сидерита) магнезит отличается преломлением; у магнезита преломление больше, чем у кальцита и доломита, а также меньше, чем у сидерита. Более или менее надежное определение дает химический анализ и метод окрашивания Малера 5%-ным раствором  $Cu(NO_3)_2$  и  $NH_4(OH)$ ; шлиф без покровного стекла (или образец) сроком на 2-3 мин погружают в 5%-ный  $Cu(NO_3)_2$  раствор, затем раствор сливают и шлиф (образец) промывают. В результате реакции магнезит в шлифе приобретает бледно-голубую окраску. От сфена магнезит отличается одноосностью; от касситерита — отрицательным оптическим знаком.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный магнетит образуется в P-T условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фации регионального метаморфизма. В данном случае магнетит встречается в парагенезисе с кальцитом, доломитом, анкеритом и др. минералами. Метасоматический магнетит встречается в тальковых, хлоритовых, тальк-хлоритовых сланцах, лиственитах и серпентинитах.

**С и д е р и т** -  $\text{Fe}[\text{CO}_3]$ . Тригональная сингония. Содержит примесь магния и марганца.

Образует пластинчатые и ромбоэдрические кристаллы, часто с деформированными гранями, изометричные зерна, сферолиты. Обладает совершенной спайностью по ромбоэдру и двойниками по (0112), иногда полисинтетическими. В шлифе бесцветный, сероватый, иногда буроватый. Форма кристалла сидерита дана на рис. 49.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления:  $n_o = 1,875$ ;  $n_e = 1,633$ ;  $n_o - n_e = 0,242$ . Обладает высоким рельефом и резкой шагреновой поверхностью, не исчезающим при повороте столика микроскопа. Угасание прямое. Знак главной зоны не определим вследствие изометричности зерен. Окрашенные разновидности слабо плеохроируют от пепельно-серого до коричневатого цвета. Схема абсорбции  $N_o > N_e$ .

**И з м е н е н и я.** При наложенных процессах метаморфизма по сидериту развивается лимонит, магнетит, гематит.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Карбонаты. От карбонатов сидерит отличается тем, что оба показателя преломления больше преломления канадского бальзама. Относительно надежное определение сидерита дает метод окрашивания Гиджера 20%-ным раствором  $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN}_6)$  и 1%-ным раствором HCl; шлиф без покровного стекла смачивают 20%-ным раствором в течение 20-30 сек., затем слив избыток реактива и не смывая его, доливают несколько капель 1%-ного раствора соляной кислоты (HCl) и после промывают. В результате реакции сидерит в шлифе приобретает зеленоватую окраску.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный, гидротермальный, осадочный. Метаморфогенный сидерит образуется в широком интервале температуры и давления осадочных месторождений железа - от зеленосланцевой до амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Гидротермальный - встречается как жильный материал в полиметаллических месторождениях. Как вторичный минерал сидерит встречается в пегматитах, пустотах базальтов. Метасоматический сидерит отмечается в кристаллических известняках.

Скаполиты -  $\text{m} \text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl} + \text{n} \text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3(\text{SO}_4, \text{CO}_3)$  как и плагиоклазы, представляют собой непрерывный изоморфный ряд, крайними членами которого являются мариалит -  $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl}$  и мейонит -  $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3(\text{SO}_4, \text{CO}_3)$ . От мариалита к мейониту в скаполитах постепенно уменьшается содержание Si, Na и Cl и возрастает содержание Al, Ca,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_4$ . По аналогии с плагиоклазами по процентному содержанию мейонитовой составляющей выделяются следующие минералы промежуточного состава: мариалит №-0-25; дипир №-25-50; мицзонит №-50-75; мейонит №-75-100. По цвету выделяется несколько разновидностей, среди которых общеприняты следующие: глауконит (главколит) - голубовато-фиолетовый и строгановит - зеленовато-желтый, иногда в крупных кристаллах. Ниже в краткой форме рассмотрим основные разновидности скаполита.

**Мариалит** -  $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl}$  с изоморфной примесью до 25% мейонита -  $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3(\text{SO}_4, \text{CO}_3)$ . Группа скаполита. Тетрагональная сингония.

Встречается преимущественно в виде неправильных зерен или призматических и столбчатых кристаллов с совершенными трещинами по (100) и (110). В шлифе бесцветный. Форма кристалла мариалита дана на рис.50.

**Оптические свойства.** Одноосный, отрицательный минерал, имеющий показатели преломления:  $n_o = 1,539$ ;  $n_e = 1,537$ ;  $n_o - n_e = 0,002$ . Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Удлинение отрицательное. Интерференционная окраска в срезах, параллельных оптической оси, темно-серая первого порядка; в базальных срезах ведет себя как изотропный минерал. Интерференционная фигура неясная.

**Включения.** Включения в мариалите бывают обильными и могут занимать объем больший, чем сам включающий минерал. Они представлены разнообразными порообразующими и акцессорными минералами.

**Изменения.** При повторных наложенных процессах метаморфизма мариалит переходит в клинохлор, кварц, кальцит, шабазит, стильбит, эпидот и др. минералы.

**Похожие минералы.** Андалузит и полевые шпаты. От андалузита мариалит отличается меньшим преломлением, от полевых шпатов - прямым угасанием и отсутствием полисинтетических двойников.

**Генезис.** Метаморфогенный в скарнах, кальцифирах, эрланах в парагенезисе с диопсидом, роговой обманкой, флогопитом, кварцем, полевыми шпатами, волластонитом, эпидотом и др. минералами.

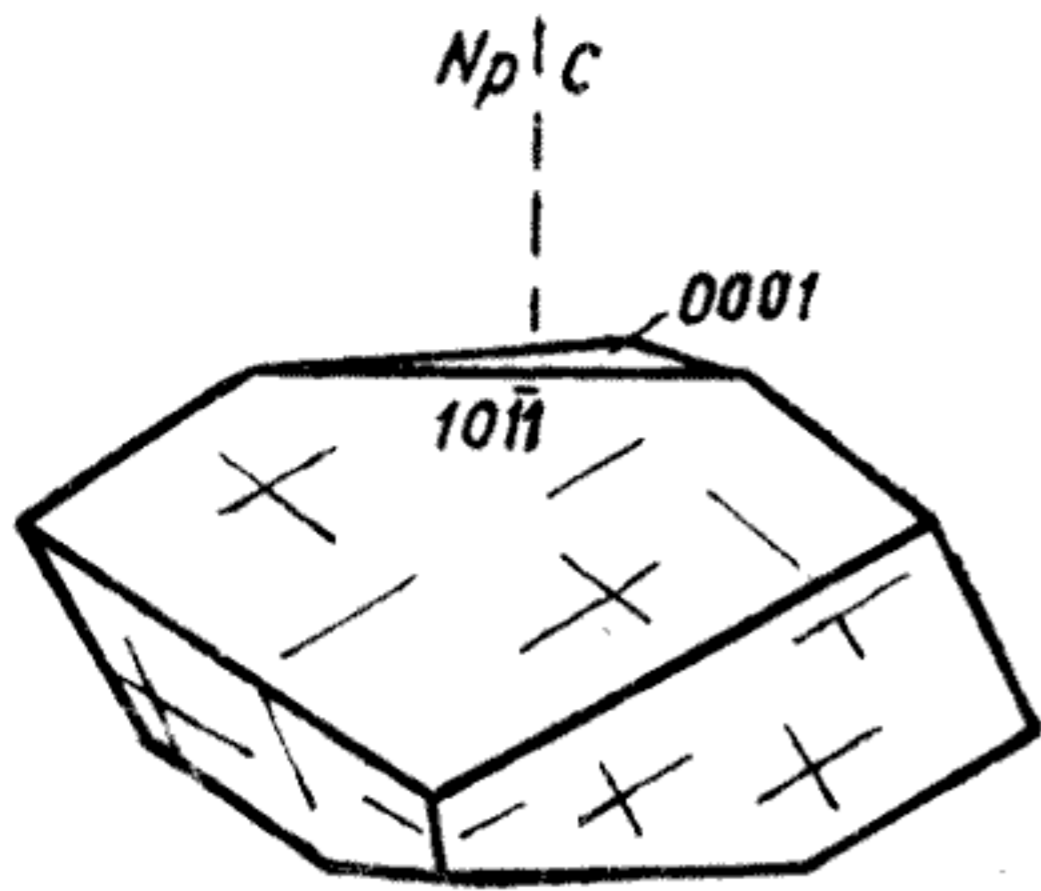


Рис.48. Магнетит

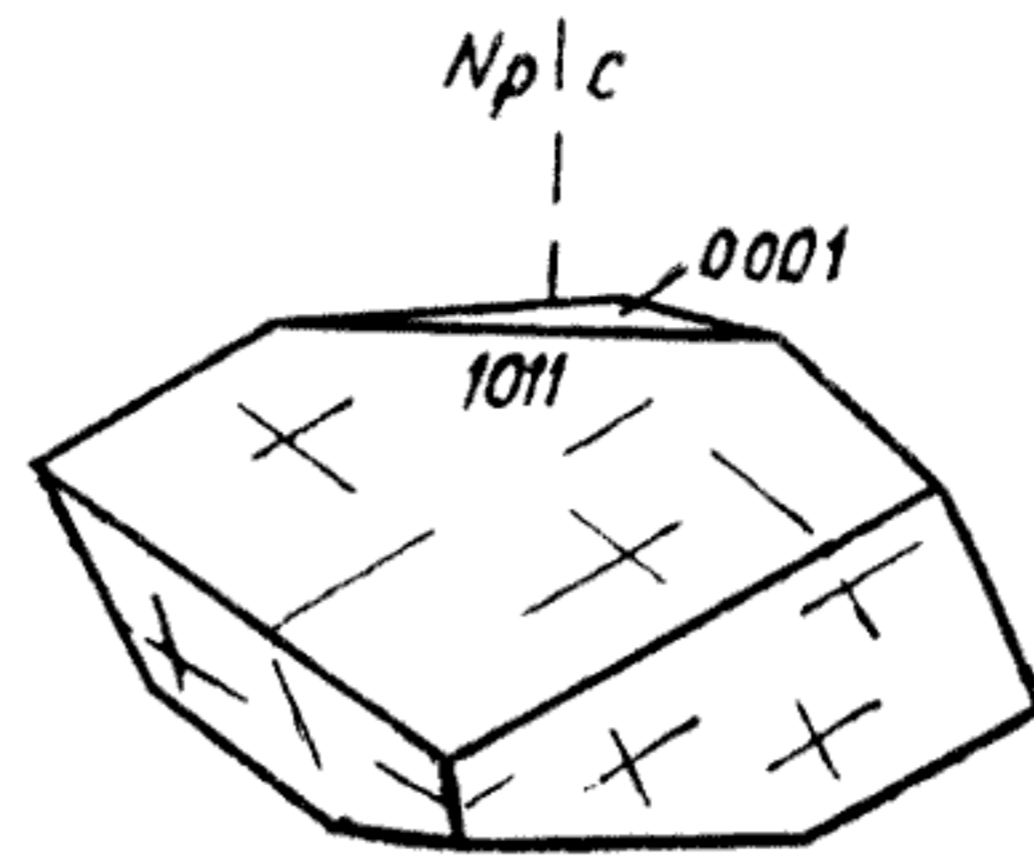


Рис.49. Сидерит

Мицзонит -  $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl}$  (25-50%),  $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3[\text{SO}_4, \text{CO}_3]$  (50-75%). Группа скаполита. Тетрагональная сингония.

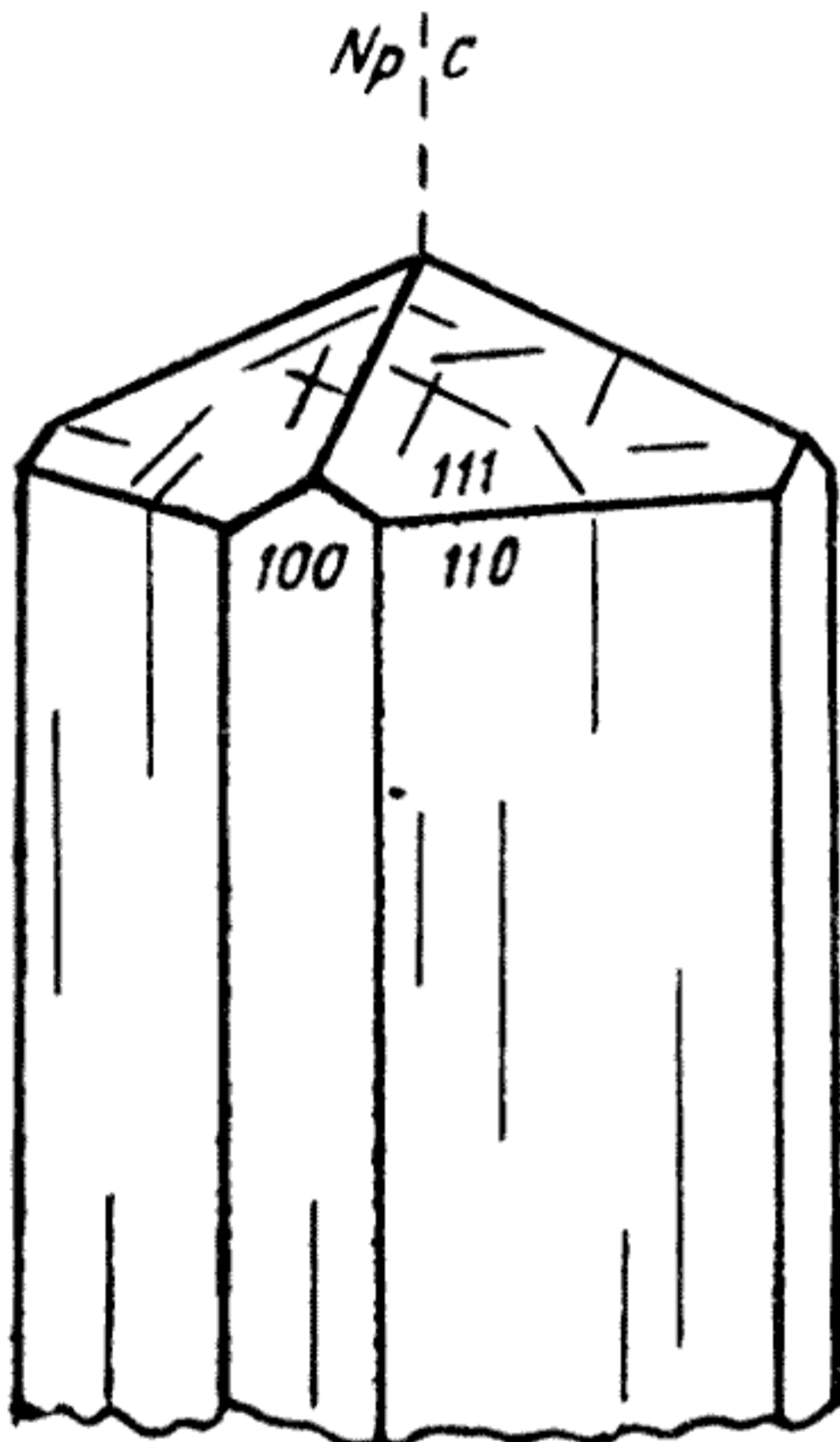


Рис.50. Мариалит

Форма кристаллов и зерен, как у мариалита, дипира - призматическая, столбчатая, неправильная. Спайность совершенная по (100) и (110). В шлифе мицзонит бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, обладающий показателями преломления:  $n_o = 1,57-1,60$ ;  $n_e = 1,55-1,56$ ;  $n_o - n_e = 0,020-0,040$ . Угасание прямое, удлинение отрицательное.

Рельеф слабый, шагреневая поверхность отсутствует. На срезах, параллельных оптической оси, интерференционная окраска яркая, второго и третьего порядка, т.е. выше, чем у мариалита и дипира.

Включения. Мицзонит содержит многочисленные включения кальцита, кварца, рутила, турмалина, амфиболов, пироксенов, граната и других минералов, которые по объему могут превышать размер включающего минерала.

Изменения. При повторных наложенных процессах метаморфизма по мицзониту образуются шабазит, стильбит, эпидот, клинохлор, кварц, кальцит и изотропное вещество.

Похожие минералы. Андалузит и полевые шпаты. От андалузита мицзонит отличается меньшим преломлением и более высо-

ким двупреломлением; от полевых шпатов — прямым угасанием и отсутствием полисинтетического двойникования.

Г е н е з и с. Метаморфогенный. Встречается, главным образом, в скарнах, кальцифирах, эрланах и роговиках, в парагенезисе с кальцитом, амфиболами, пироксенами, гранатами, эпидотом, флогопитом и другими минералами. Кроме того, как вторичный минерал **мицзонит** отмечается в пегматитах, но значительно реже.

Д и п и р —  $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl}$  (75-50%) и  $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3[\text{SO}_4, \text{CO}_3]$  (25-50%). Группа скаполита. Тетрагональная сингония.

В шлифе представлен призматическими и столбчатыми кристаллами и неправильными зернами. Спайность совершенная в двух направлениях: по (100) и (110). Под микроскопом бесцветный.

О п т и ч е с к и е с в о й с т в а. Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления:  $n_o = 1,55-1,57$ ;  $n_e = 1,54-1,55$ ;  $n_o - n_e = 0,010-0,020$ . Рельеф и шагрeneвая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Знак главной зоны отрицательный. На разрезе, параллельном оптической оси, интерференционная окраска меняется от первого до второго порядка. На базальных срезах, как и все минералы этой группы, дает тетрагональные или восьмигранные формы и ведет себя как изотропный минерал.

В к л ю ч е н и я. Дипир часто содержит обильные включения кальцита, углистою вещества, зерен кварца, полевых шпатов, рутила, турмалина, граната, амфибола, чешуек слюды и др. минералов.

И з м е н е н и я. При повторных наложенных процессах метаморфизма и метасоматоза по дипиру образуются шабазит, стильбит, эпидот, клинохлор, изотропное вещество и др. минералы.

П о х о ж и е м и н е р а л ы. Андалузит и полевые шпаты. От андалузита дипир отличается меньшим преломлением; от полевых шпатов прямым погасанием и отсутствием двойников.

Г е н е з и с. Метаморфогенный. Образуется при процессах контактового метаморфизма в различных скарнах, кальцифирах и эрланах в ассоциации с кальцитом, флогопитом, роговой обманкой, диопсидом, гранатом гроссуляр-андрадитового состава и др. минералами.

М е й о н и т —  $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl}$  (0-25%) и  $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3[\text{SO}_4, \text{CO}_3]$  (75-100%). Группа скаполита. Тетрагональная сингония.

Чаще встречается в виде неправильных зерен, но образует призматические и столбчатые кристаллы с совершенной спайностью по (100) и (110). В шлифе бесцветный.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления:  $n_o = 1,596$ ;  $n_e = 1,557$ ;  $n_o - n_e = 0,039$ . Ясный рельеф и слабо заметная шагреневая поверхность. Угасание прямое. Знак главной зоны отрицательный. На срезах, параллельных оптической оси, интерференционная окраска третьего порядка. Срезы, перпендикулярные оптической оси, изотропные, имеющие форму четырех- или восьмиугольников.

**В к л ю ч е н и я.** Мейонит часто содержит многочисленные включения, такие же и в таком же объеме, как мариалит, дипир, мицзонит.

**И з м е н е н и я.** Продукты замещения мейонита те же, что и у ранее охарактеризованных скаполитов - мариалита, дипира и мицзонита.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Андалузит и полевые шпаты. Признаки отличия от андалузита и полевых шпатов см. в характеристике дипира.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный. Встречается в породах регионального метаморфизма - гнейсах, сланцах и эрланах, а также в породах контактового метаморфизма - скарнах и роговиках в парагенезисе с кальцитом, амфиболами, пироксенами, гранатомgrossуляр-андрадитового состава, эпидотом, цоизитом, флогопитом и др. минералами. Как вторичный минерал мейонит иногда встречается в современных лавах.

**2.3.3. Цветные, неплеохроичные одноосные оптически положительные и отрицательные минералы** В разделе приведена характеристика преимущественно акцессорных минералов метаморфических пород. Здесь рассмотрены рутил, анатаз и турмалин.

**Р у т и л -  $TiO_2$ .** Тетрагональная сингония.

В шлифе встречается в виде вытянутых столбчатых, призматических (рис.51) и игольчатых кристаллов. Часто образует характерные коленчатые и сердцевидные двойники, иногда - полисинтетические, часто округлые зерна и их агрегаты. Спайность совершенная по (110) и средняя по (100), пересекается в определенных сечениях под углом  $90^\circ$ , но наблюдается редко. Цвет буровато-желтый, красновато-бурый, редко зеленоватый или фиолетовый. Иногда почти непрозрачен и просвечивает в краях красноватым цветом. Форма кристаллов рутила дана на рис.52.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Одноосный, положительный. Показатели преломления:  $n_e = 2,895-2,903$ ;  $n_o = 2,609-2,616$ ;  $n_e - n_o = 0,286-0,287$ . Вследствие этого рутил имеет исключительно высокий рельеф и резко выраженную шагреневую поверхность. Плеохроизм

слабый: по  $n_e$  - коричневато-желтый, желто-зеленый, по  $n_o$  - желтый, красно-коричневый. Абсорбция  $n_e > n_o$ , слабая. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный, но вследствие очень высокого двупреломления устанавливается редко. Благодаря этому же интерференционную окраску определить практически невозможно. В скрещенных николях и в проходящем свете рутил имеет одинаковый цвет, как правило, золотисто-желтый. В тонких (значительно меньше толщины шлифа) игольчатых кристаллах рутил дает яркие интерференционные окраски (синие, красные, фиолетовые), что позволяет легко определить его, т.к. никакой другой минерал в тонких кристаллах не интерферирует так высоко.

**Включения.** В ряде случаев внутри зерен рутила отмечаются мельчайшие кристаллики апатита и циркона.

**Разновидности.** Нигрин - темно-окрашенный рутил, характеризующийся повышенным содержанием примеси железа. Сагенит - тонкоигольчатый рутил, образующийся в биотите, хлорите, заместившем амфибол или биотит, плоские сетчатые сростки. Волосатик (волосы Венеры или стрелы Амура) - вращающиеся тонких волосовидных кристаллов в кварце и особенно горном хрустале.

**Изменения.** Рутил относительно стойкий минерал, но нередко при наложенных процессах метаморфизма и метасоматоза переходит в сфен или ильменит.

**Похожие минералы.** Рутил похож на циркон, сфен, касситерит и турмалин, от которых отличается высоким преломлением и двупреломлением, а также характерной золотисто-желтой интерференционной окраской.

**Генезис.** Метаморфогенный, магматогенный и гидротермальный. Как метаморфогенный рутил широко развит в различных гнейсах, сланцах, амфиболитах, эклогитах в парагенезисе с кварцем, плагиоклазом, микроклином, ортоклазом, биотитом, мусковитом, силлиманитом, амфиболом, клинопироксеном, магнетитом, сфеном, турмалином, апатитом, ильменитом и др. минералами. Как магматогенный рутил отмечается в различных магматических породах особенно кислого состава.

**Анализ -  $TiO_2$ .** Тетрагональная сингония. Образует таблитчатые, призматические или пирамидальные кристаллы, а также изометричные зерна с совершенной спайностью по (110) и (100). В шлифе окрашен в бурый, желтый, синий или черные цвета. Окраска относительно часто распределяется зонально или пятнами. Бывает бесцветным. Форма кристалла анатаза дана на рис. 53.

О п т и ч е с к и е с в о й с т в а. Одноосный, отрицательный. Показатели преломления:  $n_o = 2,561-2,562$ ;  $n_e = 2,488-2,489$ ;  $n_o - n_e = 0,073$ . Благодаря этому анатаз обладает резко выраженным рельефом и шагреновой поверхностью. Сильная дисперсия двупреломления по схеме  $r < v$ . Иногда обладает оптической аномалией: становится двуосным с небольшим углом  $2U$ . Плеохроизм выражен слабо: по  $n_o$  - светло-синий, сине-зеленый или зеленовато-желтый, светло-коричневый; по  $n_e$  - темно-синий или оранжевый, коричневый. Абсорбция  $n_e > n_o$ , редко  $n_e < n_o$ . Угасание прямое, удлинение может быть положительным и отрицательным. Интерференционная окраска четвертого порядка на разрезе, параллельном оптической оси.

П о х о ж и е м и н е р а л ы. От рутила и брукита отличается по отрицательному знаку, форме кристаллов и окраске.

Г е н е з и с. Метаморфогенный, гидротермальный и магматогенный. Как метаморфогенный в различных гнейсах и сланцах в парагенезисе с кварцем, плагиоклазом, микроклином, биотитом, мусковитом и др. минералами. В магматических породах (гранитах, сиенитах) анатаз встречается в виде акцессорного минерала. Как гидротермальный анатаз образуется при разрушении титансодержащих минералов в породах кислого состава и кварцевых жил.

Т у р м а л и н -  $Na(Mg, Fe)_3(Al, Fe)_6[BO_3][Si_6O_{18}](OH, F)_4$ .

Имеет непостоянный состав вследствие присутствия изоморфных примесей Ca, Cr, Ti, K, F, Cl. Тригональная сингония.

Образует длиннопризматические, короткостолбчатые, игольчатые, веретеновидные, сферически трехгранные в базальных сечениях кристаллы, радиально-лучистые агрегаты (турмалиновые солнца) и округлые неправильные зерна. Спайность отсутствует, либо несовершенная. В шлифе чаще всего окрашен в густо-коричневый, иногда в зеленый, розовый, синий, желтый и др. цвета. Может быть резко окрашен зонально, или участками, так называемый, полихромный турмалин. Форма кристалла турмалина дана на рис.54.

О п т и ч е с к и е с в о й с т в а. Одноосный, отрицательный, имеющий показатели преломления:  $n_o = 1,639-1,692$ ;  $n_e = 1,620-1,657$ ;  $n_o - n_e = 0,019-0,035$ . Рельеф и шагреновая поверхность хорошо выражены. Плеохроизм резкий с изменением интенсивности окраски. Абсорбция по схеме  $n_o > n_e$ . Угасание прямое, удлинение отрицательное - двуосный с углом  $2E = 10^\circ$ . Интерференционная окраска в сечениях, параллельных оптической оси, второго порядка в центральных частях зерен и определяется собственным цветом и хорошо видна в краях зерен, где располагается иногда зонально.



Рис. 51. Рутил в двуслю-  
дяном кордиеритовом плагио-  
гнейсе (увел. 20, николи+)

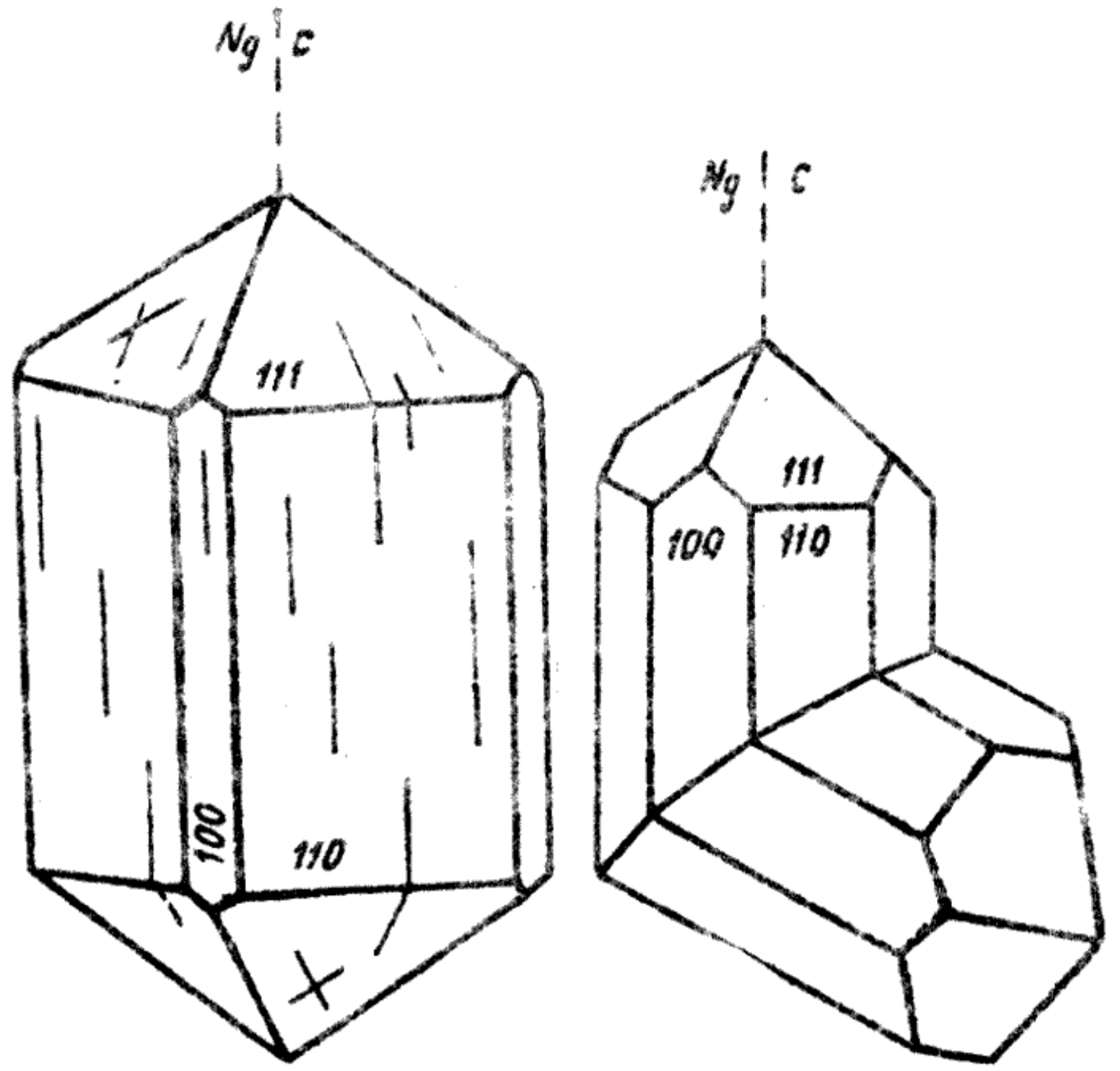


Рис. 52. Рутил

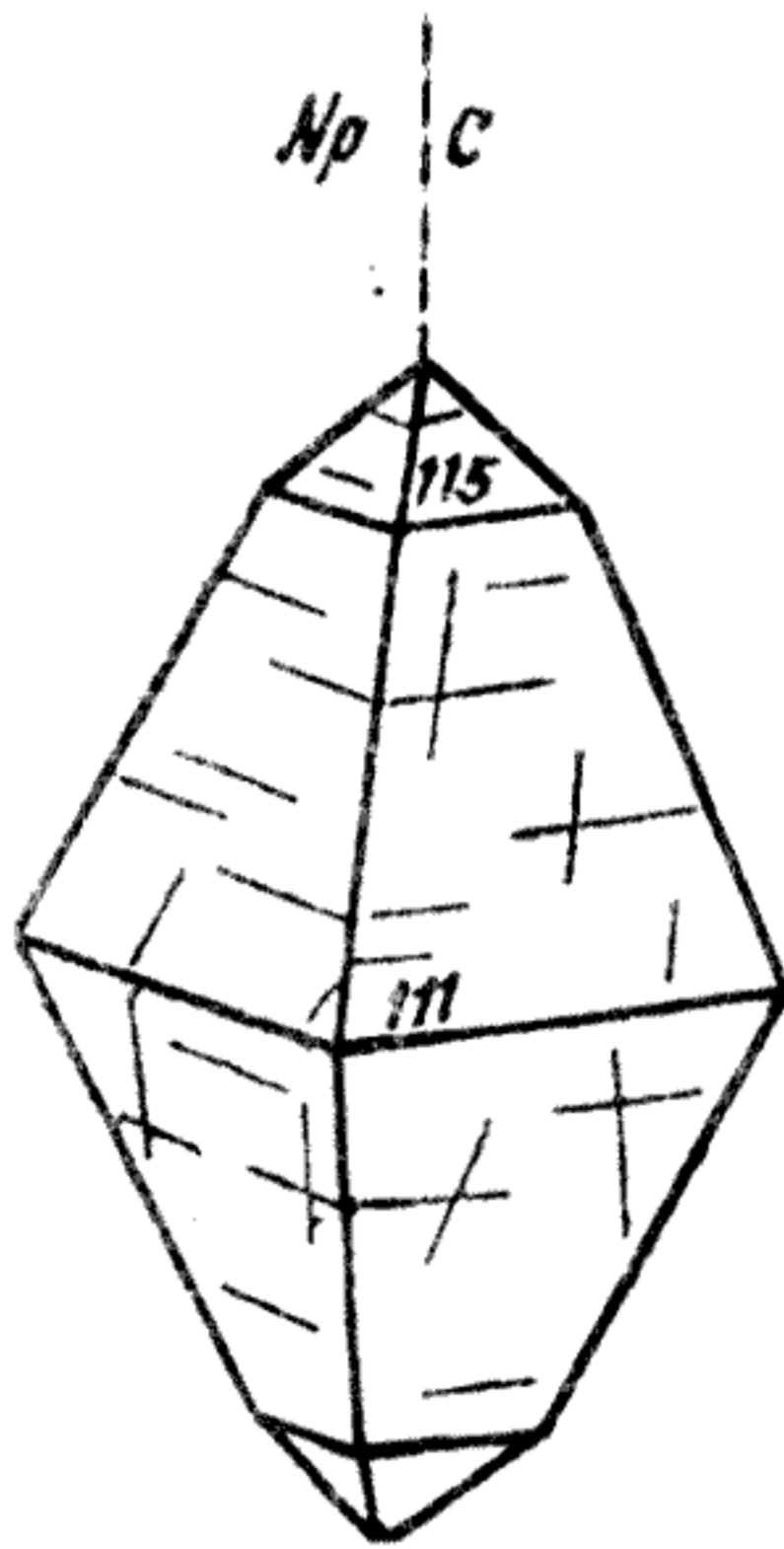


Рис. 53. Анатоз

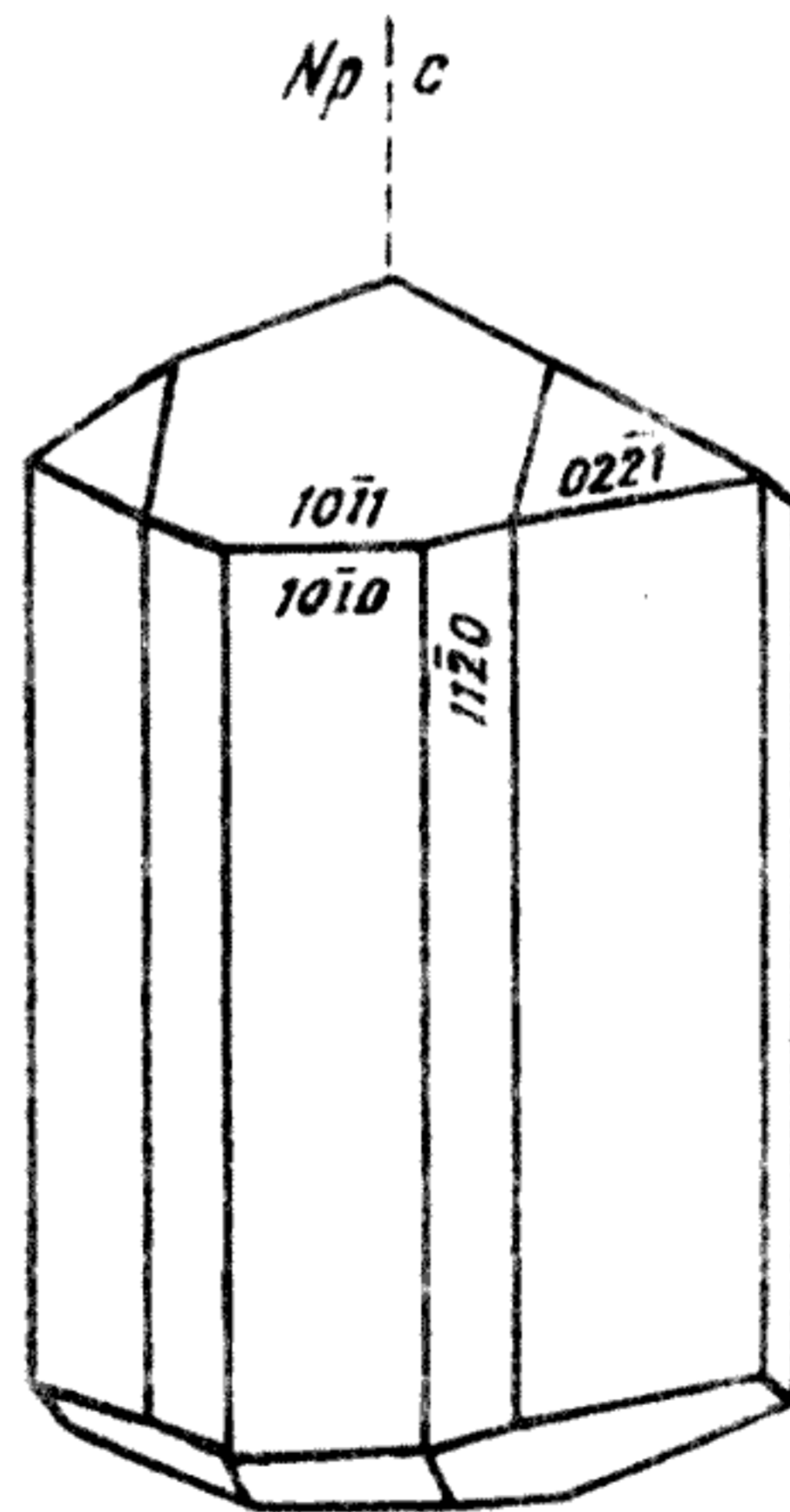


Рис. 54. Турмалин

**В к л ю ч е н и я.** Турмалин содержит мелкие вкрапления циркона, апатита, рутила, кварца, магнетита и др. минералов. Вокруг включений радиоактивных минералов отмечаются плеохроичные дворники.

**Р а з н о в и д н о с т и.** Дравит – магнезиальный турмалин, шерл – железистый, эльбаит – литиевый. По окраске среди турмалинов выделяются разновидности: рубелит – розовый, красный, малиновый, вишнево-красный (синоним даурит или сибирит); индиголит – синий, голубой, синевато-черный; ахроит – бесцветный; африцит – черный; полихромный – с окраской, меняющейся в продольном или поперечном направлениях; эльбаит – чаще розовый; лидикоатит – чаще коричневый; дравит – коричневый, желтый или зеленый; увит – от зеленого до черного; бургерит – коричневый, черный; шерл – черный. Плеохроизм у дравита:  $N_o$  – светло-желтый, темный, желтовато-бурый;  $N_e$  – светло-желтый, бесцветный. Плеохроизм у шерла:  $N_o$  – желтовато-бурый до черного, темно-зеленый, синий;  $N_e$  – светло- и темно-желтый, красновато-фиолетовый, буроватый, фиолетово-серый, желтоватый. Плеохроизм эльбаита:  $N_o$  – розовый, бледно-зеленый, зеленовато-синий, бесцветный, голубой;  $N_e$  – бесцветный.

**И з м е н е н и я.** Турмалин очень устойчивый минерал к наложенным вторичным процессам метаморфизма и лишь в редких случаях замещается хлоритом, биотитом и серицитом. В связи с такой особенностью турмалин хорошо накапливается в россыпях.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Хлорит, биотит, роговая обманка, эгирин, рибекит, арфведсонит. От хлорита, биотита и роговой обманки, если они имеют сечение, параллельное спайности, турмалин отличается по одноосности, обратной схеме абсорбции, а от роговой обманки еще и прямым угасанием; от эгирина – одноосностью; от рибекита и арфведсонита по более высокому двупреломлению и одноосности.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный, гидротермальный и магматогенный. Метаморфогенный турмалин отмечается во многих гнейсах, сланцах, формирующихся в Р-Т условиях от зеленосланцевой фации до силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации. Широко распространен в грейзенах в ассоциации с кварцем, альбитом, мусковитом, флюоритом, вольфрамитом, касситеритом и др. минералами. Магматогенный турмалин является типичным акцессорным минералом гранитов, пегматитов, особенно слюдоносных.

## 2.4. Минералы двуосные

В данном разделе рассматриваются многочисленные породообразующие минералы метаморфических пород, а в ряде случаев и пегматитов. Диапазон их генезиса определяется P-T условиями регионального и контактового метаморфизма.

### 2.4.1. Бесцветные, двуосные оптически положительные минералы

В этом разделе приведена характеристика минералов - амфиболов, цеолитов, оливина, пироксенов и др. в алфавитном порядке.

**Г р у п п а а м ф и б о л о в.** Наиболее важной химической особенностью амфиболов, по которой они отличаются от пироксенов, является наличие в их составе гидроксильной группы (ОН) и нередко присутствие  $F^-$  замещающего часть (ОН). Благодаря этой особенности амфиболы могут кристаллизоваться лишь из расплавов, содержащих летучие компоненты, поэтому амфиболы наблюдаются в породах, сформировавшихся на глубине, под давлением, которое препятствовало удалению летучих компонентов. Амфиболы никогда не встречаются в основной массе эффузивных пород, кристаллизовавшейся на дневной поверхности. В лабораторных условиях искусственные амфиболы синтезированы Д.П. Григорьевым из фторсодержащего силикатного расплава, тогда как пироксены получают из сухих расплавов.

Температура плавления магматических амфиболов ниже, чем пироксенов, и колеблется в пределах 1025-1085 °C.

По кристаллохимической структуре амфиболы относятся к ленточным силикатам. В ленточных силикатах основу строения кристаллической решетки образуют сдвоенные цепочки - ленты кремнекислородных тетраэдров (рис. 55). Цепочки кремнекислородных тетраэдров в лентах соединяются через кислород. Элементарная ячейка такой ленты состоит из 4 ионов кремния и 11 ионов кислорода и обладает отрицательными валентностями  $[Si_4O_{11}]^{6-}$ . На каждую ячейку ленты приходится по одной гидроксильной группе  $[OH]^{-}$ , имеющей один отрицательный заряд. Таким образом, общий отрицательный заряд каждой элементарной ячейки равен 7. Отрицательные заряды погашаются катионами  $Mg$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Ca, Na$ ,  $Al$ ,  $Fe^{3+}$ , т.е. теми же катионами, которые участвуют в составе пироксенов. Кроме того, в амфиболах нередко присутствует различное количество ионов  $K, Li, Mn, Ti, Cr, Zn$ , что обуславливает чрезвычайно измененный состав минералов этой группы.

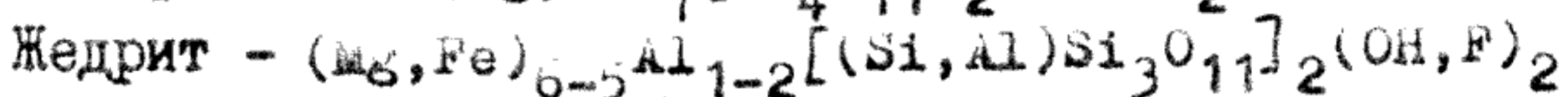
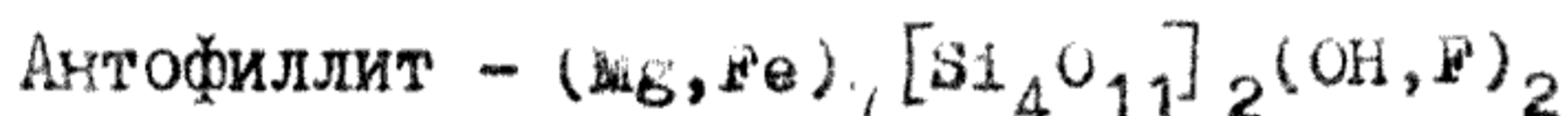
По кристаллографическим особенностям среди амфиболов так же, как и среди пироксенов, выделяются ромбические и моноклинные.

Ромбические амфиболы подобно ромбическим пироксенам имеют железо-магнезиальный состав. Среди моноклинных амфиболов по катионам, преобладающим в их химическом составе, различаются:

- 1) железо-магнезиальные, сходные по составу с ромбическими;
- 2) кальциевые с магнием и железом;
- 3) натри-кальциевые с магнием, железом и алюминием - роговые обманки;
- 4) щелочные, содержащие в качестве главного катиона натрий, а также магний, железо и алюминий.

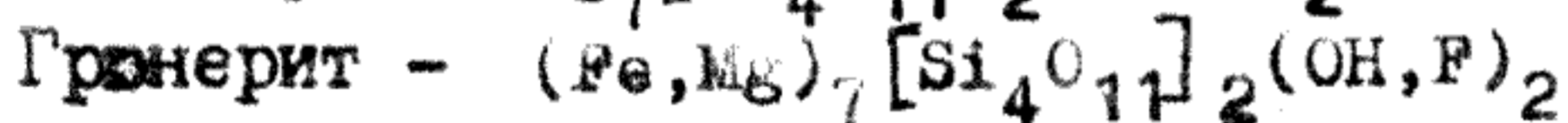
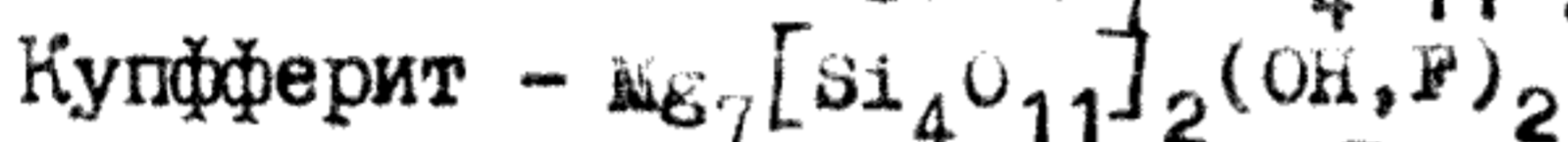
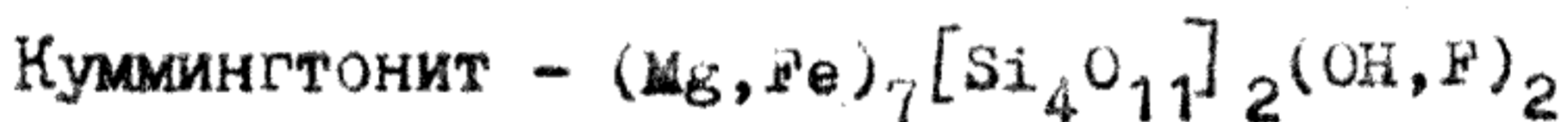
### Ромбические амфиболы

#### Ж е л е з о - м а г н е з и а л ь н ы е

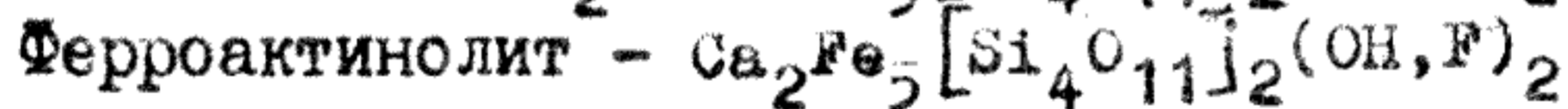
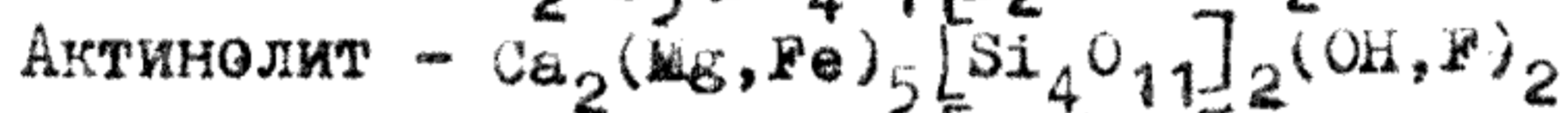
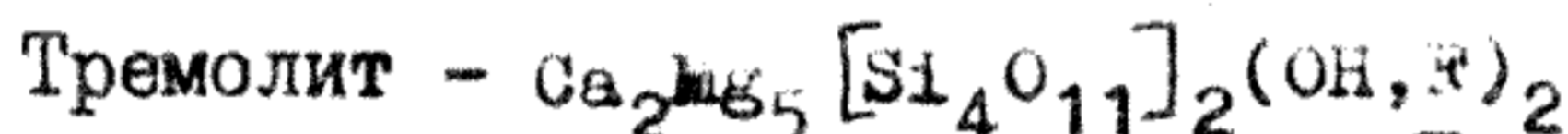


#### М о н о к л и н н ы е а м ф и б о л ы

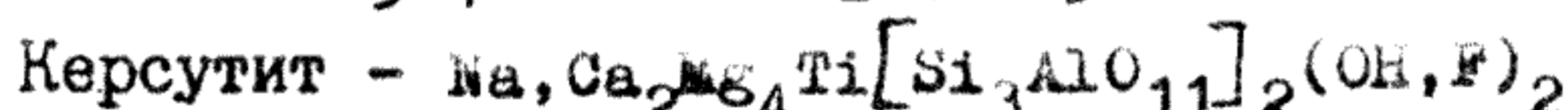
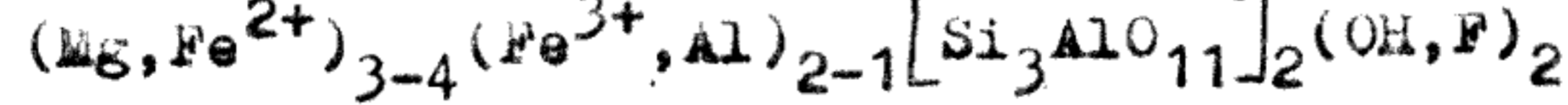
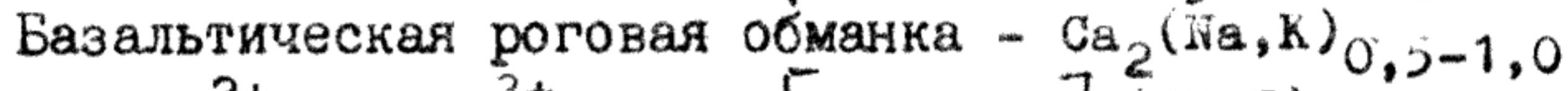
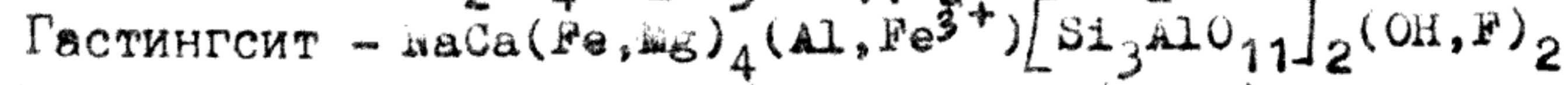
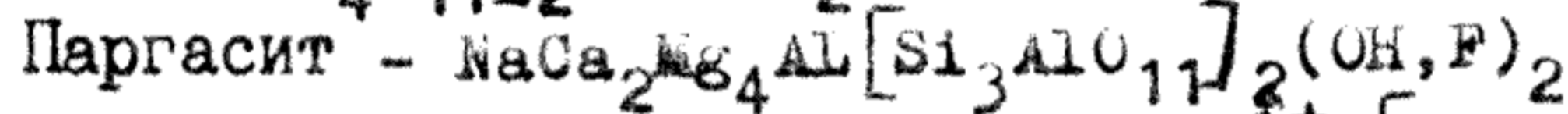
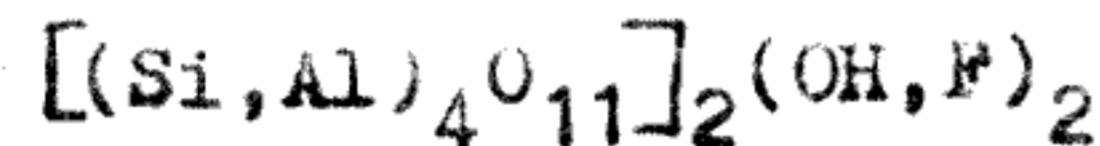
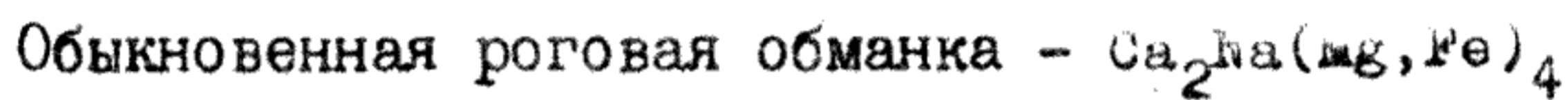
##### 1. Железо-магнезиальные



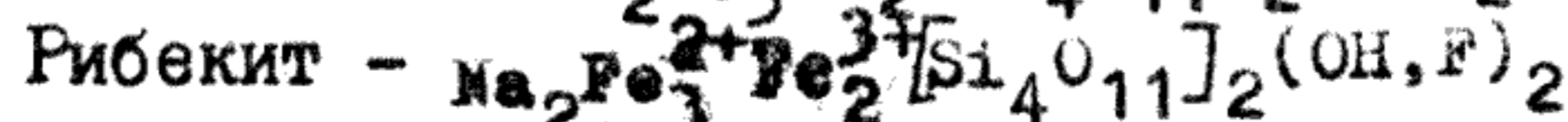
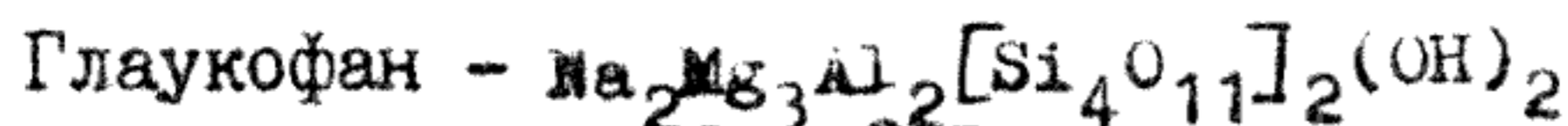
##### 2. Кальциевые с магнием и железом

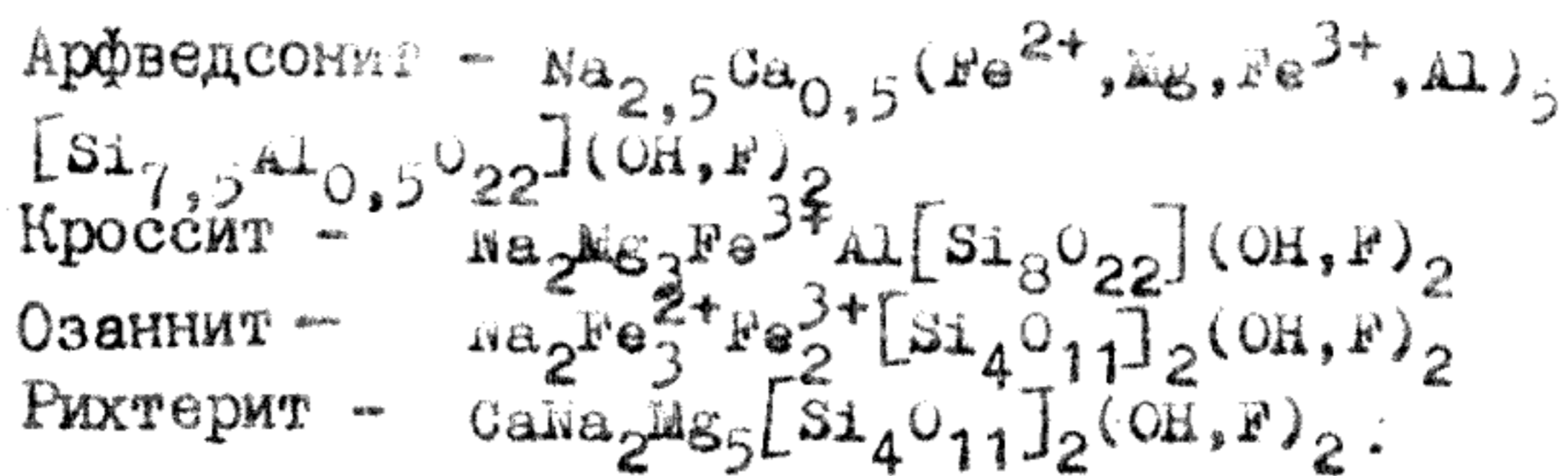


##### 3. Натри-кальциевые с магнием, железом и алюминием - роговые обманки



##### 4. Щелочные с магнием, железом и алюминием





Железо-магнезиальные амфиболы, как ромбические, так и моноклинные, являются минералами метаморфическими, за исключением куммингтонита, который установлен в некоторых магматических породах. Среди кальциевых, натри-кальциевых и щелочных амфиболов есть как метаморфические, так и магматические амфиболы. Исключительно магматический генезис имеет базальтическая роговая обманка, исключительно метаморфогенный – глаукфан. Некоторые амфиболы метаморфогенного генезиса встречаются в магматических породах, как вторичные минералы – тремолит, актинолит.

В кристаллической решетке амфиболов ленты кремнекислородных тетраэдров вытянуты в направлении оси С и этим обусловлен их призматический облик. Так как связь между кремнекислородными тетраэдрами, осуществляемая через ионы кислорода, очень прочна, кристаллы амфиболов легче разбиваются вдоль оси С, чем поперек ее. Этим объясняется наличие в амфиболах совершенной спайности по призме с углом между трещинами спайности в  $56^\circ$  в моноклинных амфиболах и в  $54^\circ 30'$  в ромбических амфиболах.

Поперечные разрезы амфиболов имеют форму шестиугольников, в связи с чем Е.С. Федоров назвал амфиболы гексагонолоидами в отличие от пироксенов – тетрагонолоидов, имитирующих кристаллы квадратной сингонии.

Во всех вышеперечисленных амфиболах, кроме арфведсонита и рибекита, плоскость оптических осей совпадает с плоскостью второго пинакоида, а средняя ось оптической индикатрисы  $N_{III}$  – со второй кристаллографической осью  $b$ . В арфведсоните и рибеките плоскость оптических осей перпендикулярна второму пинакоиду и со второй кристаллографической осью  $b$  совпадает большая ось индикатрисы  $N_I$ .

Положение осей индикатрисы относительно кристаллографических осей для каждой разновидности амфибола строго определенное и является характерной оптической константой. На рис. 56 показано положение оси  $N_I$  по отношению к С для главнейших представителей группы амфиболов.

Рассмотрим амфиболы, имеющие метаморфогенный и магматогенный генезис. Следует иметь в виду, что природные амфиболы редко имеют

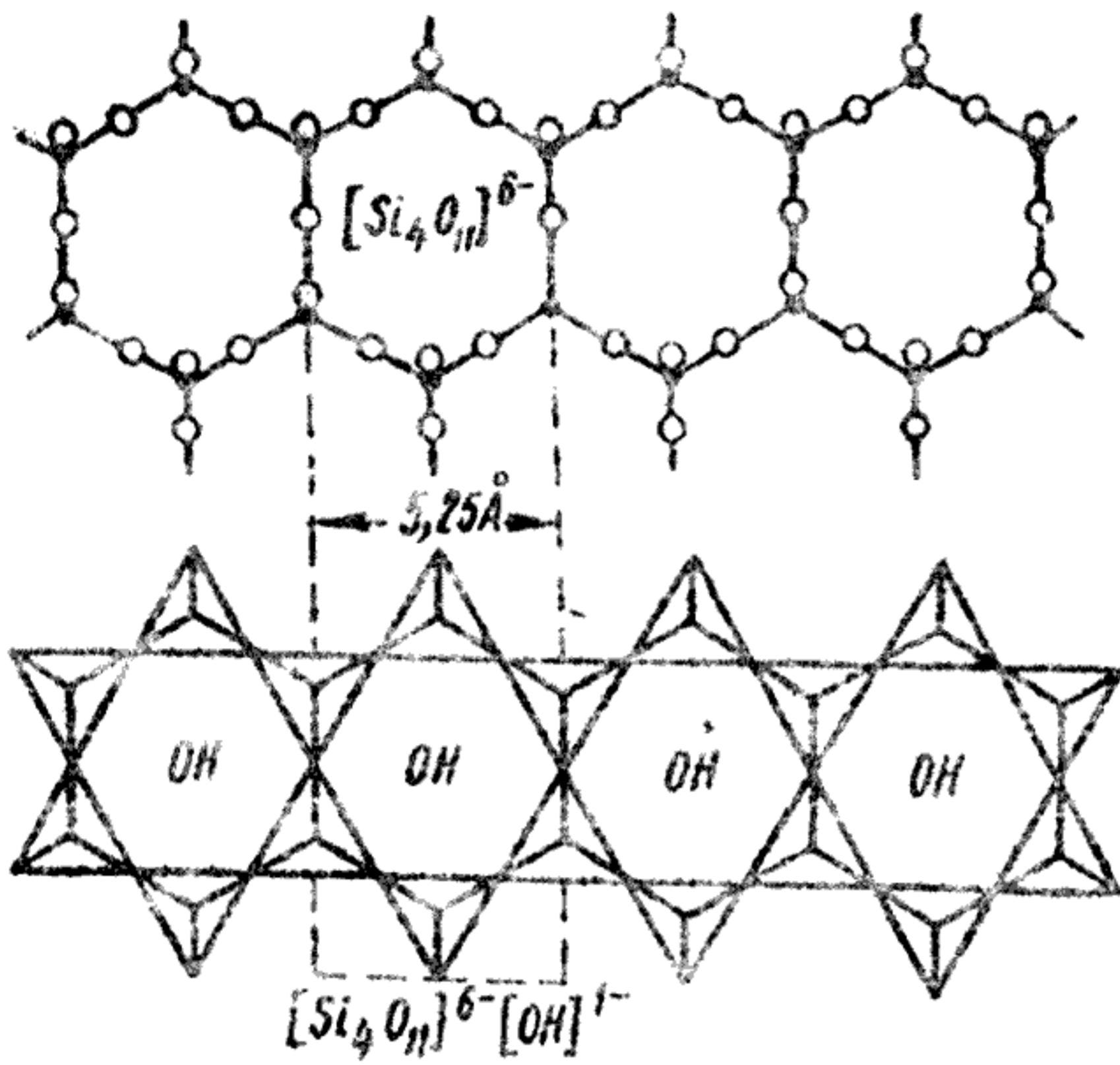


Рис. 55. Непрерывная лента кремнекислородных тетраэдров - основа строения амфиболов. Элементарная ячейка состоит из 4 Si и 11 O (черные кружки - Si, белые кружки - O)

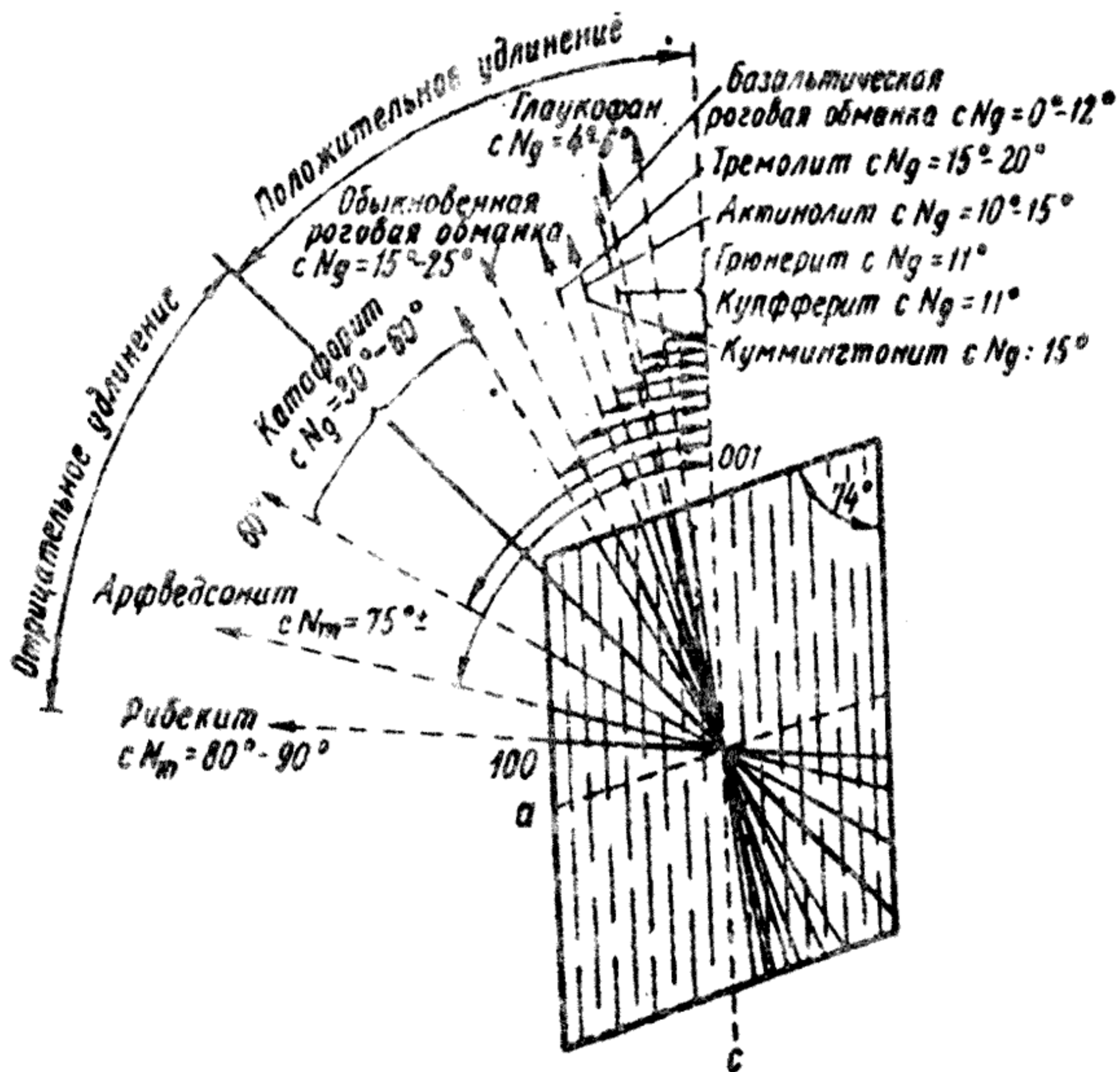


Рис. 56. Углы погасания моноклинных амфиболов на разрезе, параллельном (010)

совершенно чистый состав. Как правило, они представляют собой изоморфные смеси двух, нередко нескольких компонентов, поэтому оптические свойства их будут промежуточными по сравнению с приведенными.

**А н т о ф и л л и т** -  $(Mg, Fe)_7[Si_4O_{11}]_2(OH, F)_2$ . Группа ромбических амфиболов. Ромбическая сингония.

Кристаллы антофиллита длинно-призматического или таблитчатого облика редки. Обычно удлиненные волокнистые агрегаты (рис. 57). Две системы трещин совершенной спайности по (110) пересекаются на соответствующих разрезах под углом  $125^\circ$ . Кроме того, хорошая спайность по (010) и несовершенная по (100). Двойники отсутствуют. В шлифе бесцветный. Форма кристаллов антофиллита дана на рис. 58.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Двуосный, положительный. Показатели преломления изменяются, заметно увеличиваясь с повышением содержания железа:  $n_x = 1,623-1,664$ ;  $n_m = 1,616-1,651$ ;  $n_p = 1,598-1,647$ ;  $n_g - n_p = 0,026-0,017$ . Четкий рельеф и шагреневая поверхность. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей -  $2U = 58-65^\circ$ . Дисперсия  $r < v$ , слабая. Интерференционная окраска от желтой и красной первого порядка до синей второго порядка.

**В к л ю ч е н и я.** Антофиллит содержит многочисленные включения чешуек биотита, зерен шпинели, циркона, рутила, апатита и др. минералы.

**И з м е н е н и я.** При повторных, наложенных процессах метаморфизма по антофиллиту развивается тальк, бастит, хлорит, эпидот и др. минералы.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Цоизит, силлиманит. От цоизита антофиллит отличается меньшим преломлением и более высоким двупреломлением; от силлиманита - меньшим преломлением, большим углом оптических осей (у силлиманита угол  $2U = 21-30^\circ$ ) и слабой дисперсией.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный. Образуется антофиллит в P-T условиях кордиерит-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа и амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма. Иногда отмечается в серпентинитах, как реликтовый по оливину.

**В а г н е р и т** -  $Mg_2PO_4F$ . Моноклинная сингония.

Образует изометричные, удлиненные кристаллы и зернистые агрегаты. Обладает совершенной спайностью по (100) и (110). В шлифе бесцветный. Иногда образует простые двойники. Форма кристалла вагнерита дана на рис. 59.



Рис. 57. Антофиллит в кордиерит-антофиллитовом гнейсе (увел. 20, николи +)

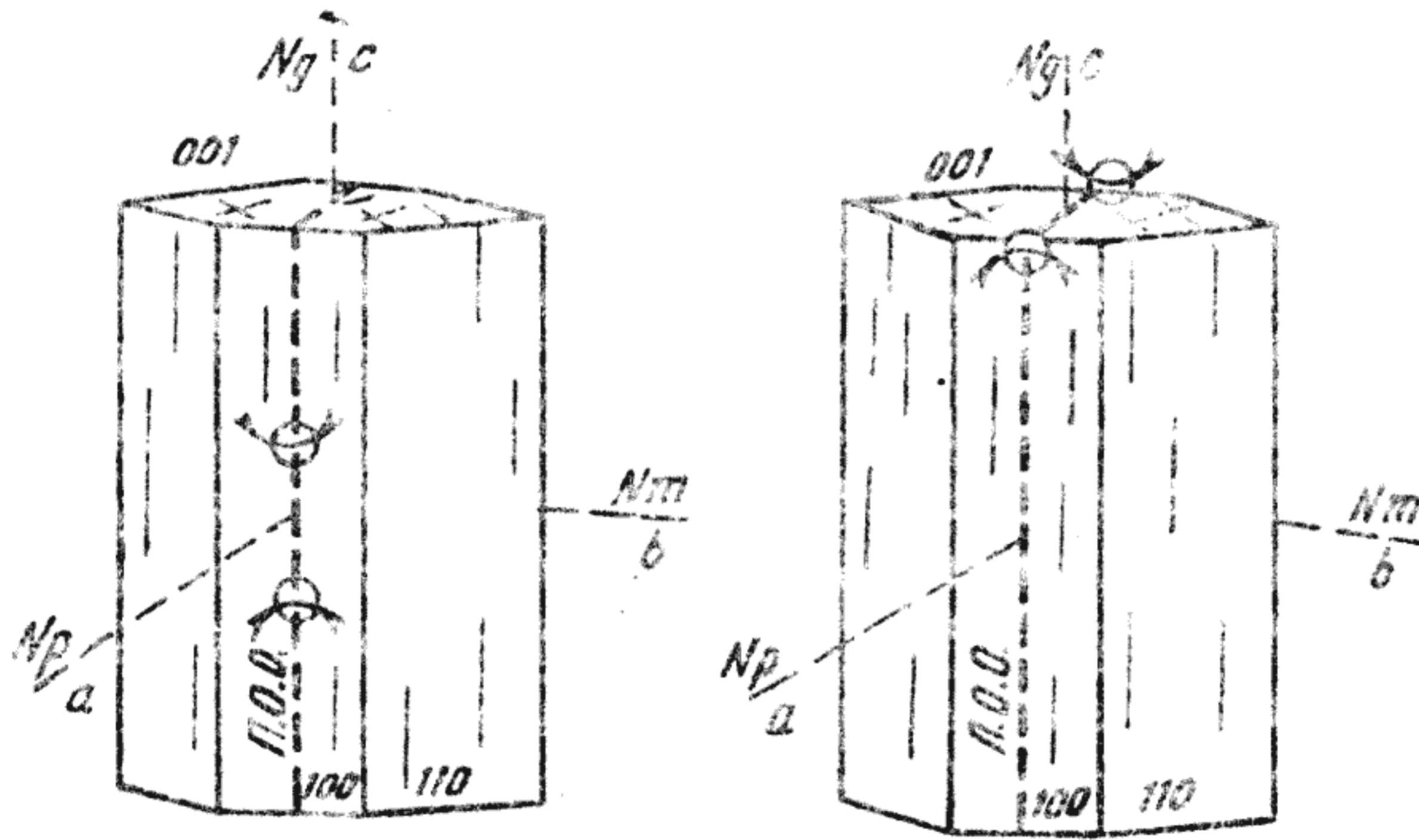


Рис. 58. Антофиллит

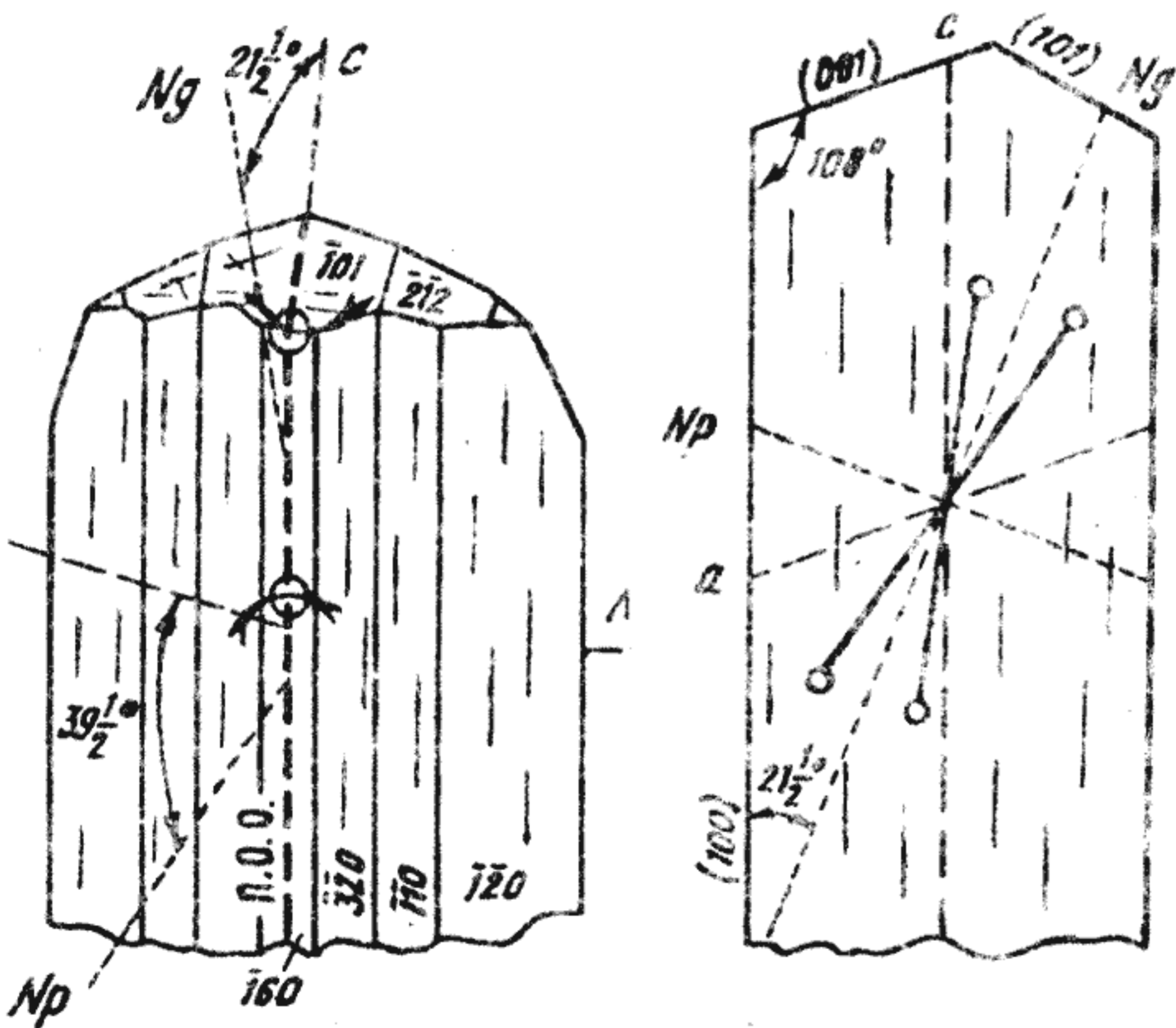


Рис. 59. Вагнерит

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_g = 1,582-1,583$ ;  $n_m = 1,570-1,572$ ;  $n_p = 1,569-1,568$ ;  $n_g - n_p = 0,013-0,015$ . Рельеф слабый, шагреневая поверхность отсутствует. Угол угасания  $\epsilon$ :  $N_g = 21^\circ 30'$ . Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей  $2U = 26-28^\circ$ . Дисперсия  $r > v$ , заметная. Знак главной зоны минерала положительный. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных  $N_m$  - желтая, первого порядка.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Апатит. От апатита вагнерит отличается меньшим преломлением и большим двупреломлением.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный, гидротермальный. Метаморфогенный вагнерит образуется в P-T условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма - филлитах. Как гидротермальный вагнерит широко распространен в кварцевых жилах.

**Б р у к и т -  $TiO_2$ .** Ромбическая сингония. Отмечается преимущественно в мелких кристаллах удлиненно-таблитчатого облика. Спайность несовершенная по (110) или отсутствует. В шлифе слабо окрашен в желтоватый, красноватый или синеватый цвет, либо чаще бесцветный. Форма кристалла брукита дана на рис.60.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Двуосный, положительный. Показатели преломления:  $n_g = 2,700-2,741$ ;  $n_m = 2,584-2,586$ ;  $n_p = 2,583-2,586$ ;  $n_g - n_p = 0,117-0,158$ . Обладает резко выраженным рельефом и шагреневой поверхностью. Вследствие высокого двупреломления для разных цветов спектра меняется положение плоскости оптической оси. Так, в красном цвете плоскость оптических осей параллельна (001), а в синем - параллельна (010). Плеохроизм слабый: по  $N_g$  - лимонно-желтый, бурый, винно-желтый, оранжево-красный или красно-коричневый; по  $N_m$  - оранжевый, бурый, слабо-коричневый или бесцветный; по  $N_p$  - оранжевый, коричнево-бурый, оливковый, бесцветный. Абсорбция по схеме  $N_g > N_m > N_p$  или  $N_m > N_g > N_p$  слабый. Угасание прямое. Знак главной зоны в одних срезах положительный, а в других - отрицательный. Угол оптических осей  $2U = 10-30^\circ$ .

Дисперсия, в зависимости от положения плоскости оптических осей, то  $r > v$ , то  $r < v$  очень сильная. Наблюдается сильная дисперсия двупреломления -  $r > v$ . Интерференционная окраска четвертого порядка.

**В к л ю ч е н и я.** Отмечаются непрозрачные включения, которые связаны с Nb, Fe, Sn, Pb, Ge.

**И з м е н е н и я.** Основным природным продуктом изменения брукита является рутил. Известны псевдоморфозы магнетита по брукиту.

П о х о ж и е м и н е р а л ы - рутил, псевдобрукит. От рутила брукит отличается дисперсией двупреломления; от псевдобрукита - менее интенсивной окраской и более высоким преломлением.

Г е н е з и с. Метаморфогенный, гидротермальный и магматогенный встречается в качестве акцессорного минерала. Как вторичный образуется при разрушении титансодержащих минералов в ассоциации с анатазом, сфеном, рутилом, адуляром, альбитом, хлоритом и др. минералами.

Г а р м о т о м -  $(K_2, Ba)[Al_2Si_5O_{14}] \cdot 5H_2O$ . Группа цеолитов. Моноклинная сингония.

В шлифе очень похож на филлипсит, образует крестообразные двойники, четверники, таблитчатые и столбчатые кристаллы, вытянутые по оси С, пластинки. Спайность ясная по (010) и несовершенная по (001). Бесцветный. Форма кристалла гармотома дана на рис.61.

О п т и ч е с к и е с в о й с т в а. Двуосный, положительный, обладающий показателями преломления:  $n_g = 1,508-1,514$ ;  $n_m = 1,505-1,509$ ;  $n_p = 1,503-1,506$ ;  $n_g - n_p = 0,005-0,008$ . Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Углы угасания по b:  $N_g = 0^\circ$ ; по c:  $N_m = 28-32^\circ$ ; по a:  $N_p = 63-67^\circ$ . Удлинение может быть положительным и отрицательным. Пл. о.о. перпендикулярна плоскости (010). Угол оптических осей -  $2V = 77-79^\circ$ . Слабая перекрещенная дисперсия. Интерференционная окраска серая, первого порядка.

П о х о ж и е м и н е р а л ы - филлипсит, десмин. От филлипсита гармотом отличается большим преломлением и иным погасанием по оси; от десмина - большим углом оптических осей -  $2V$  и иной ориентировкой пл. о.о.

Г е н е з и с. Метаморфогенный и гидротермальный. Метаморфогенный встречается в сланцах цеолитовой фации в ассоциации с кварцем, альбитом, микроклином, серицитом и хлоритом. Как гидротермальный гармотом встречается в пустотах и миндалинах основных эффузивов вместе с др. цеолитами, кальцитом и др. минералами. Отмечается гармотом также в гидротермальных рудных жилах.

Г е й л а н д и т -  $(Ca, Na_2)[AlSi_3O_8]_2 \cdot 5H_2O$ . Группа цеолитов. Моноклинная сингония.

В шлифе обычен в виде таблитчатых, пластинчатых или почти квадратных ромбического облика кристаллов, листочков, субпараллельных и радиально-лучистых агрегатов. Спайность совершенная по (010). Бесцветный. Форма кристалла гейландита дана на рис.62.

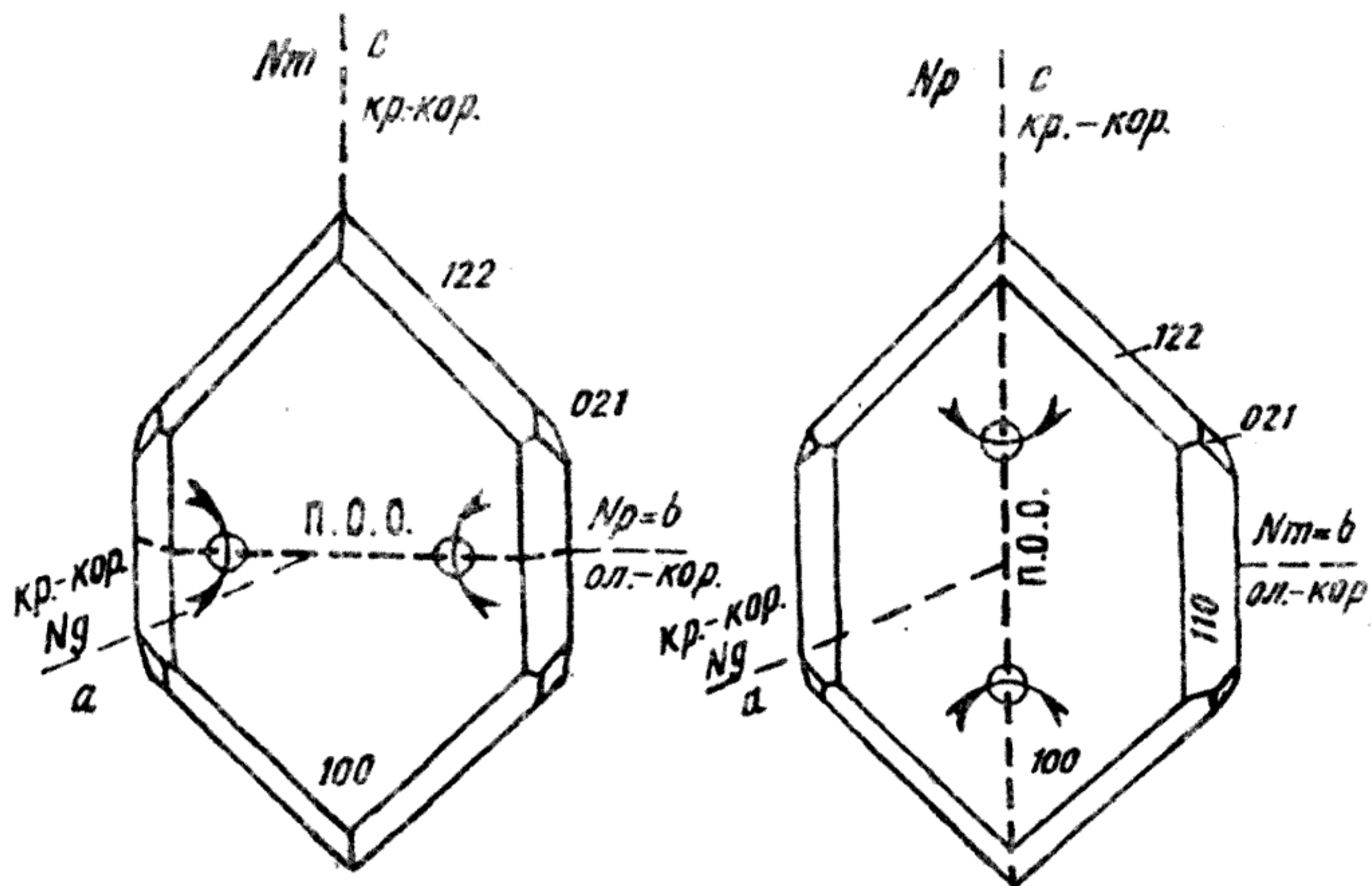


Рис.60. Брукит

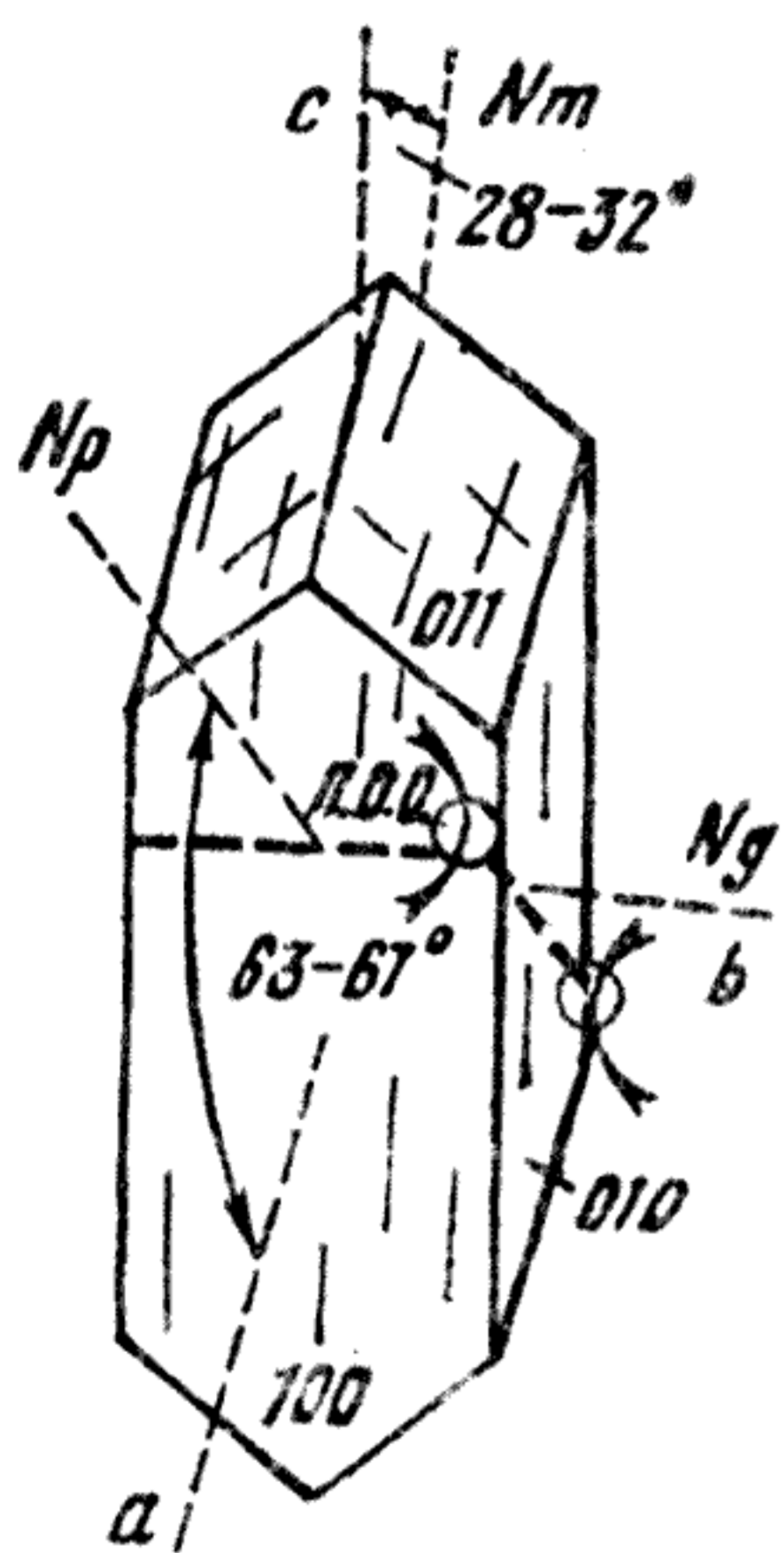


Рис.61. Гармотом

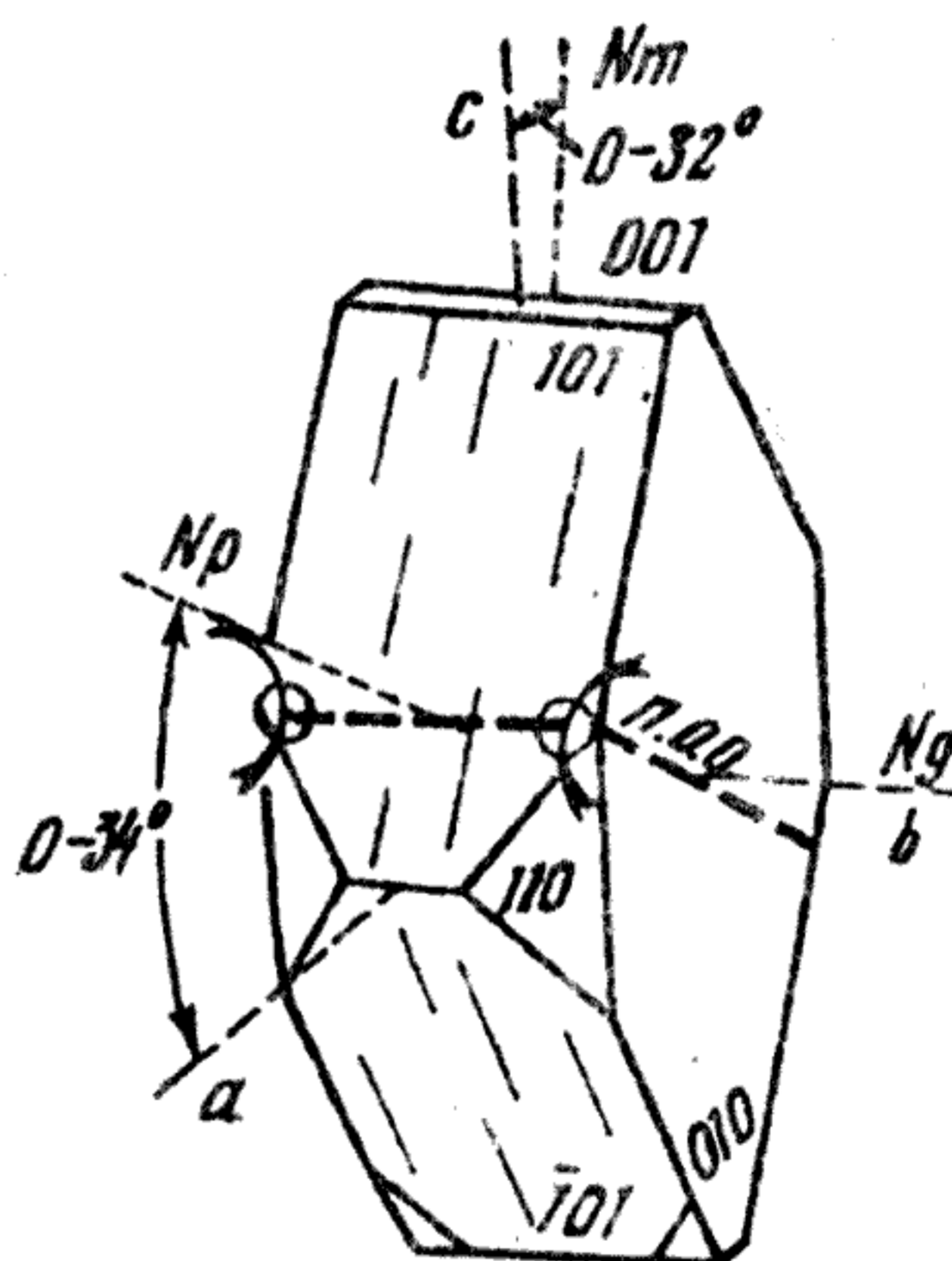


Рис.62. Гейландит

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Двуосный, положительный, характеризующийся следующими показателями преломления:  $n_g = 1,501-1,505$ ;  $n_m = 1,497-1,500$ ;  $n_p = 1,496-1,499$ ;  $n_g - n_p = 0,005-0,006$ . Рельеф и шагреновая поверхность отсутствуют. Углы угасания:  $a:N_p = 0-34^\circ$ ;  $c:N_m = 1-32^\circ$ ;  $b:N_g = 0^\circ$ . Плоскость оптических осей перпендикулярна (010). Знак главной зоны отрицательный, но в некоторых срезах может быть положительным. Угол оптических осей  $-2V = 32-34^\circ$ . Дисперсия  $r > v$ , ясная, перекрещенная. Интерференционная окраска темно-серая, серая первого порядка.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы** - сколецит, имеющий большее преломление, ломонтит и десмин, обладающий большим двупреломлением и иной ориентировкой плоскости оптических осей, эпистильбит, также с большим двупреломлением и положительным удлинением.

**Г е н е з и с.** **Метаморфогенный** и **гидротермальный**. Как метаморфогенный встречается в сланцах цеолитовой фазы в ассоциации с другими цеолитами. Как гидротермальный гейландит образуется в пустотах и трещинах в основных эффузивах и гидротермальных рудных жилах.

**Г у м и т** -  $Mg_7[Si_{10}O_{43}(OH, F)_2]$ . Ромбическая сингония. Содержит значительную примесь железа.

**Встречается** в виде сложно ограниченных изометрических пластинок, табличек или неправильных зерен и их агрегатов. Обладает несовершенной спайностью по (001). В шлифе бесцветный или слабо окрашенный в желтый цвет. Форма кристалла гумита дана на рис. 63.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_g = 1,643-1,675$ ;  $n_m = 1,623-1,653$ ;  $n_p = 1,607-1,643$ ;  $n_g - n_p = 0,036-0,032$ . С увеличением содержания железа повышается преломление и понижается двупреломление. Обладает относительно четким рельефом и шагреновой поверхностью. У окрашенных разновидностей отмечается плеохроизм: по  $N_g = N_m$  - бледно-желтый, бесцветный; по  $N_p$  - золотиисто-желтый. Абсорбция по схеме:  $N_g = N_m < N_p$ .

Плоскость оптических осей параллельна (001). Угасания прямое, знак главной зоны вследствие изометричного габитуса зерен трудно определить. Угол оптических осей  $-2V = 68-81^\circ$ . Дисперсия по схеме  $r > v$  слабая. Интерференционная окраска в разрезе, параллельном плоскости оптических осей, ярко-желтая, красная, второго порядка.

**И з м е н е н и я.** При процессах выветривания по гумиту развивается антигорит, брусит, магнезит и др. минералы.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Оливин, клиногумит, хондродит. От оливина гумит отличается иной ориентировкой плоскости оптических осей и, если окрашен, плеохроизмом; от клиногумита и хондрита прямым погасанием во всех разрезах.

**Г е н е з и с. Метаморфогенный.** Образуется, главным образом, в P-T условиях амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций контактового метаморфизма. Встречается в роговиках и скарнах в парагенезисе с хондродитом, кальцитом, клиногумитом, скаполитом, клинопироксеном, гранатом, апатитом, флогопитом и др. минералами.

**Д и а с п о р -  $\text{HAlO}_2$ .** Часто содержит примеси железа, хрома, галлия. Ромбическая сингония.

Образует призматические, шестоватые кристаллы или чешуйки изометрической формы. Обладает совершенной спайностью по (010) и по (210). В шлифе большей частью бесцветный, но иногда от примесей железа, марганца, хрома слабо окрашен в коричневатый или зеленоватый цвет. Форма кристаллов диаспора дана на рис.64.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Двуосный, положительный, характеризующийся показателями преломления:  $n_g = 1,750$ ;  $n_m = 1,722$ ;  $n_p = 1,702$ ;  $n_g - n_p = 0,048$ . Обладает очень высоким рельефом и резкой шагреневой поверхностью. Окрашенные разновидности слабо плеохроируют: по  $N_g$  голубоватый, желтоватый; по  $N_m$  светло-желтый, бесцветный; по  $N_p$  темно-фиолетовый или красновато-бурый. Плоскость оптических осей лежит в плоскости (010). Угасание прямое, удлинение отрицательное, но иногда бывает положительное. Угол оптических осей -  $84-85^\circ$ . Дисперсия по схеме  $r \approx v$ , до  $r < v$ . Интерференционная окраска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, третьего порядка.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Корунд, силлиманит. От корунда диаспор отличается меньшим преломлением, двуосностью и значительно более высоким двупреломлением; от силлиманита - большим преломлением, углом оптических осей (у силлиманита угол  $2V = 21-30^\circ$ ) и двупреломлением.

**Г е н е з и с. Метаморфогенный.** Образуется в P-T условиях эпидот-амфиболитовой и альмандин-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма, как продукт метаморфизма бокситов, где диаспор находится в парагенезисе с корундом, хлоритоидом, дистеном, мусковитом и др. минералами. Изредка диаспор отмечается в мраморах и скарнах, в парагенезисе с кальцитом, гематитом, хлоритом, мусковитом, рутилом и другими, образующийся в результате контактового метаморфизма амфибол-роговиковой фации.

**Д и к к и т -  $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ .** Моноклинная сингония.

Образует пластинки псевдогексагонального габитуса, листоватые, чешуйчатые, столбчатые и червеобразные агрегаты. Обладает совершенной спайностью по (001). Бесцветный. Форма кристалла диккита дана на рис.65.

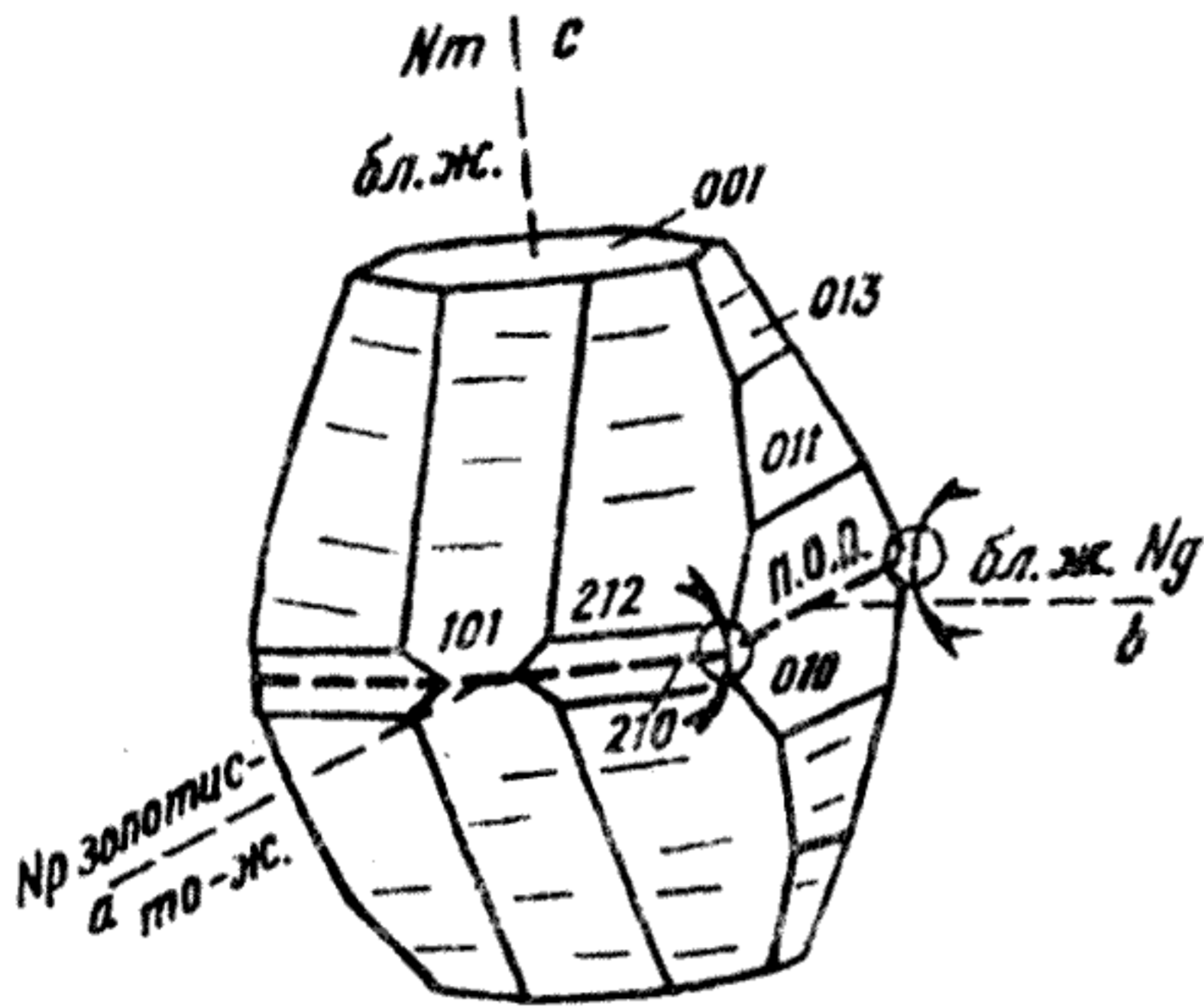


Рис.63. Гуммит

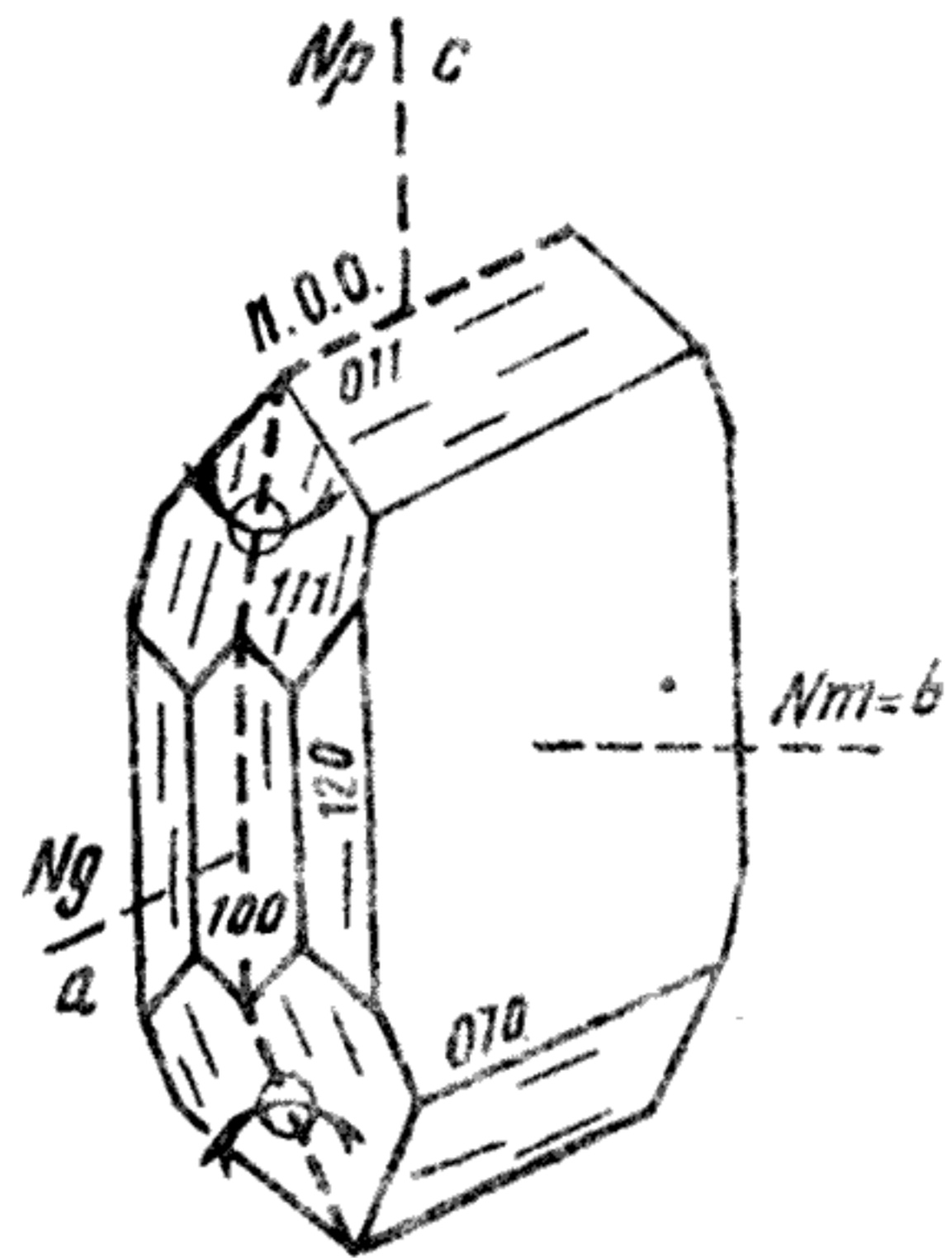


Рис.64. Диаспор

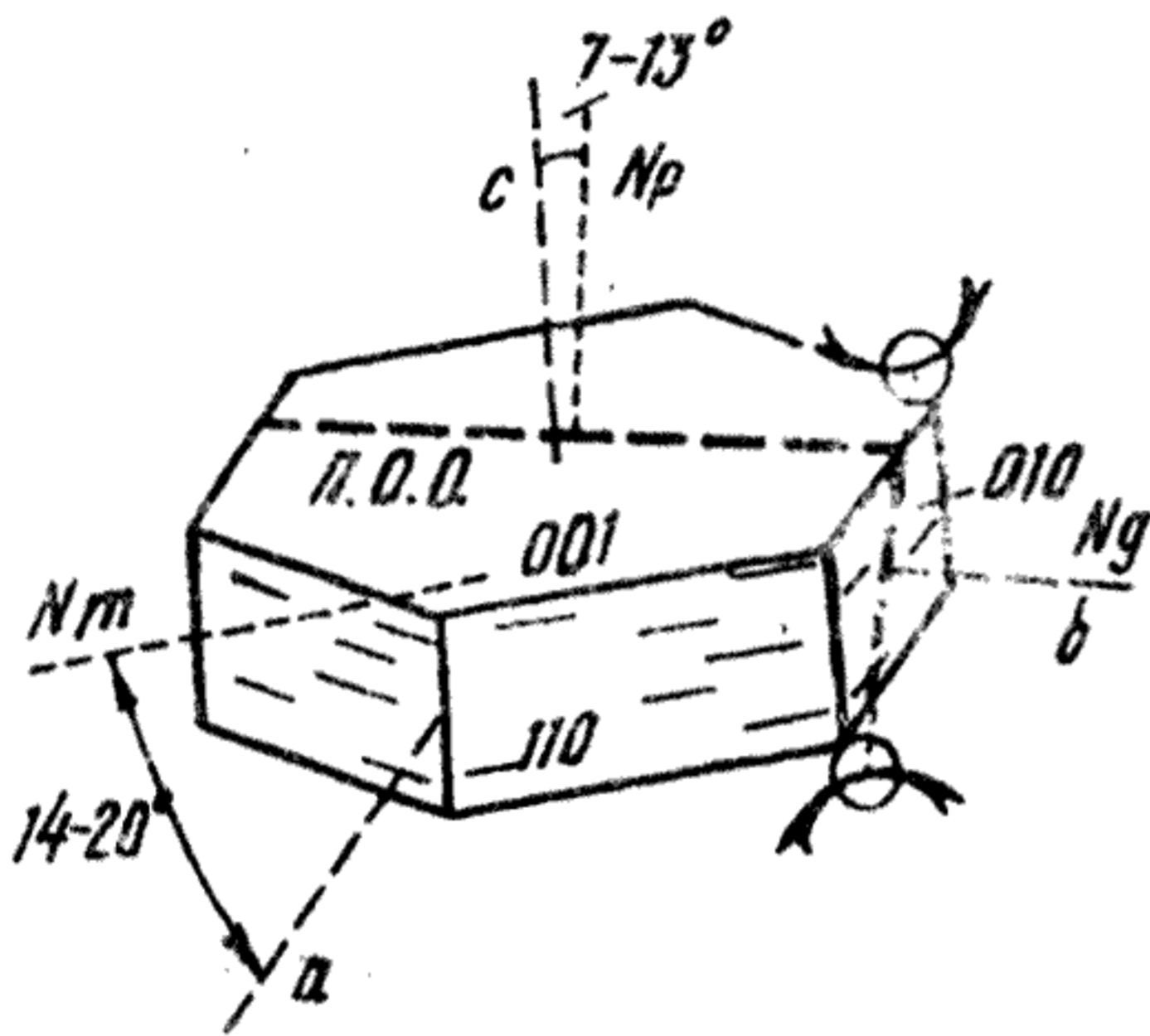


Рис.65. Диккит

Оптические свойства. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_g = 1,566-1,568$ ;  $n_m = 1,562-1,563$ ;  $n_p = 1,560-1,561$ ;  $n_g - n_p = 0,006-0,007$ . Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Углы угасания:  $a: N_p = 70-76^\circ$ ;  $a: N_m = 14-20^\circ$ ;  $b: N_g = 0^\circ$ . Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей  $2V = 68^\circ$  (от  $50$  до  $80^\circ$ ). Дисперсия по схеме  $r < v$ . Интерференционная окраска серая, первого порядка.

Похожие минералы. Каолинит, накрит, монтмориллонит, серицит. От каолинита и накрита диккит отличается иным оптическим знаком и большим углом угасания; от монтмориллонита и серицита - меньшим двупреломлением.

**Генезис.** Гидротермальный. Низкотемпературный гидротермальный, встречающийся в ассоциации с флюоритом, доломитом, сульфидами и др. минералами в пустотах магматических пород. Как вторичный метасоматический диксит развивается по полевым шпатам в парагенезисе с зеридитом, кварцем, пиритом, диаспором и андалузитом. Иногда этот процесс развивается интенсивно, что приводит к образованию псевдоморфоз по полевым шпатам.

**Жедрит (гедрит)** -  $(\text{Mg, Fe})_{6-5}\text{Al}_{1-2}[(\text{Si, Al})\text{Si}_3\text{O}_{11}]_2(\text{OH, F})_2$ .  
Группа ромбических амфиболов. Ромбическая сингония

Содержит до 22% глинозема. Если сильно обогащен железом, то в шлифе окрашен в светло-буроватый цвет. Обычны волокнистые агрегаты. Две системы трещин совершенной спайности по (110) пересекаются под углом  $125^\circ$ . Двойники неизвестны.

**Оптические свойства.** Двуосный, отрицательный. Показатели преломления изменяются в зависимости от содержания железа:  $n_g = 1,658-1,691$ ;  $n_m = 1,651-1,676$ ;  $n_p = 1,642-1,669$ ;  $n_g - n_p = 0,016-0,022$ . Четкий рельеф и шагреневая поверхность. Угасание прямое. Угол оптических осей -  $2V = 70-80^\circ$ . Дисперсия  $r < v$ , слабая. Обладает плеохроизмом: по  $N_g$  - желтовато-коричневый, до серого и буроватого; по  $N_m = N_p$  - светло-желто-коричневый. Абсорбция по схеме:  $N_g > N_m = N_p$ . Интерференционная окраска от желтой до красной первого порядка до синей второго порядка.

**Похожие минералы.** Цоизит, дистен. От цоизита жедрит отличается меньшим преломлением и более высоким двупреломлением; от дистена - меньшим преломлением и характером спайности.

**Генезис.** Метаморфогенный. Образуется при метаморфизме андалузит-силлиманитового типа в P-T условиях кордиерит-амфиболитовой фации. Встречается исключительно в кристаллических сланцах в парагенезисе с кварцем, плагиоклазом, гранатом, дистеном, мусковитом, биотитом. Иногда образуется как вторичный по дистену в различных дистенсодержащих сланцах и гнейсах, при процессах диафореза метapelитов амфиболитовой фации.

**Клиногумит** -  $\text{Mg}_9[\text{Si}_4\text{O}_{14}]_4(\text{OH, F})_2$ . Моноклинная сингония.

Образует изометричные, сложно ограниченные кристаллы, неправильные зерна, зернистые агрегаты. Обладает совершенной спайностью по (001). В шлифе бесцветный или слабоокрашенный в различные оттенки желтого цвета. Иногда образует полисинтетические двойники по (001). Форма кристаллов клиногумита дана на рис.66.

О п т и ч е с к и е с в о й с т в а. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_g = 1,651-1,698$ ;  $n_m = 1,636-1,673$ ;  $n_p = 1,623-1,664$ ;  $n_g - n_p = 0,028-0,034$ . Высокий рельеф и шагреневая поверхность. У окрашенных разностей отмечается слабый плеохроизм: по  $N_g$  - бледно-желтоватый, бесцветный, бледный желтовато-зеленый; по  $N_m$  - светло-желтый; по  $N_p$  - золотисто-желтый, коричневатожелтый. Абсорбция по схеме:  $N_g < N_m < N_p$ . Углы угасания:  $b : N_g = 0^\circ$ ;  $a : N_m = 4^\circ$ ;  $c : N_p = 7-15^\circ$ . Знак главной зоны трудно определим. Угол оптических осей -  $2V = 62-85^\circ$ . Очень слабая дисперсия по схеме  $r > v$ . Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010). Интерференционная окраска от желтой до красной второго порядка на разрезе, параллельном плоскости оптических осей.

И з м е н е н и я. При наложенных процессах метаморфизма по клиногумиту развивается антигорит, брусит, магнезит и др. минералы.

П о х о ж и е м и н е р а л ы. Ставролит, оливин, гумит. От ставролита клиногумит отличается меньшим преломлением, большим дву-преломлением и слабой дисперсией; от оливина - окраской, меньшим преломлением и косым погасанием; от гумита - косым угасанием.

Г е н е з и с. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций контактового метаморфизма. Встречается в парагенезисе с кальцитом, флогопитом, скаполитом, диопсидом, шпинелью, апатитом и др. минералами в скарнах и роговиках.

К л и н о ц о и з и т -  $Ca_2 Al_3 Si_3 O_{12}(OH)$ . Группа эпидота. Моноклинная сингония.

Пластинчатые, таблитчатые, удлиненные и истрихованные по оси кристаллы, неправильные зерна. Спайность совершенная по (001) и средняя по (100). В шлифе бесцветный. Двойников нет. Форма кристалла клиноцоизита дана на рис.67.

О п т и ч е с к и е с в о й с т в а. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_g = 1,702-1,719$ ;  $n_m = 1,699-1,715$ ;  $n_p = 1,697-1,711$ ;  $n_g - n_p = 0,005-0,008$ . Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. В толстых шлифах плеохроирует: по  $N_g$  - темно-красный, зеленый; по  $N_m$  - розовый, зеленоватый; по  $N_p$  - зеленоватый. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Углы погасания:  $b : N_m = 0^\circ$ ;  $c : N_p = 12^\circ$ ;  $a : N_g = 13-25^\circ$ . Знак главной зоны положительный или отрицательный - в зависимости от ориентировки среза. Угол оптических осей  $2V = 65-90^\circ$ . Дисперсия  $r < v$ . Интерференционная окраска густая желтая и оранжево-желтая, первого порядка.

П о х о ж и е м и н е р а л ы. Цоизит, эпидот. От цоизита клиноцоизит отличается косым угасанием на большей части разрезов, большими двупреломлением и углом оптических осей (у  $\alpha$  - цоизита угол  $2V = 45-50^\circ$ , у  $\beta$  - цоизита -  $0-30^\circ$ ); от эпидота меньшим двупреломлением.

Г е н е з и с. Метаморфогенный и гидротермальный. Метаморфогенный клиноцоизит широко распространен в породах регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового типов в парагенезисе с роговой обманкой, биотитом, хлоритом, тремолитом, актинолитом, плагиоклазом, кальцитом и др. минералами. Кроме того, клиноцоизит отмечается в породах контактового метаморфизма - в роговиках, скарнах в ассоциации с кальцитом, доломитом, флогопитом, эпидотом, актинолитом и др. минералами. Гидротермальный клиноцоизит развивается по трещинам в магматических и метаморфических породах. Как типичный вторичный минерал клиноцоизит образуется при разрушении плагиоклазов основного состава - лабрадора, битовнита и анортита, а также амфиболов и пироксенов.

Л а в с о н и т -  $Ca Al_2 [Si_2 O_7] [OH, F]_2 H_2 O$ . Ромбическая сингония.

Образует короткопризматические кристаллы, волокнистые, таблитчатые и зернистые агрегаты и неправильные зерна. Обладает совершенной спайностью по (010) и (001) и несовершенной по (110). Двойники и полисинтетические по (110). В шлифе лавсонит бесцветный или слабо окрашен в зеленый цвет. Форма кристалла лавсонита дана на рис. 68.

О п т и ч е с к и е с в о й с т в а. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления  $n_g = 1,684-1,686$ ;  $n_m = 1,674-1,676$ ;  $n_p = 1,665-1,667$ ;  $n_g - n_p = 0,019-0,021$ . Обладает резко выраженным рельефом и шагреневой поверхностью. Плеохроизм слабый: по  $n_g$  = бесцветный или желтоватый; по  $n_m$  - желтовато-зеленый или синевато-зеленый; по  $n_p$  - синий или буровато-желтый. Абсорбция по схеме  $n_g > n_m > n_p$ . Угасание прямое. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (001). Знак главной зоны отрицательный. Угол оптических осей -  $2V$  изменяется от  $62$  до  $84^\circ$ . Дисперсия по схеме  $r \gg v$ , сильная. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных  $n_m$ , желтая, первого порядка и синевато-зеленая, второго порядка.

П о х о ж и е м и н е р а л ы. Пренит, цоизит, андалузит. От пренита лавсонит отличается меньшим двупреломлением; от цоизита -

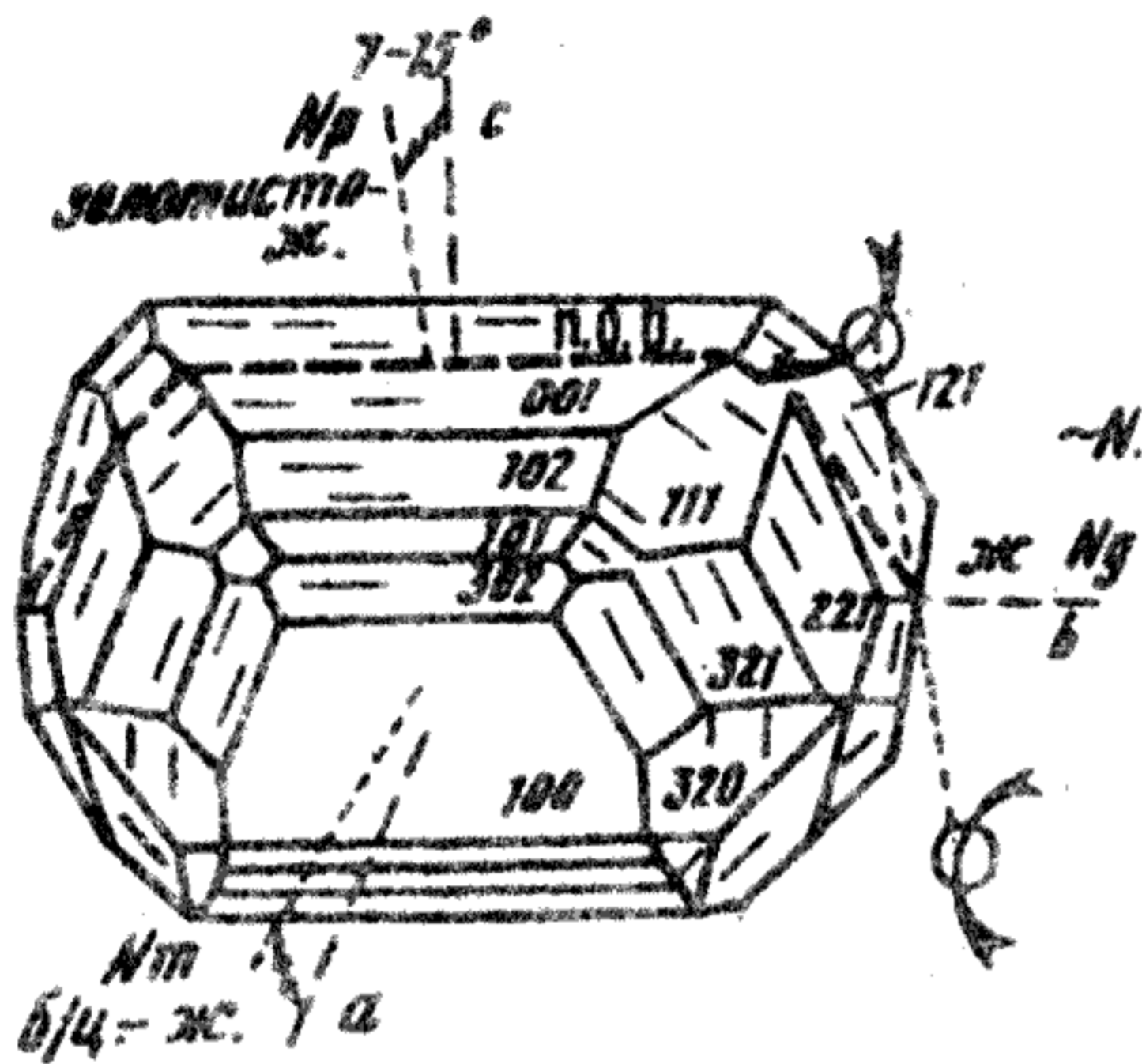


Рис.66. Клиногумит

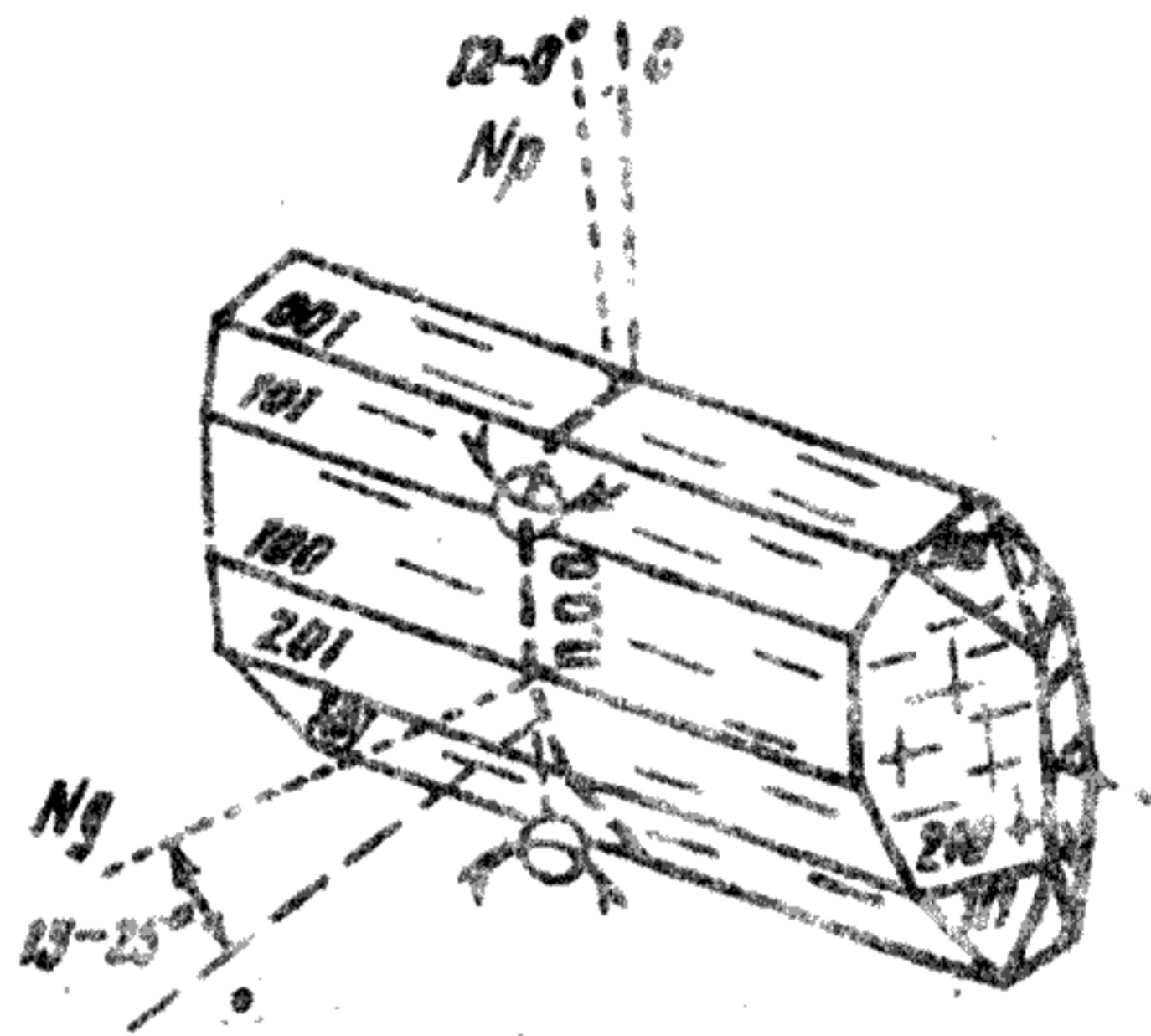


Рис.67. Клиноцоизит

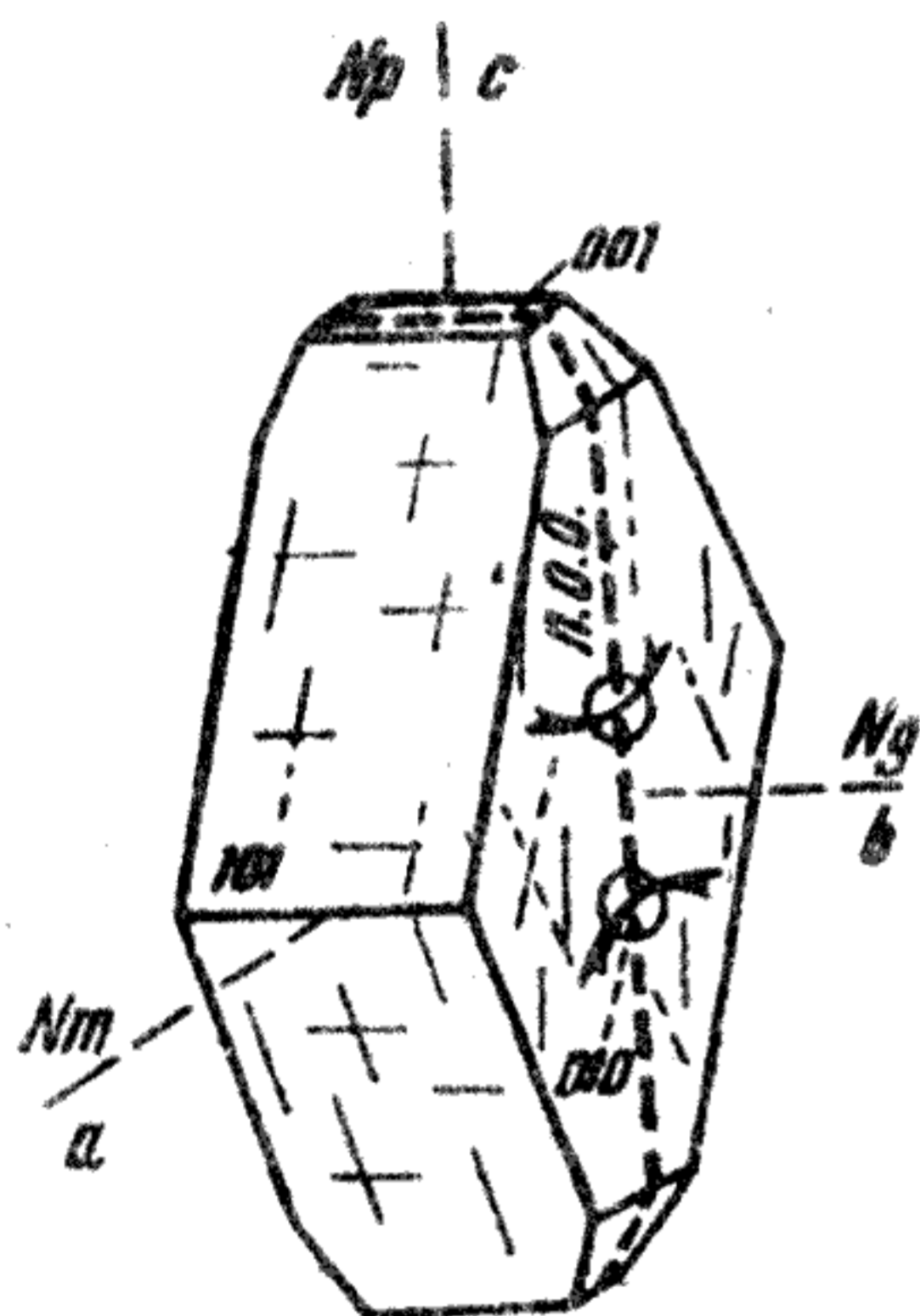


Рис.68. Лавсонит

отсутствием аномальных интерференционных окрасок, более высоким двупреломлением и наличием двойников; от андалузита - большим двупреломлением.

**Генезис.** Метаморфогенный. Образуется в P-T условиях регионально-го метаморфизма жадеит-глаукофанового типа глаукофан-сланцевой фации. Встречается в ассоциации с хлоритом, жадеитом, альбитом, гранатом, эпидотом, пумпеллитом и др. минералами.

**Ларнит** -  $\text{Ca}_2[\text{SiO}_4]$ . Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде плохо образованных таблитчатых кристаллов.

Бесцветен или серой окраски. Обладает совершенной спайностью по (100). Характерно тонкое полисинтетическое двойникование по (100).

**Оптические свойства.** Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_g = 1,730$ ;  $n_m = 1,715$ ;  $n_p = 1,707$ ;  $n_g - n_p = 0,023$ . Обладает высоким рельефом и шагреновой поверхностью. Угол угасания с:  $N_g = 13-14^\circ$ . Плоскость оптических осей -  $2Y = 80-90^\circ$ . Дисперсия  $x > y$ , ясная. Схема абсорбции  $N_g > N_m > N_p$ . Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном к плоскости (010), синяя, второго порядка.

П о х о ж и е м и н е р а л ы. Тиллит, спуррит. От тиллита ларнит отличается характером двойников, спайностью и большим преломлением; от спуррита - большим преломлением.

Г е н е з и с. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях спуррит-мервинитовой фации контактового метаморфизма. Распространен в парагенезисах с ранклинитом, геленитом, шпинелью, спурритом, мелилитом, кальцитом и др. минералами.

М е р в и н и т -  $\text{Ca}_3\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_8]$ . Магний, вероятно, в небольших количествах замещается двухвалентным железом. Триклинная сингония.

В шлифе образует бесцветные, зеленоватые или серовато-бурые мелкие неправильные зерна или кристаллическизернистые массы. Обладает совершенной спайностью по (100) и (010). Форма кристалла мервинита дана на рис.69.

О п т и ч е с к и е с в о й с т в а. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_g = 1,724-1,718$ ;  $n_m = 1,712-1,711$ ;  $n_p = 1,708-1,705$ ;  $n_g - n_p = 0,016-0,03$ . Заметный рельеф и шагреневая поверхность. Угол угасания  $c:N_p = 33-36^\circ$ . Угол оптических осей  $2V$  колеблется от  $66$  до  $73^\circ$ . Дисперсия  $r > v$ , слабая. Абсорбция по схеме  $N_g > N_m > N_p$ . Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном  $N_m$ , желтая, первого порядка.

И з м е н е н и я. При наложенных процессах метаморфизма по мервиниту развивается серпентин и хлорит.

П о х о ж и е м и н е р а л ы. Плагноклазы. От которых мервинит отличается меньшим преломлением и двупреломлением.

Г е н е з и с. Метаморфогенный. Образуется в Р-Т условиях спуррит-мервинитовой фации контактового метаморфизма. Отмечается в парагенезисах с геленитом, волластонитом, гроссуляром, пироксеном, оливином, кальцитом и др. минералами.

М у л л и т -  $\text{Al}_6[\text{Si}_2\text{O}_{13}]$ . Отношение  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$  варьирует от 3:2 до 2:1. В составе муллита могут присутствовать  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Ti}$  и  $\text{Mn}$ . Ромбическая сингония.

В шлифе в игольчато-призматических кристаллах с совершенной спайностью по (010). Иногда образует двойники по (110). Бесцветный, серый. Форма кристалла муллита дана на рис.70.

О п т и ч е с к и е с в о й с т в а. Двуосный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_g = 1,653-1,668$ ;  $n_m = 1,641-1,654$ ;  $n_p = 1,639-1,651$ ;  $n_g - n_p = 0,014-0,017$ . Высокий рельеф и шагреневая поверхность. Угасание прямое  $c:N_g = 0^\circ$ . Плоскость оптических осей параллельна (010). Угол оптических осей -  $2V = 45-50^\circ$ . Дисперсия по

схеме:  $r > v$ , четкая. Абсорбция по схеме  $N_g > N_m > N_p$ ; по  $N_g$  - бесцветный; по  $N_m$  - бесцветный; по  $N_p$  - бледно-лилово-розовый. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных плоскости (010) серая, желтая, первого порядка.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Силлиманит, от которого муллит отличается меньшим преломлением и двупреломлением.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный. Образуется в P-T условиях спуррит-мервинитовой фации контактового метаморфизма. Распространен в парагенезисах с волластонитом, корундом и др. минералами.

**М о н а ц и т** - Ce, La... [PO<sub>4</sub>]. Содержит примесь иттрия, тория, циркония и др. Моноклинная сингония.

Монацит образует призматические, пластинчатые, идиоморфные кристаллы иногда с дипирамидальными окончаниями и неправильные зерна с совершенной спайностью по (001) и средней по (100). На соответствующем сечении трещины обеих систем пересекаются под углом 90°. В шлифе бесцветный или окрашенный в желтый, коричневый, красноватый цвет. Форма кристалла монацита дана на рис. 71.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Двуосный, положительный, имеющий показатель преломления:  $n_g = 1,837-1,849$ ;  $n_m = 1,788-1,801$ ;  $n_p = 1,786-1,800$ ;  $n_g - n_p = 0,045-0,051$ . Обладает высоким рельефом и резкой шагренево-поверхностью. В отдельных случаях слабо плеохроирует: по  $N_g$  - зеленовато-желтый; по  $N_m$  - темно-желтый; по  $N_p$  - светло-желтый. Абсорбция по схеме  $N_g > N_m > N_p$ . Угол угасания с:  $\alpha_g = 2-6^\circ$ , а:  $\alpha_m = 8^\circ$ , б:  $\alpha_p = 0^\circ$ . Удлинение положительное. Угол оптических осей -  $2V = 6-19^\circ$ . Дисперсия по схеме:  $r < v$ , реже  $r > v$ , очень слабая. Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей, синяя, зеленая, желтая, третьего порядка. Плоскость оптических осей располагается параллельно плоскости (010).

**В к л ю ч е н и я.** В отдельных случаях содержит мелкие кристаллы циркона, апатита.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Сфен, циркон, оливин, ксенотим. От сфена монацит отличается формой кристаллов, меньшим преломлением и двупреломлением; от циркона - формой зерен, косым угасанием, меньшим преломлением и осностью (циркон - одноосный, положительный); от оливина - наличием спайности, окраски и парагенезисом; от ксенотима - меньшим двупреломлением и осностью (ксенотим - одноосный, положительный).

**Г е н е з и с.** Метаморфогенный, магматогенный, пегматитовый. Типичный акцессорный минерал гнейсов, для некоторых гранитов, пег-

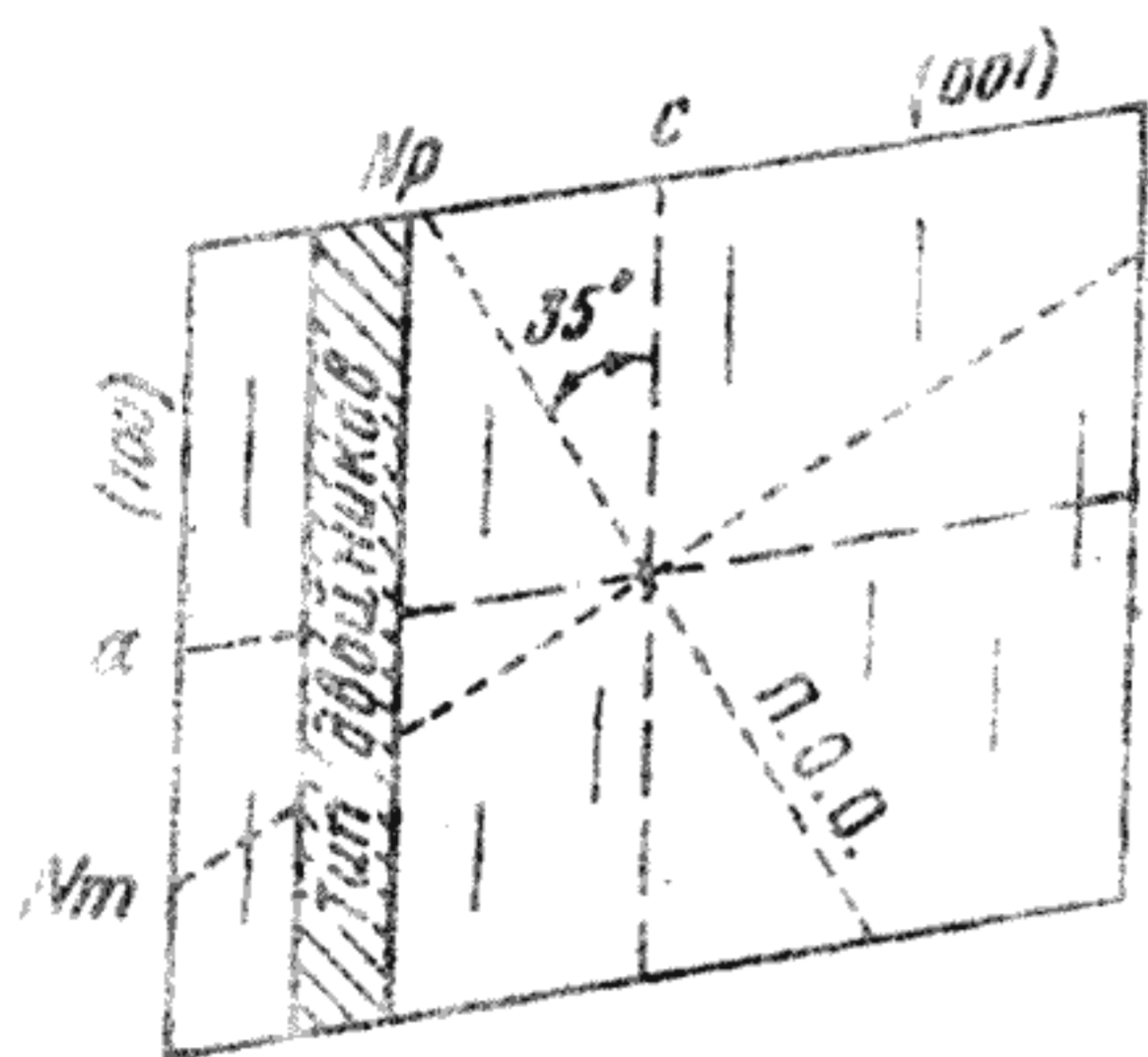


Рис. 69. Мервинит

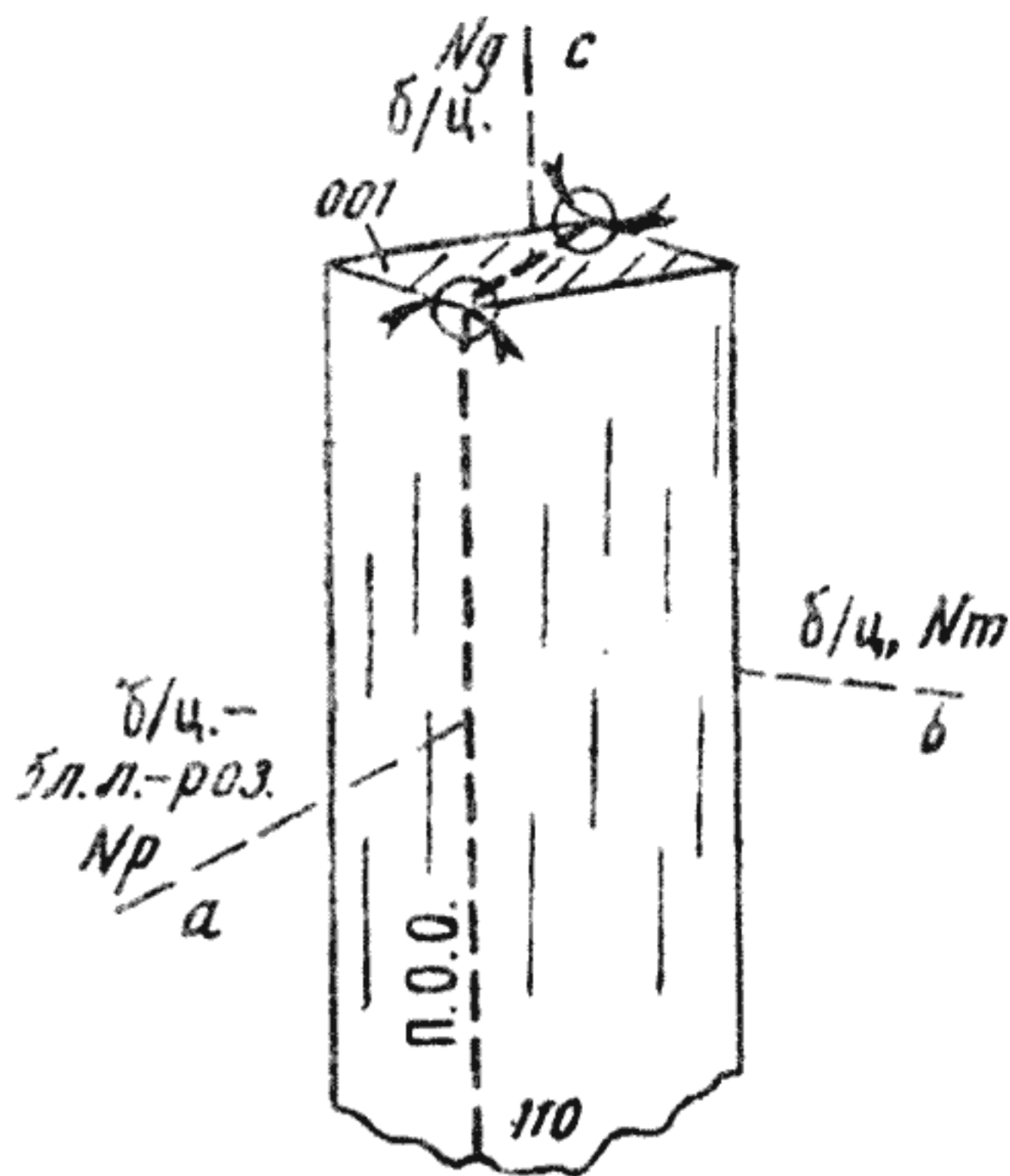


Рис. 70. Муллит

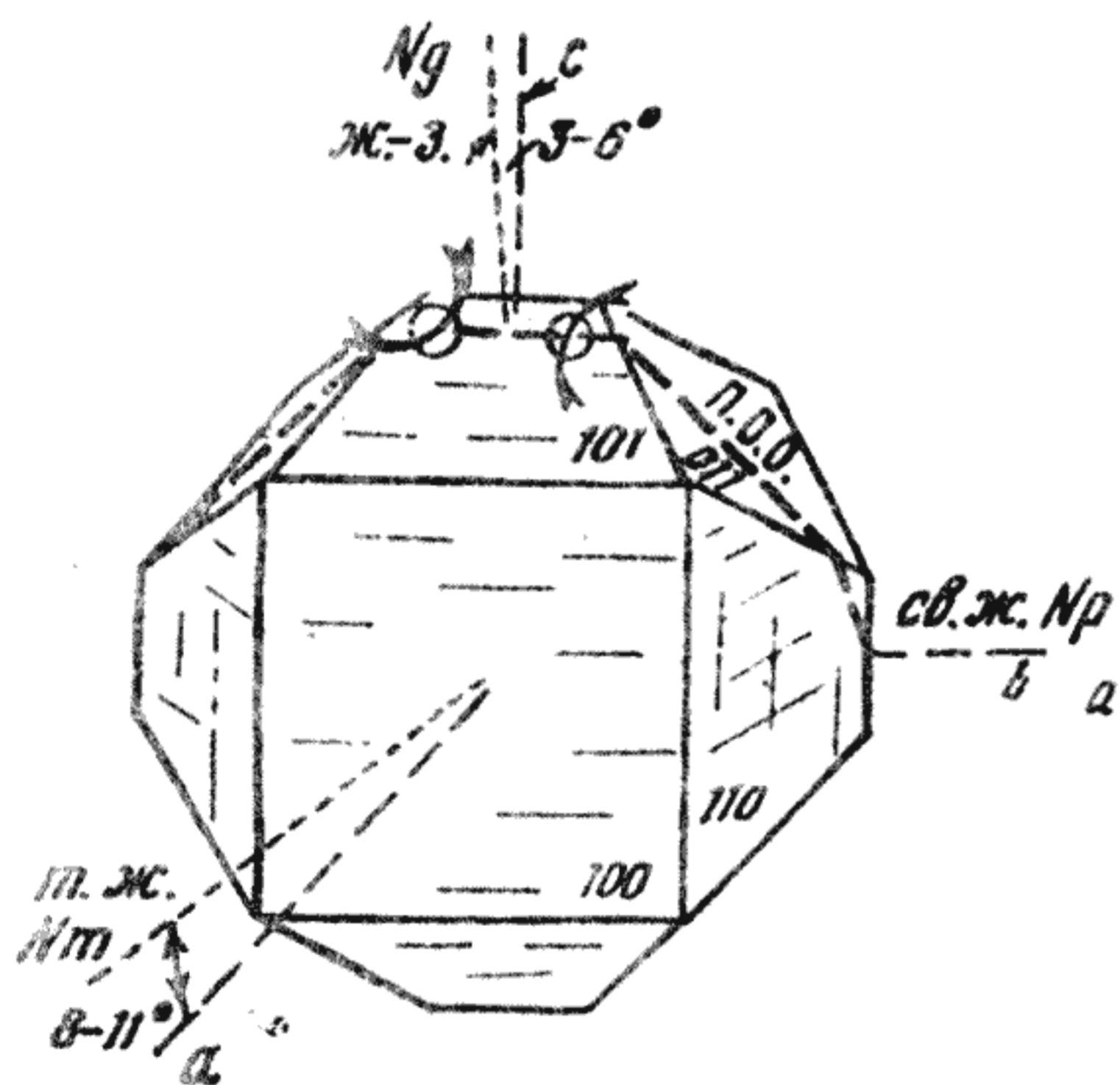


Рис. 71. Монацит

матитов, аплитов. Метаморфогенный монацит образуется в P-T условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Н а т р о л и т -  $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Группа цеолитов. Ромбическая сингония.

Представлен вытянутыми, призматическими псевдоквадратными и игольчатыми кристаллами с вертикальной штриховкой. Часто волокнистые и радиально-лучистые агрегаты. Двойники в крестообразном прорастании, почти прямоугольные встречаются относительно редко. Спайность совершенная по (110) и (010). Бесцветный. Форма кристалла натролита дана на рис. 72.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Минерал двуосный, положительный. Обладает показателями преломления:  $n_g = 1,485-1,501$ ;  $n_m = 1,476-1,491$ ;  $n_p = 1,473-1,489$ ;  $n_g - n_p = 0,012$ . Рельеф ясный, отрицательный. Шагреневая поверхность заметна на нижней поверхности шлифа. Угасание прямое по всем главным сечениям. Удлинение положительное. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Угол оптических осей  $2V = 58-64^\circ$ . Дисперсия  $r < v$ , слабая. Интерференционная окраска до светло-желтой первого порядка.

**П о х о ж и е м и н е р а л ы.** Цеолиты. От томсонита натролит отличается меньшим преломлением; от остальных цеолитов — прямым угасанием.

**Г е н е з и с.** Метаморфогенно-гидротермальный. Встречается в жеодах и миндалинах эффузивов основного состава, а также как продукт изменения нефелина, содалита, плагиоклаза в нефелиновых сиенитах и их пегматитах.

**О л и в и н** —  $(Mg, Fe)_2SiO_4$ . Группа оливина. Ромбическая сингония.

В шлифе чаще всего встречается в виде неправильных, округлых зерен, редко в форме широкотаблитчатых, несколько удлиненных кристаллов с пирамидальными окончаниями. Редко образует двойники. Спайность совершенная по (010), наблюдается не всегда, по (100) — плохая. Бесцветный. Форма кристалла оливина дана на рис. 73.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Двуосный, положительный, характеризующийся показателями преломления:  $n_g = 1,669-1,975$ ;  $n_m = 1,651-1,865$ ;  $n_p = 1,636-1,827$ ;  $n_g - n_p = 0,033-0,048$ . Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность, заметная даже без диафрагмирования. В зависимости от разреза удлинение может быть положительным и отрицательным, т.к. ось  $M_m$  совпадает с преобладающим удлинением. Угасание прямое — относительно спайности и удлинения. Угол оптических осей  $2V$  — колеблется от  $70$  до  $90^\circ$ . Дисперсия оптических осей  $r < v$ . Интерференционная окраска на срезах, перпендикулярных:  $n_g$  — красная, синяя, зеленая, второго порядка;  $n_m$  — желтая, розовая, второго порядка;  $n_p$  — серая, желтая, первого порядка. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (001).

**В к л ю ч е н и я.** В зернах оливина нередко наблюдаются микроскопические включения магнетита, шпинели, апатита, вулканического стекла, хромита и др. минералов.

**Р а з н о в и д н о с т и.** Минералы, входящие в группу оливина (форстерит, оливин, фаялит), представляют собой непрерывный ряд

твердых растворов двух конечных членов: форстерита — чисто магнезиального оливина —  $Mg_2SiO_4$ ; фаялита — железистого оливина —  $Fe_2SiO_4$  (рис.74). Средними членами изоморфного ряда являются хризолит, гиалосидерит, гортонолит, феррогортонолит, характеризующиеся промежуточными физическими и оптическими свойствами.

**Изменения.** Наиболее характерными продуктами замещения оливина являются серпентин и иддингсит. Серпентин развивается преимущественно по магнезиальному оливину — форстериту, хризолиту и гиалосидериту. Иддингсит преимущественно по железистому оливину — фаялиту, феррогортонолиту и реже гортонолиту. Относительно реже по оливину развиваются тальк, мусковит, хлорит, карбонаты. При замещении оливина выделяется магнетит, в сопровождении бурых окислов железа. Нередко вокруг зерен оливина возникают реакционные оболочки, каймы (рис.75), сложенные ромбическим, реже моноклинным пироксеном, амфиболом, тремолитом, актинолитом (рис.76) и гидрослюдой (рис.77).

**Похожие минералы.** Оливин очень похож на моноклинный пироксен. Однако, моноклинный пироксен редко бывает таким бесцветным, как оливин, и исключительно редко сопровождается бурыми окислами железа. Прямое погасание, худшая спайность и большее двупреломление помогают отличить оливин от моноклинного пироксена. Оливин сходен с эпидотом. Эпидот отличается аномальной интерференционной окраской, совершенной спайностью и отсутствием вторичных продуктов замещения, а если окрашен, то легко отличается от всегда бесцветного оливина. От ромбических пироксенов оливин отличается отсутствием окраски и более высоким двупреломлением. В ряде случаев с оливином можно спутать мусковит, помогает избежать ошибки форма чешуек, весьма совершенная спайность и меньшее преломление мусковита.

**Генезис.** Метаморфогенный и магматогенный. Оливин метаморфогенный встречается относительно широко в кальцифирах, мраморах и амфиболитовой и гранулитовой фаций в парагенезисе с кальцитом, диопсидом, шпинелью, флогопитом и др. минералами. В метаморфических породах (мраморах) встречается преимущественно магнезиальный оливин — форстерит, хризолит, гиалосидерит и редко гортонолит. Оливин магматического генезиса типичен для основных и ультраосновных глубинных и излившихся пород (габбро, диабаз, базальт, дунит, перидотит и др.).

**Пектолит** —  $Ca_2Mn[Si_3O_8]OH$ . Триклинная сингония.

Образует изометричные и вытянутые по оси *b* кристаллы, зерна, ветвистые, игольчатые и радиально-лучистые агрегаты. Спайность со-

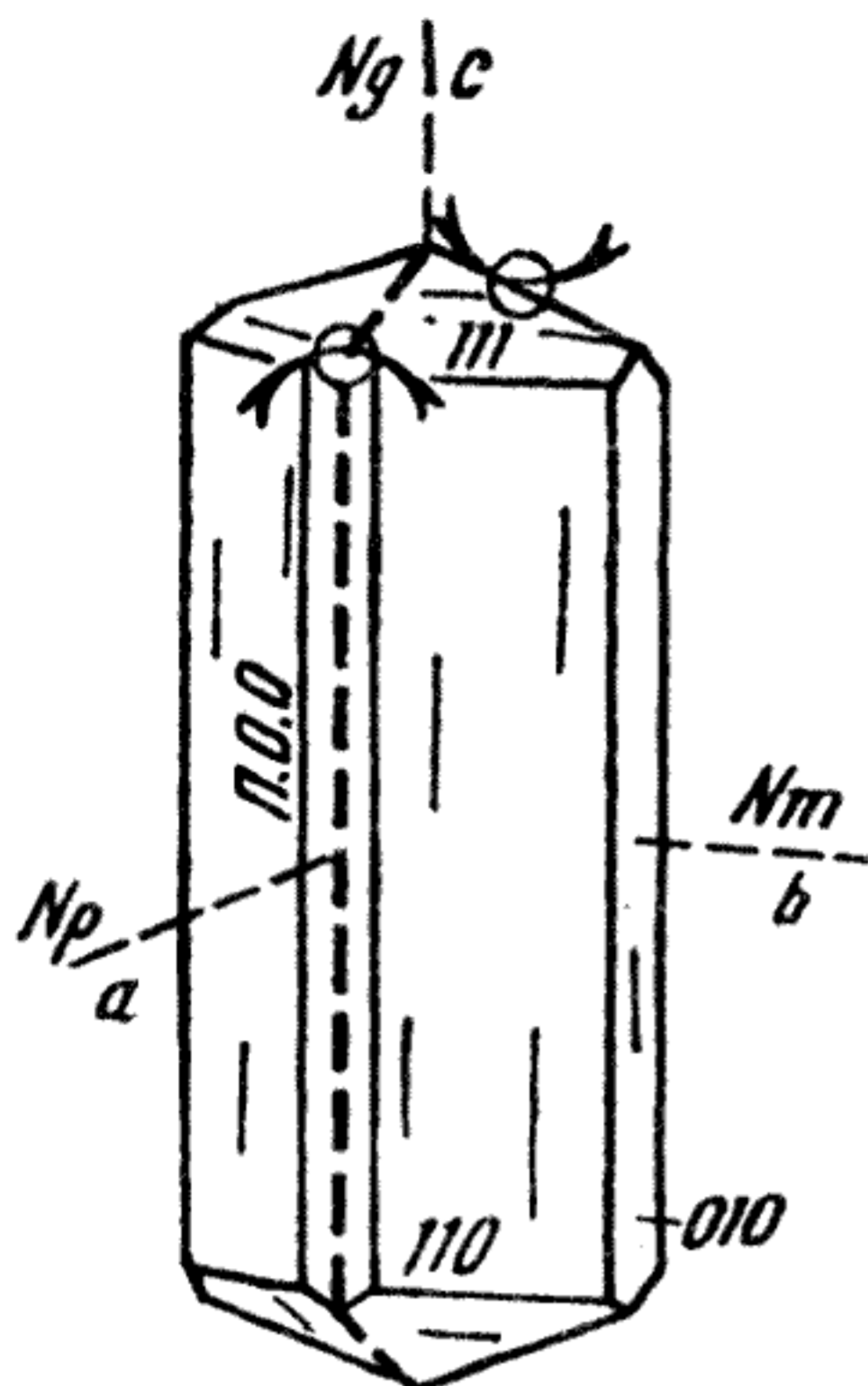


Рис.72. Натролит

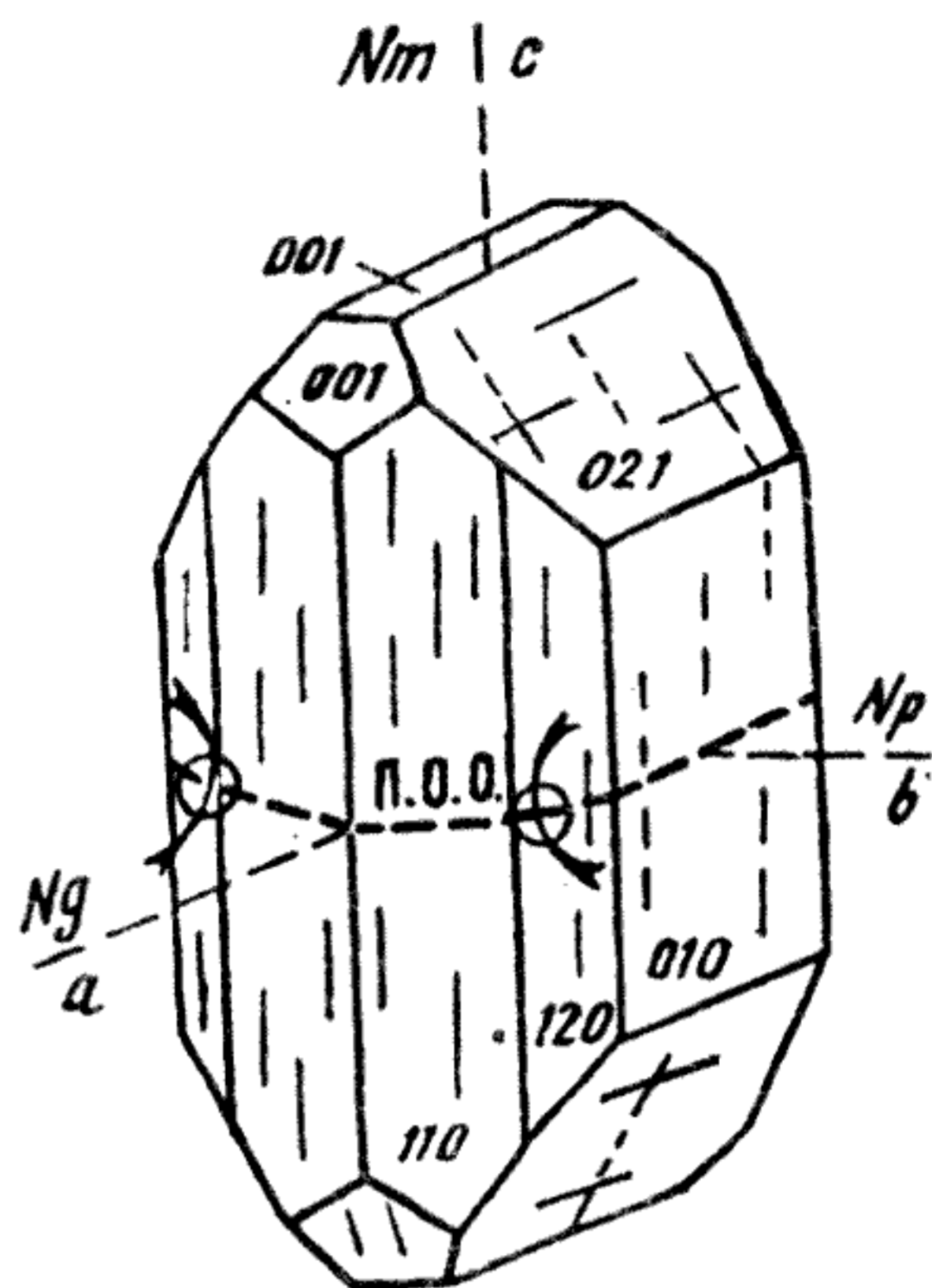


Рис.73. Оливин

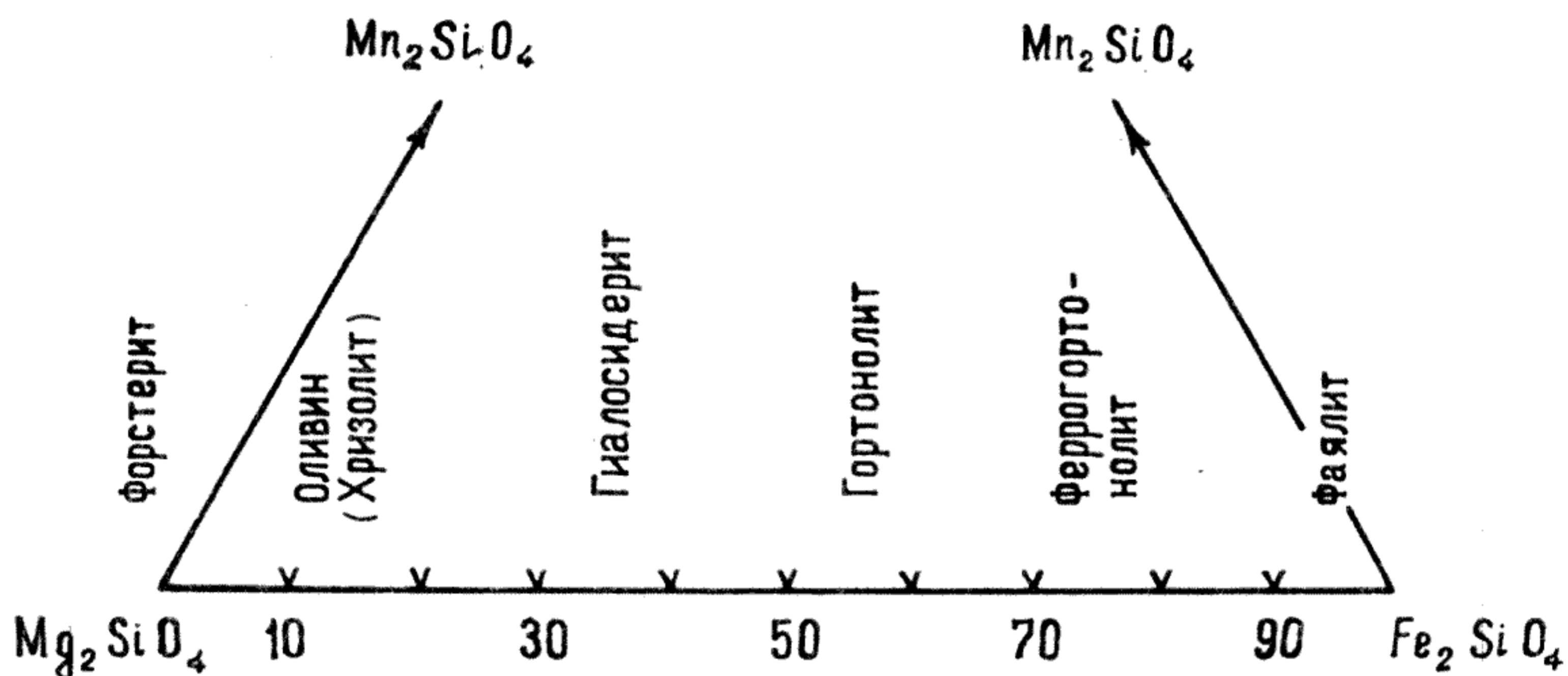


Рис.74. Сместимость фаз в системе  $\text{Na}_2\text{SiO}_4 - \text{Fe}_2\text{SiO}_4$  в молекулярных долях, %

вершенная по (100) и (001). Двойники по (100). В шлифе бесцветный. Форма кристалла пектолита дана на рис.78.

О п т и ч е с к и е с в о й с т в а. Двусный, положительный, имеющий показатели преломления:  $n_g = 1,633-1,636$ ;  $n_m = 1,604-1,605$ ;  $n_p = 1,595-1,600$ ;  $n_g - n_p = 0,038-0,036$ . Заметный рельеф и слабая шагреневая поверхность. Углы угасания:  $b:N_g = 2^\circ$ ;  $c:N_p = 5-11^\circ$ ;  $a:N_m = 10-15^\circ$ . Удлинение положительное. Плоскость оптических осей почти параллельна плоскости (100). Угол оптических осей -  $2V = 50-60^\circ$ . Дисперсия  $r > v$ , слабая. Интерференционная окраска на срезах, парал-



Рис. 75. Реакционная каемка амфибола вокруг оливина в трактолите (увел. 20, николи+)



Рис. 76. Реакционная каемка пироксена (Пр) вокруг оливина (Ол) в габброидах (увел. 20)



Рис. 77. Кайма тремолит-актинолита вокруг оливина в трактолите (увел. 20, николи+)

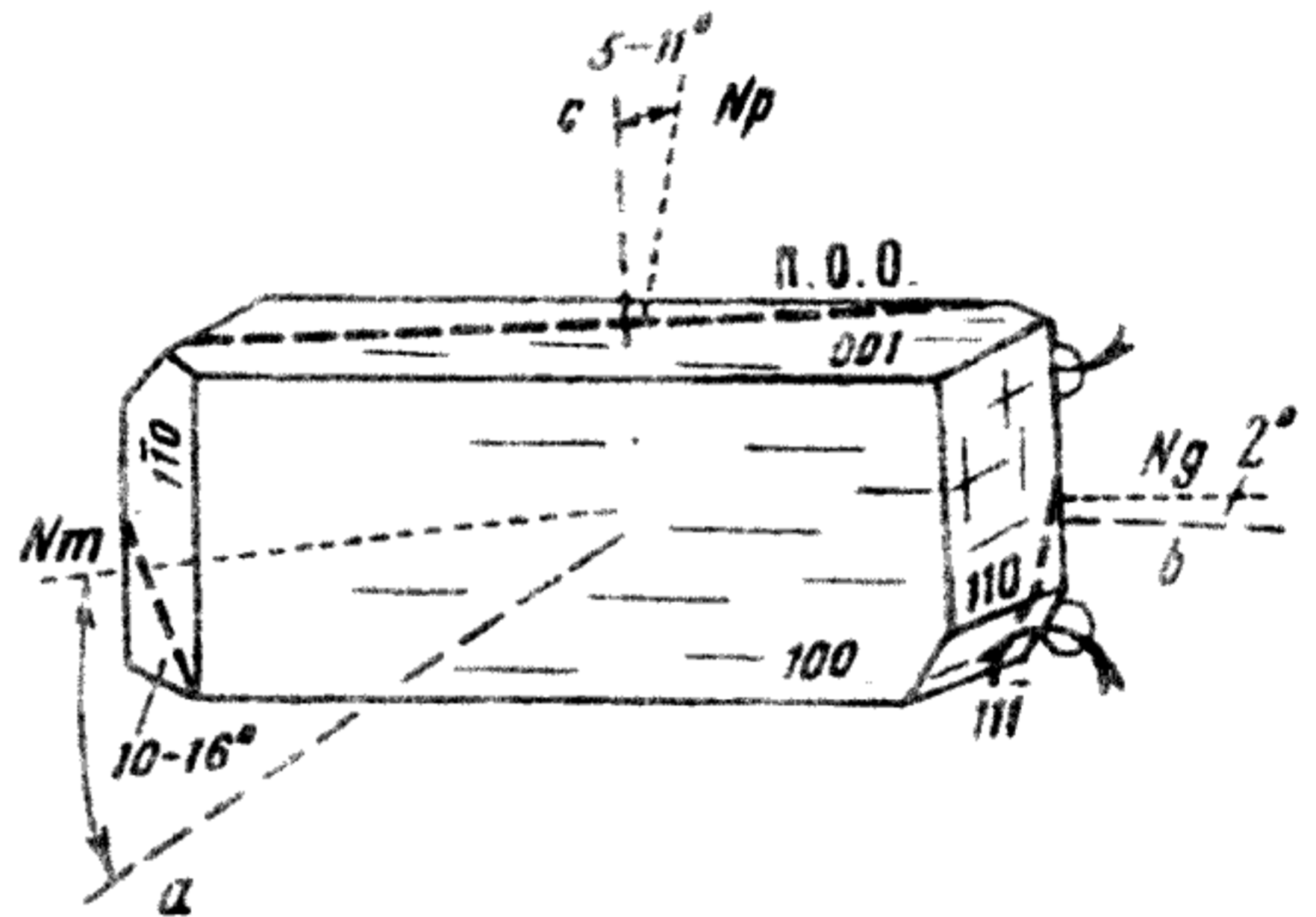


Рис. 78. Пектолит

дельных плоскости оптических осей и при нормальной толщине шлифа, зеленая, розовая, желтая, второго порядка.

П о х о ж и е м и н е р а л ы. Воллостонит и розенбушит. От воллостанита пектолит отличается более высоким преломлением; от розенбушита - положительным удлинением минерала.

Г е н е з и с. Метаморфогенно-гидротермальный и магматогенный. Метаморфогенный пектолит образуется в миндаликах эффузивов основного состава. Сравнительно редко магматогенный пектолит наблюдается в нефелиновых сиенитах.

## А л ф а в и т н ы й    у к а з а т е л ь

### А

Аквамарин (берилл) 76  
 Актинолит 93  
 Алунит 61  
 Альмандин (гранат) 52, 56  
 Анатаз 88  
 Андрадит (гранат) 52, 56  
 Антофиллит 93, 96  
 Апатит 74  
 Апофиллит 62  
 Арфведсонит 94  
 Африцит (турмалин) 91  
 Ахроит (турмалин) 91

### Б

Базальтическая роговая  
 обманка 93  
 Бацит (берилл) 76  
 Берилл 76  
 Брейнерит (магнезит) 82  
 Брукит 98  
 Брусит 62

### В

Вагнерит 96  
 Везувиян 77

Виллит (везувиян) 77  
 Воробьевит (берилл) 76

### Г

Гармотом (цеолит) 73, 99  
 Гастингсит 93  
 Геленит 78  
 Гелиодор (берилл) 76  
 Гематит 48  
 Герценит (шпинель) 55  
 Гейландит (цеолит) 73, 99  
 Гессонит (гранат) 52  
 Гиацинт (циркон) 71  
 Гидроксилапатит 74  
 Глауколит (скаполит) 84  
 Глаукофан 93  
 Гранат 52  
 Графит 49  
 Графитит (графит) 49  
 Гроссуляр (гранат) 52, 53  
 Грюнерит 93  
 Гумит 93, 101

### Д

Демантоид (гранат) 58  
 Десмин (стильбит) 73  
 Диаспор 102

Диккит 102  
Дипир (скаполит) 84, 86  
Доломит 79  
Дравит (турмалин) 91

Ж

Жаргон (циркон) 71  
Жедрит (гедрит) 93, 104

З

Зейригит (шеелит) 73

И

Изумруд (смарагд) 76  
Ильменит 49  
Индигодит (турмалин) 91

К

Калифорнит (везувиян) 77  
Кальцит 79  
Касситерит 63  
Кварц 65, 66  
Керсутит 93  
Клиногумит 104  
Клиноцоизит 105  
Корунд 80  
Кристобалит 66, 67  
Кроссит 94  
Ксенотим 69  
Куммингтонит 93  
Купрошеелит 73  
Купфферит 93

Л

Лавсонит 106  
Лазурит 60  
Ларнит 107

Ломонтит (цеолит) 73

М

Магнезит 82  
Магнетит 50, 55  
Малакон (циркон) 71  
Мариалит (скаполит) 84  
Мартит 48  
Мейонит (скаполит) 84, 86  
Меланит (гранат) 52  
Мелилит 70  
Мервинит 108  
Мицзонит (скаполит) 84, 85  
Монацит 109  
Муллит 108

Н

Наждак (корунд) 81  
Натролит (цеолит) 73, 110  
Нигрин (рутил) 87

О

Озаннит 94  
Оливин 111

П

Паргасит 93  
Пектолит 112  
Периклаз 53  
Пикотит (шпинель) 55  
Пирит 50  
Пироп (гранат) 52, 58  
Плеонаст (шпинель) 55

Р

Рибекит 93  
Рихтерит 94

Рубелит (турмалин) 9I  
Рубин (корунд) 8I  
Рутил 87  
Роговая обманка 93  
Ростерит (берилл) 76

С

Сагениит (рутил) 87  
Сапфир (корунд) 8I  
Сидерит 83  
Скаполиты 84  
Сколецит (цеолит) 73  
Спессартин (гранат) 52, 59  
Старлит (циркон) 7I  
Стильбит (десмин) 73

Т

Титаномагнетит 50  
Томсонит (цеолит) 73  
Тремолит (грамматит) 93  
Тридимит 65, 66, 68  
Турмалин 89

У

Уваровит (гранат) 52, 60

Ф

Фаялит (оливин) III  
Ферроактинолит 93  
Филлипсит (цеолит) 73  
Флюорит 54  
Форстерит (оливин) III  
Фторapatит 74

Х

Халцедон 69  
Хлорапатит 74  
Хромит 5I, 55  
Хромомагнетит 50

Ц

Цеолиты 73  
Циприн (везувиян) 77  
Циркон 7I  
Циртолит (циркон) 7I

Ш

Шабазит (цеолит) 73, 74  
Шеелит 73  
Шерл (турмалин) 9I  
Шорломит (гранат) 52, 58  
Шпинель 54, 55  
Шунгит (графит) 49

Э

Эльбаит (турмалин) 9I  
Эпистильбит (цеолит) 73

## О Г Л А В Л Е Н И Е

ПРЕДИСЛОВИЕ .....	3
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ, ПРИНЯТЫЕ В ТЕКСТЕ .....	5
Часть I. МЕТОДИКА РАБОТЫ С ПОЛЯРИЗАЦИОННЫМ МИКРОСКОПОМ.....	8
I.1. Исследование минералов при одном николе.....	8
I.1.1. Цвет минерала и его плеохроизм.....	8
I.1.2. Форма минерала.....	9
I.1.3. Спайность минерала.....	10
I.1.4. Определение величины показателя преломления минерала .....	12
I.2. Исследование минералов при скрещенных николях.....	17
I.2.1. Оптическая индикатриса.....	17
I.2.2. Определение силы двойного лучепреломления минерала.....	20
I.2.3. Определение угла погасания минерала.....	24
I.2.4. Явление светопоглощения минералов.....	34
I.2.5. Включения и вторичные изменения минералов	36
I.2.6. Наблюдение двойников.....	36
I.3. Исследования минералов в сходящемся свете.....	37
I.3.1. Исследования в сходящемся свете одноосных кристаллов.....	40
I.3.2. Исследование в сходящемся свете двуосных кристаллов.....	40
I.4. Схема полного описания минерала при изучении его под микроскопом .....	44
Часть 2. ФИЗИЧЕСКИЕ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ В ШЛИФАХ .....	48
2.1. Непрозрачные минералы.....	48
2.2. Прозрачные минералы.....	52

2.2.1. Изотропные бесцветные минералы.....	52
2.2.2. Изотропные цветные минералы.....	56
2.3. Минералы одноосные .....	61
2.3.1. Бесцветные одноосные <b>оптически</b> положительные минералы .....	61
2.3.2. Бесцветные одноосные оптически отрицательные минералы.....	74
2.3.3. Цветные, неплеохроичные одноосные опти- чески положительные и отрицательные минералы.....	87
2.4. Минералы двуосные.....	92
2.4.1. Бесцветные, двуосные оптически положительные минералы .....	92
<b>АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ.....</b>	<b>II 15</b>

Анатолий Иванович Сизых

ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ  
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Учебное пособие

Кн. I

Редактор Л. Н. Яковенко

Художественный редактор Н. В. Алсуфьев

Технический редактор С. А. Бессольцева

Корректор Т. А. Рыкова

---

ИБ № 1105. Лицензия ЛР № 040250 от 30.01.92 г.

Подписано в печать 14.06.95. Печать офсетная. Бумага типографская.

Формат 60x84 1/16. Уч.-изд. л. 8.3. Усл. печ. л. 6.9. Усл. кр.-отт. 7.1

Тираж 500 экз. Заказ 1688.

---

664000, г. Иркутск, бульвар Гагарина, 36

Издательство Иркутского университета,

Отпечатано в типографии Иркутского Дома печати

664009, г. Иркутск, ул. Советская, 109