



А. Иогансен

**определитель
ородообразующих
минералов**

государственное
научно-техническое
горное издательство

1932

Гл-56-5-2

А. Иогансен

552
И-75

552.125

определитель породообразующих минералов

1500

перевод
дополнения и редакция
проф. В. В. Аршинова

БИБЛИОТЕКА
Государственного Ин-та
Арт. Физ. Акад. Наук СССР



ИКИП

Государственное
научно-техническое
горное издательство

москва—ленинград

1932



A. IOHANNSEN

Essentials for the Microscopical Determination of Rock-Forming Minerals and Rocks

О Т П Е Ч А Т А Н О

Балужск. типогр. Мособлполиграф
Уполн. Главлита № В-22185 1932 г.
Горное издательство № 3
Тираж 5 000 экзempl.
Заказ № 2549.

Редактор *И. А. Любимов*

Технич. редактор *А. С. Полосина*

Сдано в набор 13/III—32 г.
Подписано к печати 31/III—32 г.
СтАт А5 62×94¹/₁₆
Печ. л. 5¹/₄
Знак. в печ. л. 54 000.



ПРЕДИСЛОВИЕ.

Основой для составления справочника по определению породообразующих минералов при помощи поляризационного микроскопа послужило руководство проф. университета в Чикаго Альберта Йогансена, вышедшее вторым изданием в 1928 г. под названием «Essentials for the Microscopical Determination of Rock-Forming Minerals and Rocks».

Переводчик счел однако полезным внести изменения: сокращения и дополнения. Была использована только первая часть книги, касающаяся определения породообразующих минералов. Повторение описаний минералов, включающихся благодаря их изменчивым свойствам в разные основные таблицы, избегается тем, что описание минералов расположено по алфавиту. Самое описание несколько пополнило дополнительными данными, взятыми по преимуществу из частей II и III книги N. H. Winchell and A. N. Winchell Elements of Optical Mineralogy, N. Y. 1927—1929.

Для уточнения и расширения главы по определению полевых шпатов была использована статья Roy W. Goranson. The Determination of Plagioclase Feldspars. Amer. Miner, № 6, 1925.

Диаграммы для определения полевых шпатов были также взяты из предыдущей статьи, так как они начерчены несколько более наглядно, чем диаграммы, данные в руководстве Йогансена. Диаграмма для определения полевых шпатов на их спайных пластинках при помощи иммерсионного метода в монохроматическом свете разной длины волн, предложенного японским исследователем Тзубой, взята из книги H. Rosenbusch u. O. Mügge. Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, I, 2, Stuttg. 1927, представляющей подробное руководство по определению и изучению породообразующих минералов; к этому руководству следует прибегать читателю, когда он пожелает углубиться в изучение предмета. Для группировки минералов по свойствам были взяты данные из книги Вейншенка¹. Рисунки характерных разрезов плагиоклазов взяты из книги L. Duparc et. M. Reinhard. La détermination des plagioclases dans les coupes minces, Geneve 1924, представляющей ценное специальное руководство по изучению методов определения плагиоклазов. Некоторые весьма полезные указания взяты из руководства В. Н. Лодочникова (Основы микроскопических методов исследования кристаллического вещества, Ленинград, 1930).

¹ E. Weinschenk. Die gesteins bildenden Mineralien. Freiburg 1915.

В связи с еще малой изученностью оптических свойств минералов, представляющих сложные изоморфные смеси, оптические константы в вышеприведенных руководствах во многих случаях даются авторами несколько отличными величинами; имеются поэтому расхождения между данными основных таблиц Йогансена и данными других руководств, касающиеся величин показателей преломления и дупреломления. Переводчик внес однако незначительные изменения в эти таблицы, так как последние имеют назначение представить упомянутые константы наглядно, чтобы по конфигурации расположения минералов в таблицах свойства последних легче можно было запомнить. Вариации величин N_m и силы дупреломления даны в алфавитном списке минералов, к каковому следует обращаться при уточнении ориентировочного определения по основным таблицам. У тех минералов, у которых вариация силы дупреломления значительна и может влиять и на ориентировочное определение, поставлены стрелки, указывающие, в каком направлении происходит изменение, — в сторону увеличения или же уменьшения.

Москва 1 сент. 1931 г.

Проф. В. В. Аршинов.

Ключ к определителю

	Минералы непрозрачные	стр. 5		
	" изотропные	стр. 7		
				— стр. 12
	Бесцветных	{	Одноосных + " 13	
			Двуосных — стр. 14	
			+ " 15	
Графики анизотропных минералов	{	{	Неплеохроистических	Одноосных { — стр. 16
				+ " 17
				Двуосных { — стр. 18
				+ " 19
	Окрашенных	{	Плеохроистических	Одноосных { — стр. 20
+ " 21				
				— стр. 22
				+ " 23

Минералы непрозрачные

Желтые в отраженном свете. . .	{	Латунно-желтые . . .	Пирит
		Бронзово-желтые . . .	Пирротин
Черные в отраженном свете	{		Магнетит
			Графит
			Ильменит
Просвечивающиеся на тонких краях	{	Красные	Гематит
		Бурые.	Хромит
		Зеленовато-бурые. .	Пикотит

Пирит встречается в кристаллах или неправильных зернах как первичный второстепенный (побочный, accessory) минерал в изверженных горных породах; довольно часто встречается он также в метаморфических и осадочных горных породах. Минерал немагнитен и нерастворим в HCl. В отраженном свете его цвет светлее цвета пирротина.

Кубич. — FeS_2 .

Пирротин встречается редко в изверженных горных породах, часто в связи с некоторыми рудными месторождениями. Пирротин имеет цвет от красно-бронзового до желто-бронзового; пирит является латунно-желтым. Пирротин обладает магнитными свойствами.

Гексаг. — $FeS (\pm S)$.

Магнетит встречается в форме октаэдров, кубов или неправильной формы зерен как обыкновенный второстепенный побочный минерал во всех изверженных горных породах, более часто — в основных. Минерал находится также в метаморфических и осадочных горных породах. В изверженных горных породах магнетит встречается также и в качестве вторичного минерала, в некоторых случаях в форме пыли или дендритов. Минерал магнитен.

Кубич. — $FeO \cdot Fe_2O_3$.

Графит встречается в листочках и чешуйчатых агрегатах неправильной формы, редко в форме гексагональных пластинок в качестве составной части метаморфических горных пород, сланцев, кварцитов, мрамора, реже в пегматитах или других изверженных горных породах. Минерал не отличим от магнетита, когда последний встречается в неправильных зернах.

Гексаг. — С.

Ильменит встречается как второстепенный побочный минерал в изверженных горных породах, особенно в диоритах, габбро, диабазх и других, а также и в метаморфических горных породах. Минерал имеет форму гексагональных листочков или зерен, которые часто бывают измененными по всей поверхности или вдоль направлений, пересекающихся под углом 60° , в белый продукт разложения, обыкновенно представляющий титанит, называемый лейкоксен. Титано-магнетит также может изменяться в лейкоксен. Ильменит редко просвечивает по тонким краям темнобурым цветом.

Гексаг. — $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$.

В некоторых случаях магнетит, графит и ильменит неразличимы под микроскопом.

Гематит встречается во всевозможных горных породах или в виде небольших гексагональных кристаллов, редких в изверженных горных породах, или в форме псевдоморфоз по магнетиту, или в виде каемок вокруг магнетита, или в качестве продукта разложения различных феррических минералов, отчасти в качестве заполнений по трещинам их спайности. Минерал дает громадные рудные залежки среди осадочных образований. В отраженном свете магнетит является черным, гематит — красным, лимонит — обыкновенно желтым, иногда также красным; в последнем случае лимонит можно принять за гематит. При описании шлифов иногда приходится ограничиваться только указанием, что имеются красные, бурые или желтые окислы железа.

Гексаг. — Fe_2O_3 .

Хромит является минералом перидотитов и серпентинов. Минерал — черный в отраженном свете, часто буровато-черный по тонким краям. Во многих случаях хромит не отличим от магнетита без химических реакций на содержание хрома.

Кубич. — $\text{FeO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$.

Пикотит, хромовая шпинель, встречается в качестве второстепенного побочного минерала в перидотитах и других основных изверженных породах, в серпентинах, происшедших из перидотитов и редко кристаллами в базальтах. Минерал в тонких разрезах просвечивает бурым цветом в зеленоватых и желтоватых тонах и является изотропным.

Минералы изотропные и бесцветные

Показатель преломления меньше, чем у канадского бальзама (1,537)	} Встречаются в кристаллах	} {	Флюорит .. 1,434
			Содалит .. 1,483—7
	} Заполняют пустоты; аморфны	} {	Нозеан ... 1,48—9
			Гаюин 1,50—1
	} Заполняют пустоты или промежутки между минералами	} {	Лейцит ... 1,508
			Опал 1,41—6
	} {	} {	Стекло ... 1,49±
			Флюорит .. 1,434
Показатель преломления больше, чем у канадского бальзама.	} Кристаллы образуют октаэдры и обычно дают квадратные разрезы	} {	Анальцим . 1,48—9
			Содалит .. 1,483—7
	} Обыкновенно дают полигональные разрезы или округленные зерна	} {	Шпинель . 1,72--1,80
			Периклаз . 1,736±
	} {	} {	Гроссуляр.. 1,735--781
			Спессартин. 1,79—81

Минералы изотропные и окрашенные

Показатель преломления меньше, чем у канадского бальзама.	} Встречаются в кристаллах	} {	Флюорит .. 1,434
			Содалит .. 1,483—7
	} Заполняют пустоты; аморфны	} {	Нозеан ... 1,48—9
			Гаюин 1,50—51
	} Образуют октаэдры, дающие в разрезах квадратное сечение	} {	Лейцит ... 1,508
			Стекло ... 1,49±
Показатель преломления больше, чем у канадского бальзама	} Округленные квадратные, гексагональные, восьмигранные разрезы или неправильные зерна. Обычно с резко выраженными трещинками.	} {	Шпинель .. 1,72—80
			Периклаз . 1,736±
	} {	} {	Пикотит .. 2,05±
			Плеонаст . 1,75—79
	} {	} {	Гроссуляр . 1,735—1,81
			Пироп . . . 1,705—1,77
	} {	} {	Альмандин. 1,77 —1,83
			Спессартин 1,79 —1,81
	} {	} {	Уваровит . . 1,83 —1,87
			Меланит . . 1,86 —2,01

ИЗОТРОПНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Флюорит окрашенный легко отличим от прочих изотропных минералов с низким показателем преломления; окраска обычно распределена неравномерно. Минерал обладает совершенной спайностью по (111) и редко образует кристаллы, встречаясь обыкновенно в качестве цементирующего или заполняющего пустоты вещества. Флюорит приурочен к кислым гранитам и пегматитам и часто встречается совместно с топазом, турмалином и касситеритом как пневматолитический минерал. Часто дает при нагревании явления флюоресценции. Минерал не дает аномального двойного лучепреломления. Содалит и анальцит, с которыми сходен бесцветный флюорит, отличаются от него характером спайности, частым присутствием двойного лучепреломления и парагенезисом.

Кубич. — CaF_2 .

Содалит является минералом нефелиновых и других щелочных сиенитов, имеет плохую спайность по (110) в отличие от анальцита, имеющего плохую спайность по (100). Оба минерала не отличимы оптическими методами; химически содалит отличается присутствием хлора. Оптические аномалии обычны для обоих минералов.

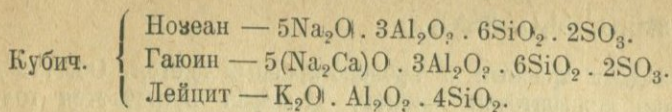
Кубич. — $3\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{NaCl} \cdot 6\text{SiO}_2$.

Анальцит встречается заполняющим жилы и пустоты в базальтах, диабазах и других основных горных породах, а также в качестве вещества, заполняющего промежутки между другими минералами, в некоторых базальтах, где его рассматривают в качестве первичного минерала. Отличим от содалита микрохимическими методами. Минерал часто имеет аномальное двупреломление.

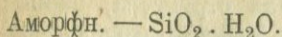
Кубич. — $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Нозеан, гаюин, лейцит встречаются всегда в кристаллах и в изверженных горных породах, являясь в последних первичными минералами. Лейцит встречается в шести или восьмиугольных разрезах, а также округлыми зернами, во многих случаях с характерными радиально, тангенциально и зонально расположенными включениями. Мелкие кристаллы лейцита обыкновенно изотропны; крупные же зерна почти всегда образуют полисинтетические двойники, напоминающие решетку микроклина, но обладающие меньшим, чем последний, двупре-

ломлением. Нозеан и гаюин не отличимы под микроскопом оптических методами. Для их различения необходимы минерохимические реакции.

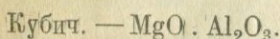


Опал не обладает спайностью и может иметь аномальное двуупреломление. Минерал встречается в пустотах и жилах, в кислых изверженных горных породах, как отложение магматических вод и в качестве желваков в известняках, сланцеватых глинах, песчаниках.

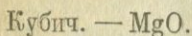


Стекло не имеет спайности. Встречается в глубинных изверженных горных породах лишь в качестве включений в полевых шпатах, но обычно для кислых излившихся горных пород, где часто обладает флюидальной текстурой. Равномерное распределение стекла по всему шлифу отличает стекло от опала, отсутствие спайности — от содалита и анальцима.

Шпинель встречается как побочный минерал в перидотитах и других основных изверженных горных породах, а также в серпентинах, происшедших из перидотитов, в кристаллических известняках, гнейсах. Минерал бывает окрашенным в розовый, зеленый или голубой цвет и обладает плохой спайностью по (111).

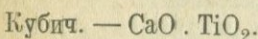


Периклаз имеет серый или желтый цвет и хорошую спайность по (100). Как и шпинель, часто встречается в октаэдрах, давая квадратные разрезы в шлифах.



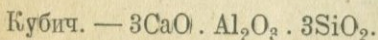
Герцинит обладает темнозеленым цветом — $\text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$; плеонаст или цейлонит — зеленым — $(\text{MgFe})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$; герцинит и плеонаст различимы только химическим путем.

Перовскит обладает в шлифе сероватым, буроватым или красно-бурым, реже зеленовато-серым цветом; иногда цвета располагаются зонально.



Группа гранатов. Все члены группы характеризуются отсутствием спайности, высоким рельефом и изотропностью.

Гроссуляр бесцветен или желтоватый, может показывать аномальное двуупреломление; обычно для него зональное строение. Встречается в качестве контактного минерала в породах, богатых CaO , подвергшихся контактному метаморфизму, или же в кристаллических сланцах.



Спессартин кроваво-красный, желтовато-красный или красновато-бурый или бесцветный; аномальное двуупреломление для него обыч-

но; встречается в гранитах, пегматитах, кварцитах и слюдяных сланцах; был найден в литофизах липарита.

Кубич. — $3\text{MnO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$.

Пироп обладает красным и кроваво-красным цветом. Обычно для него образование келифиговых каемок. Минерал встречается только в перидотитах, в дунитах и их производных.

Кубич. — $3\text{MnO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$.

Альмандин обладает красным и красновато-бурым цветом; часто богат включениями, для него обычна зональная структура, аномальное же двупреломление у него не встречается. Минерал распространен в изверженных горных породах, которые подверглись динамическому метаморфизму, а также в слюдяных сланцах и других метаморфических породах.

Кубич. — $3\text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$.

Уваровит обладает темнозеленым цветом и обычно аномальным двупреломлением. Его нахождение приурочивается к серпентинам, богатым хромом, кристаллическим известнякам и доломитам. Изменения не известны.

Кубич. — $3\text{CaO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$.

Меланит встречается с окраской в различных тонах темнубурого, реже зеленого цвета; благодаря темной окраске аномальное двупреломление у него почти не заметно. Обычно для минерала присутствие зонального строения и отсутствие явлений изменения. Минерал встречается в различных изверженных горных породах: фонолитах, нефелинитах, лейцититах, тефритах, а также в качестве контактного минерала. По химическому составу меланит представляет содержащий окись титана андрадит ($3\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$).

Минералы анизотропные.

К минералам анизотропным, двупреломляющим относятся:

А. Минералы одноосные.

1. Минералы тетрагональной сингонии (расположены более или менее в порядке распространенности, сперва более часто встречающиеся, потом более редкие): циркон, рутил, везувиан, скаполиты, мелилит, анатаз, касситерит.

2. Минералы гексагональной сингонии: кварц, ромбоэдрические карбонаты (кальцит, доломит, магнезит, сидерит), апатит, нефелин, гематит, турмалин, брусит, корунд, конкринит, гидронефелин, алунит, эвдиалит, эйколит.

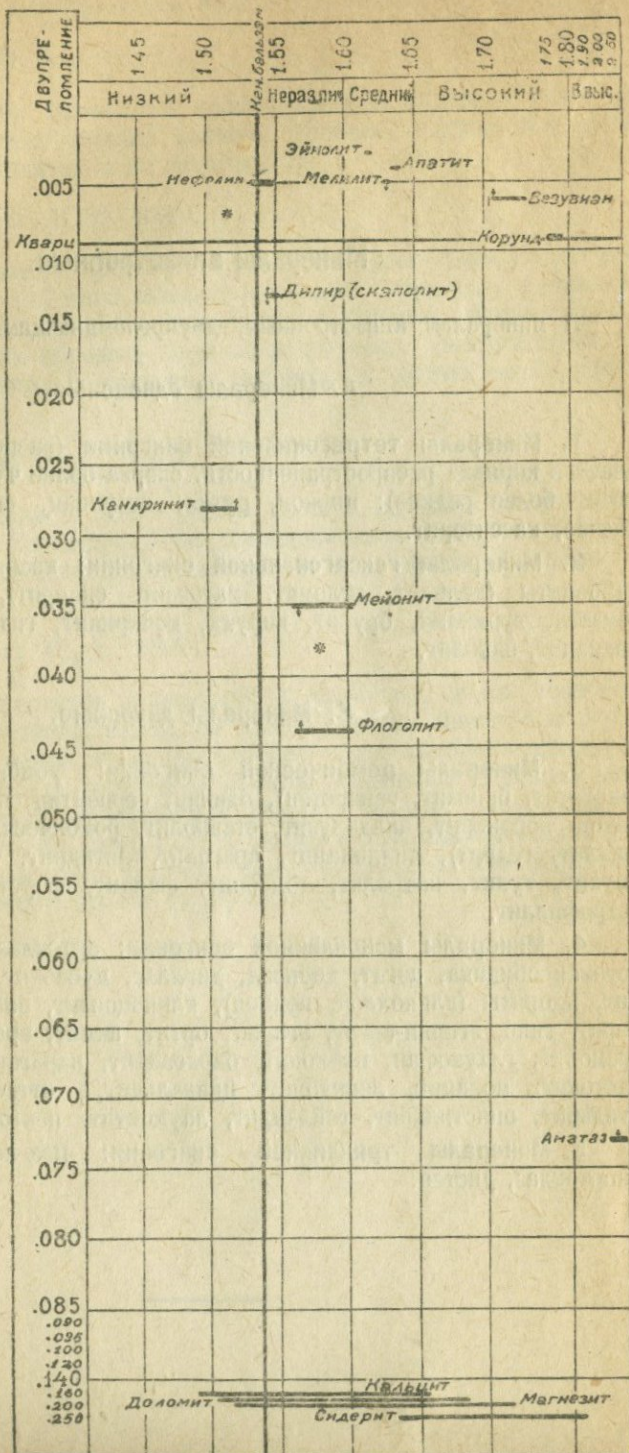
Б. Минералы двуосные.

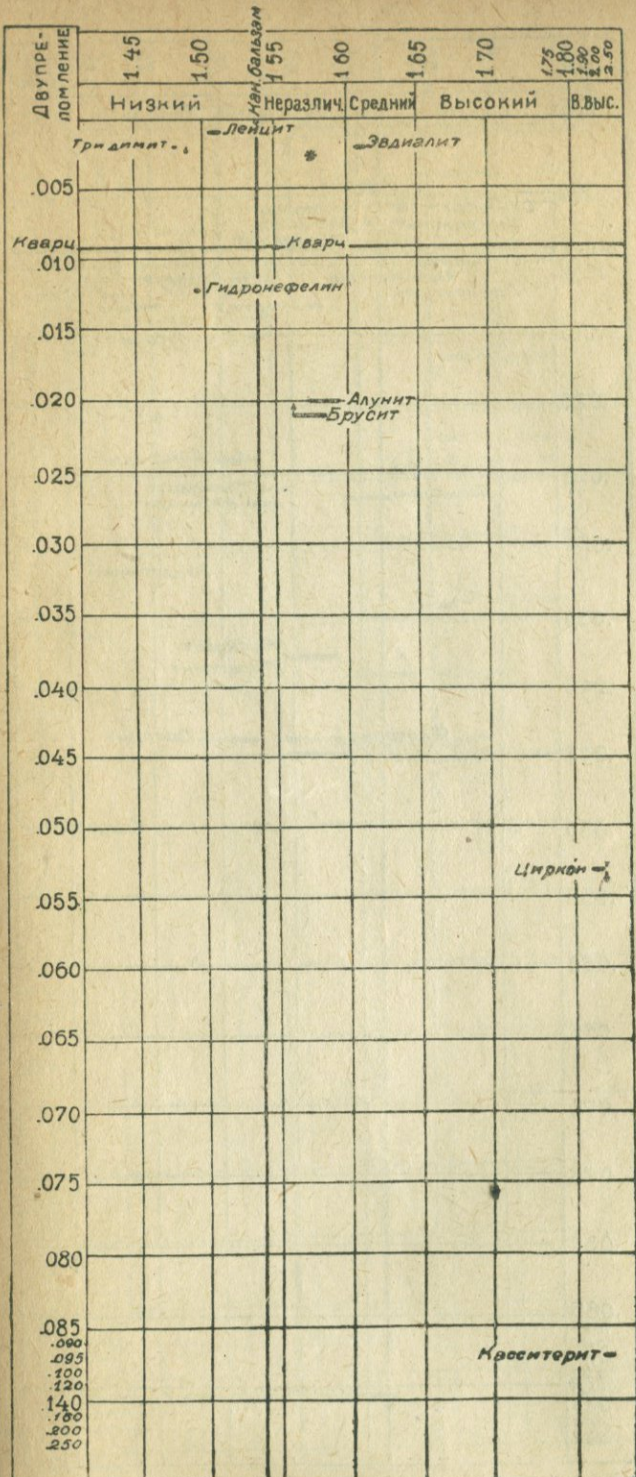
3. Минералы ромбической сингонии: ромбические пироксены (энстатит, бронзит, гиперстен), оливин, серпентин, цоизит, тальк, хальцедон, кордиерит, анадалузит, ставролит, ромбические амфиболы (антофиллит, гедрит), силлиманит, арагонит, ангидрит, топаз, титанолизит, брукит, тулит, натролит, томосит, фаялит, форстерит, дюмортьерит, астрофиллит.

4. Минералы моноклинной сингонии: ортоклаз, санидин, биотит, роговая обманка, авгит, диопсид, диаллаг, мусковит, антинолит, каолинит, хлориты (клинохлор, пеннин), клиноцоизит, эпидот, титанит, грюнерит, гипс, эгирин-авгит, эгирин, ортит, алмит, арфедсонит, рибекит, тремолит, глаукофан, пшэмонит, баркевикит, параганит, флогопит, волластонит, монацит, лепидолит, цинвальдит, оттрелит, геденбергит, стильбит, эпистильбит, гейландит, лаумонтит, пектолит, датолит.

5. Минералы триклинной сингонии: плагиоклазы, микролин, анортоклаз, дистен.

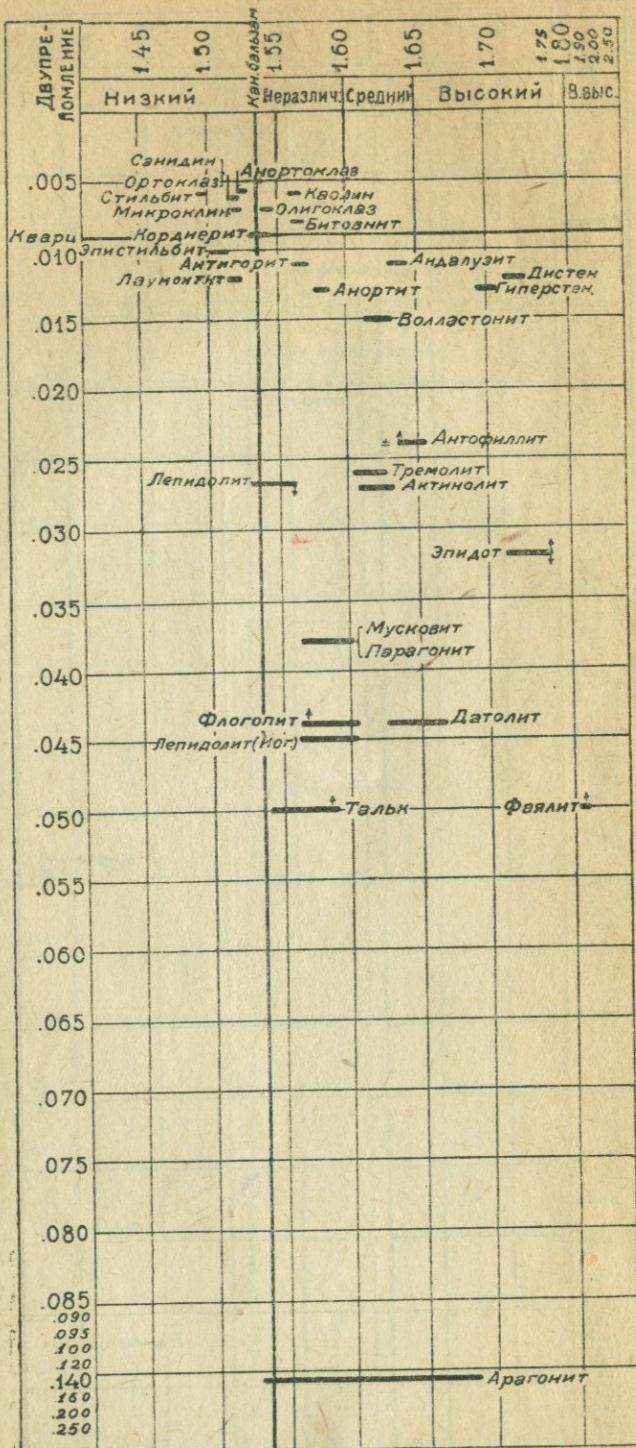
Минералы
 анизотропные
 бесцветные
 одноосные
 отрицательные
 (—)



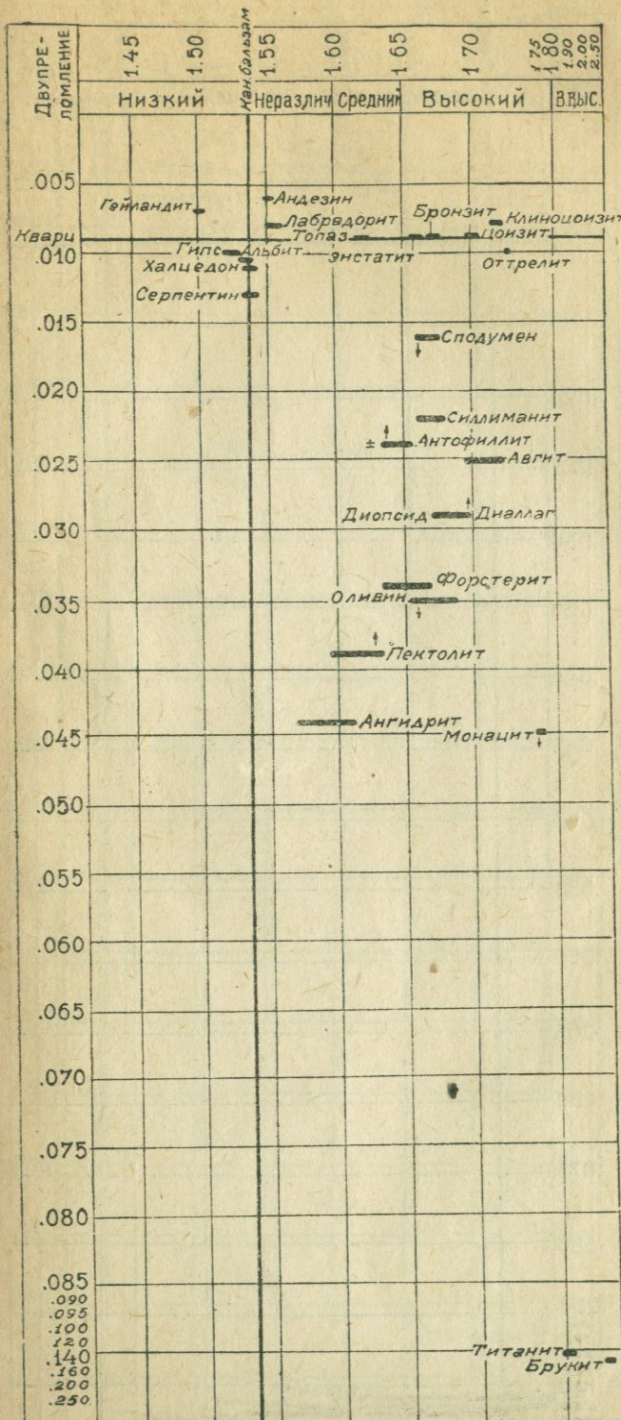


Минералы
анизотропные
бесцветные
одноосные
положительные
(+)

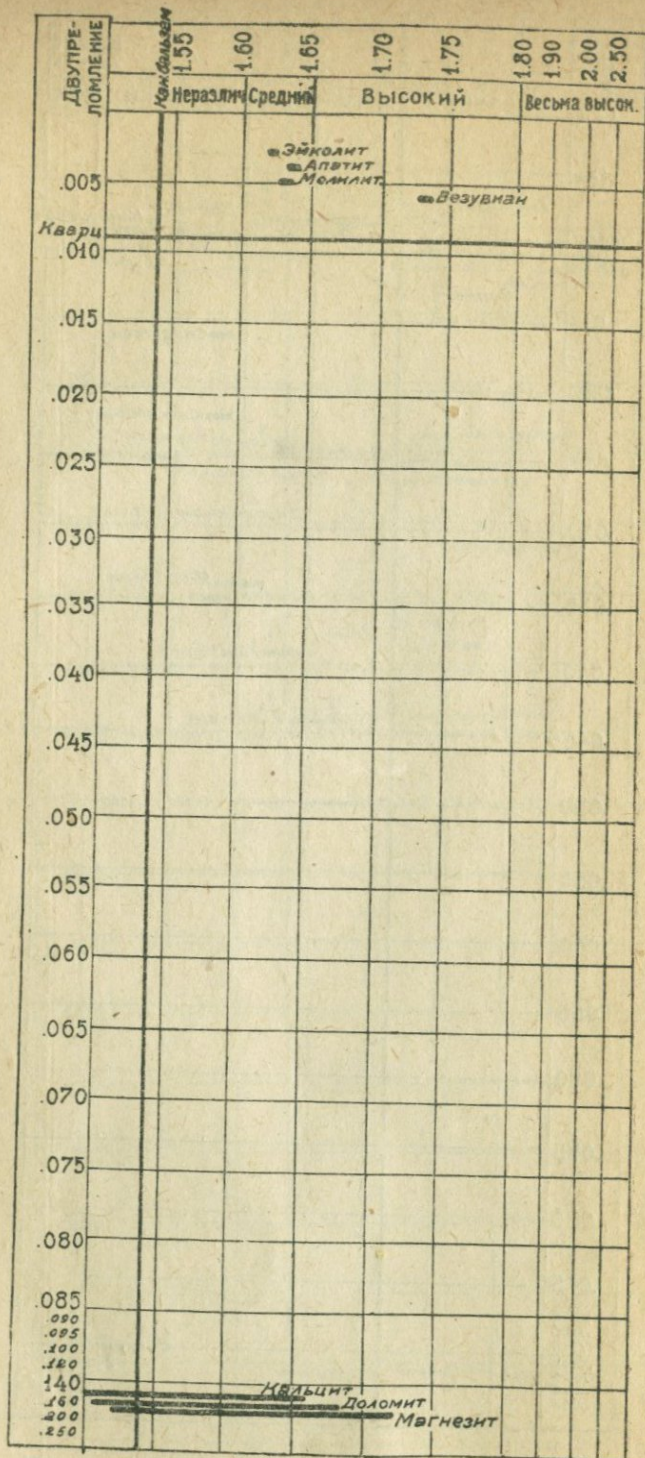
Минералы
 анизотропные
 бесцветные
 двуосные
 отрицательные
 (—)



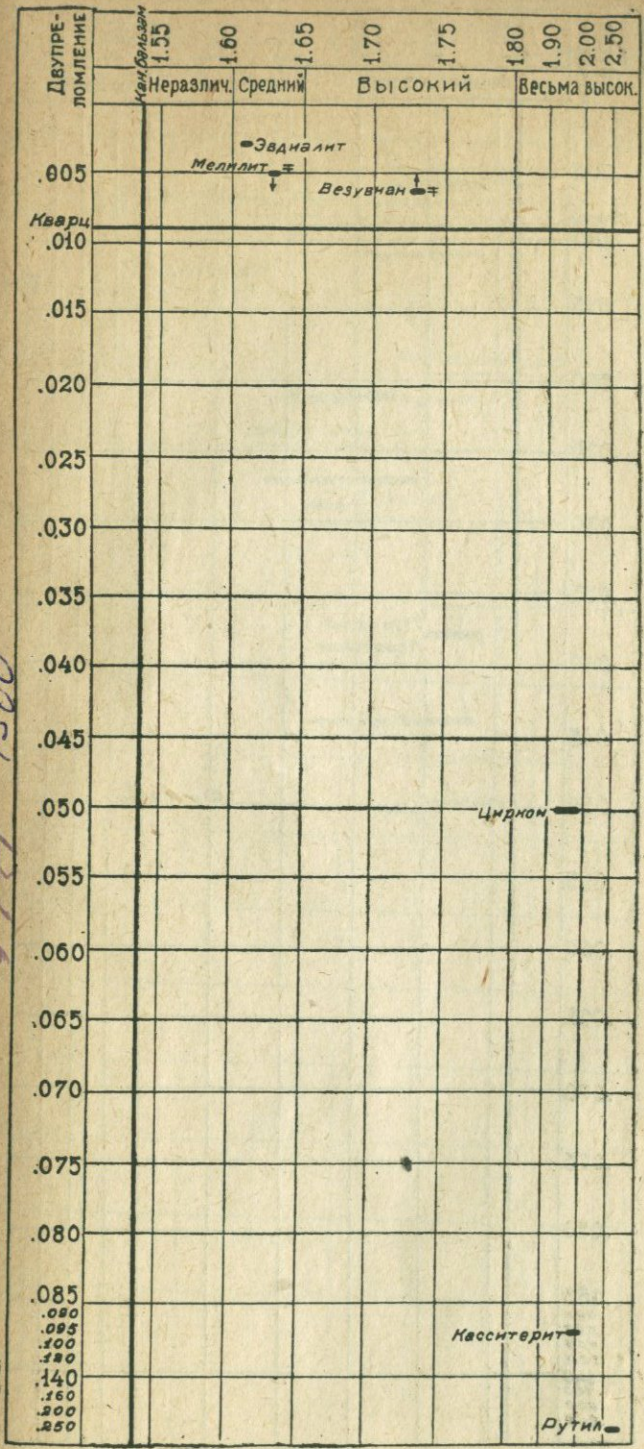
Минералы
 анизотропные
 бесцветные
 двусосные
 положительные
 (+)



Минералы
 анизотропные
 окрашенные
 неплеохроистич-
 ные одноосные
 отрицательные
 (—)



1500
6487



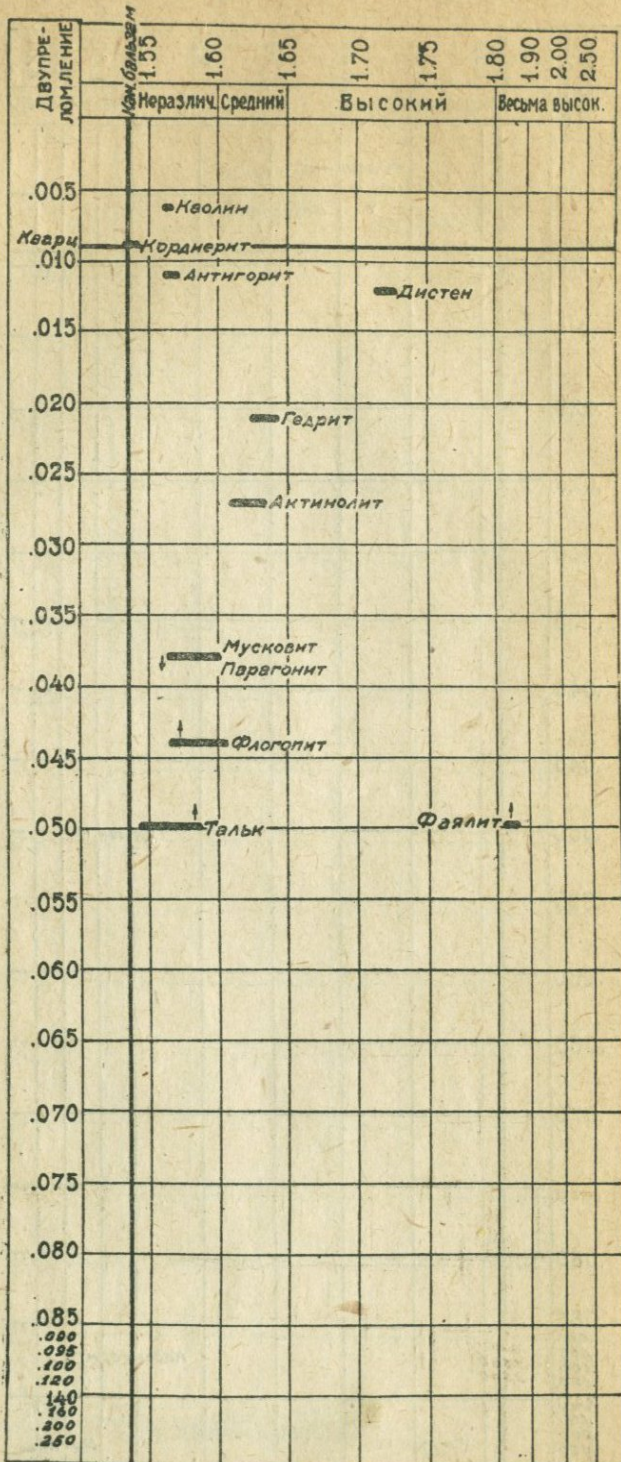
Минералы
анизотропные
окрашенные
неплеохроистич-
ные одноосные
положительные
(+)

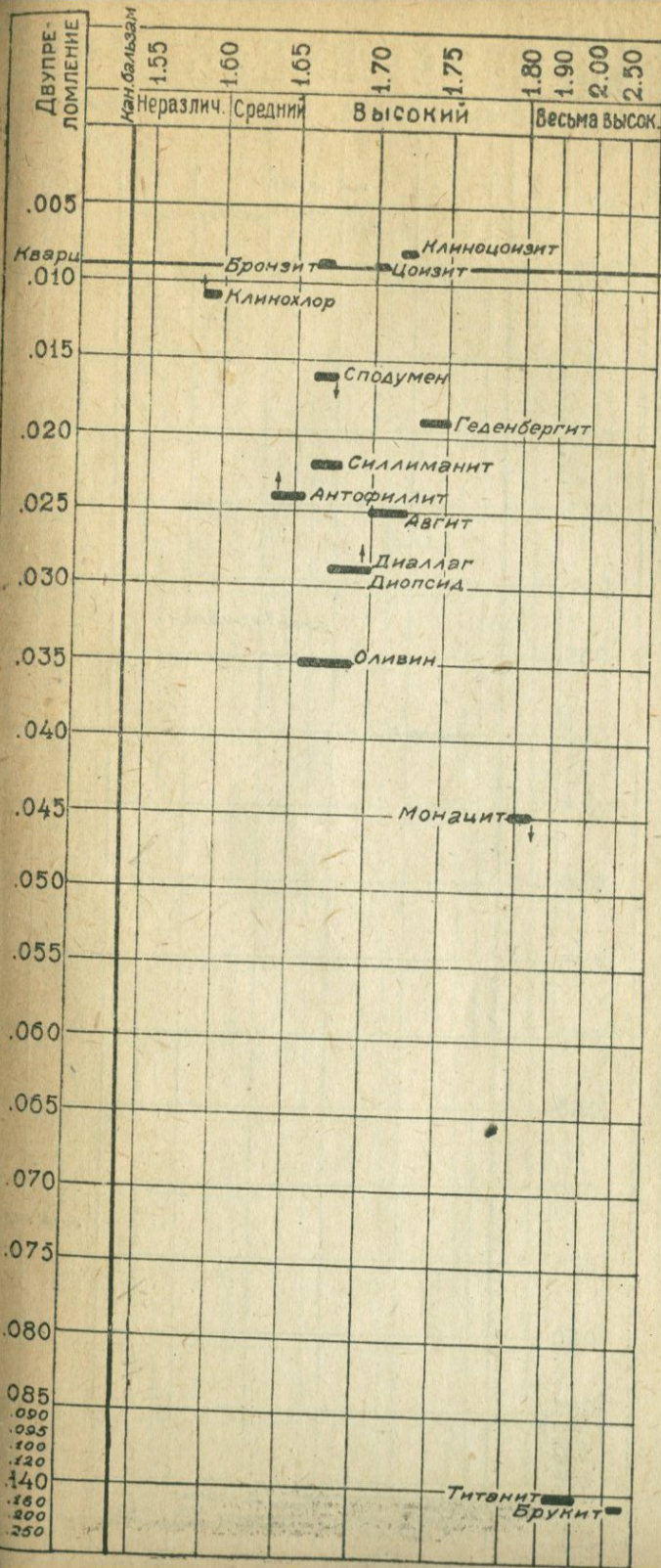
Институт Геологических наук АН АрмССР
Арм. ССР, 111111

1950

Минералы

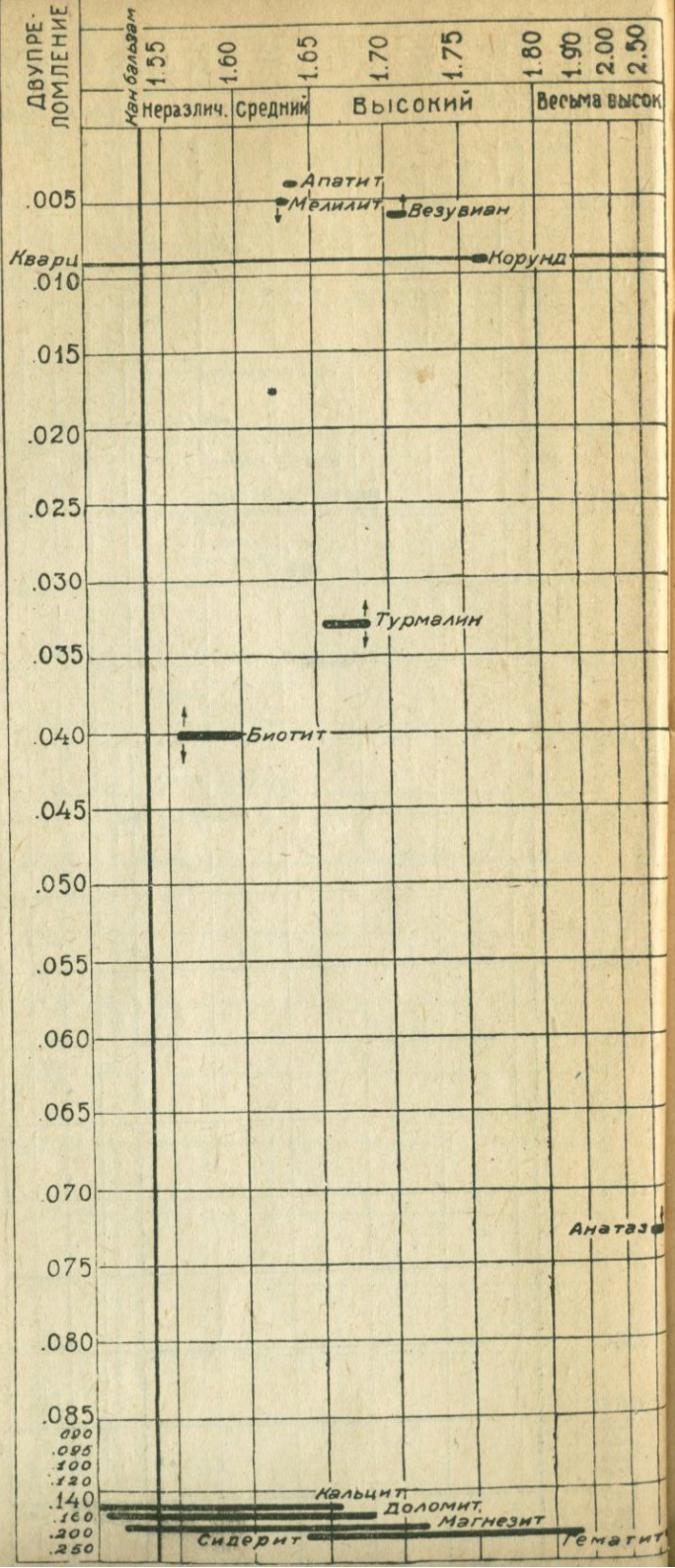
анизотропные
окрашенные
неплеохроистич-
ные двуосные
отрицательные
(—)

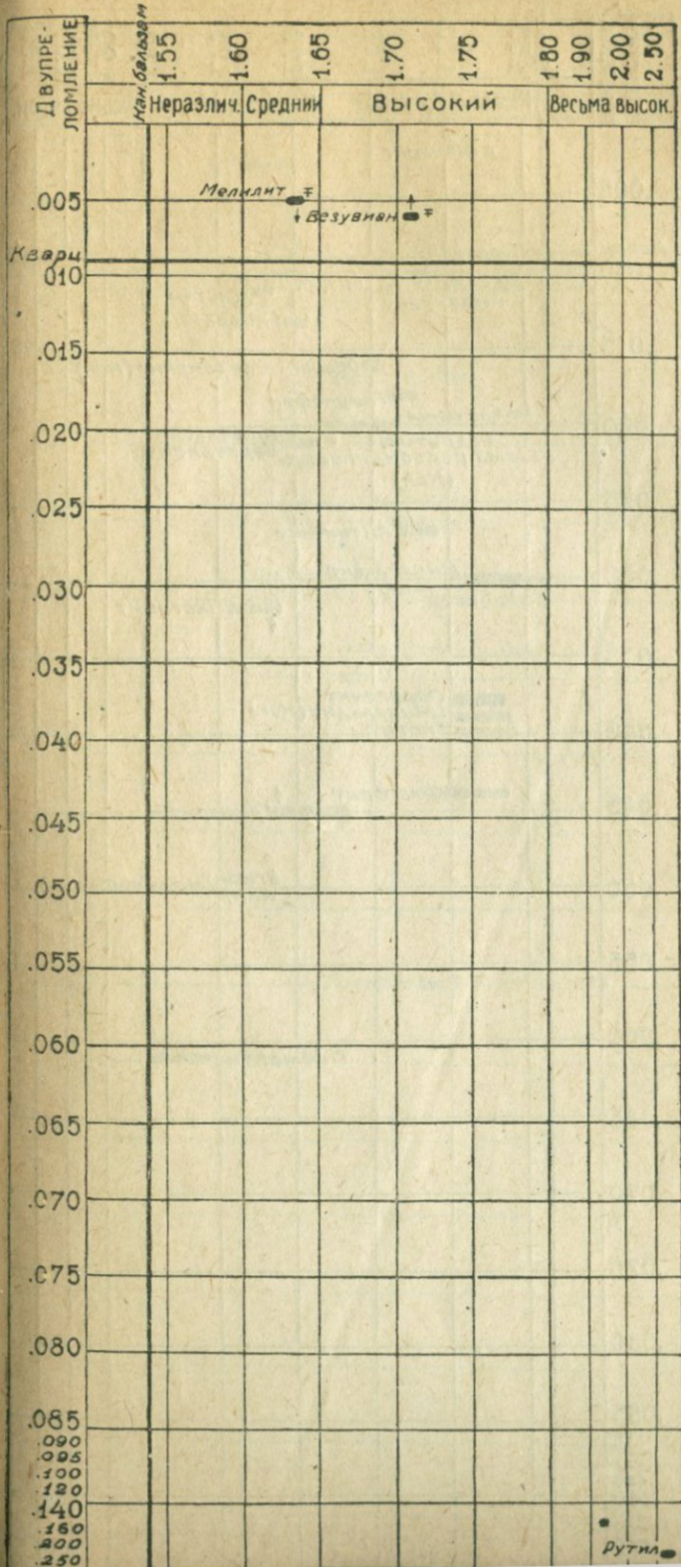




Минералы
анизотропные
окрашенные
неплеохроистич-
ные двуосные
положительные
(+)

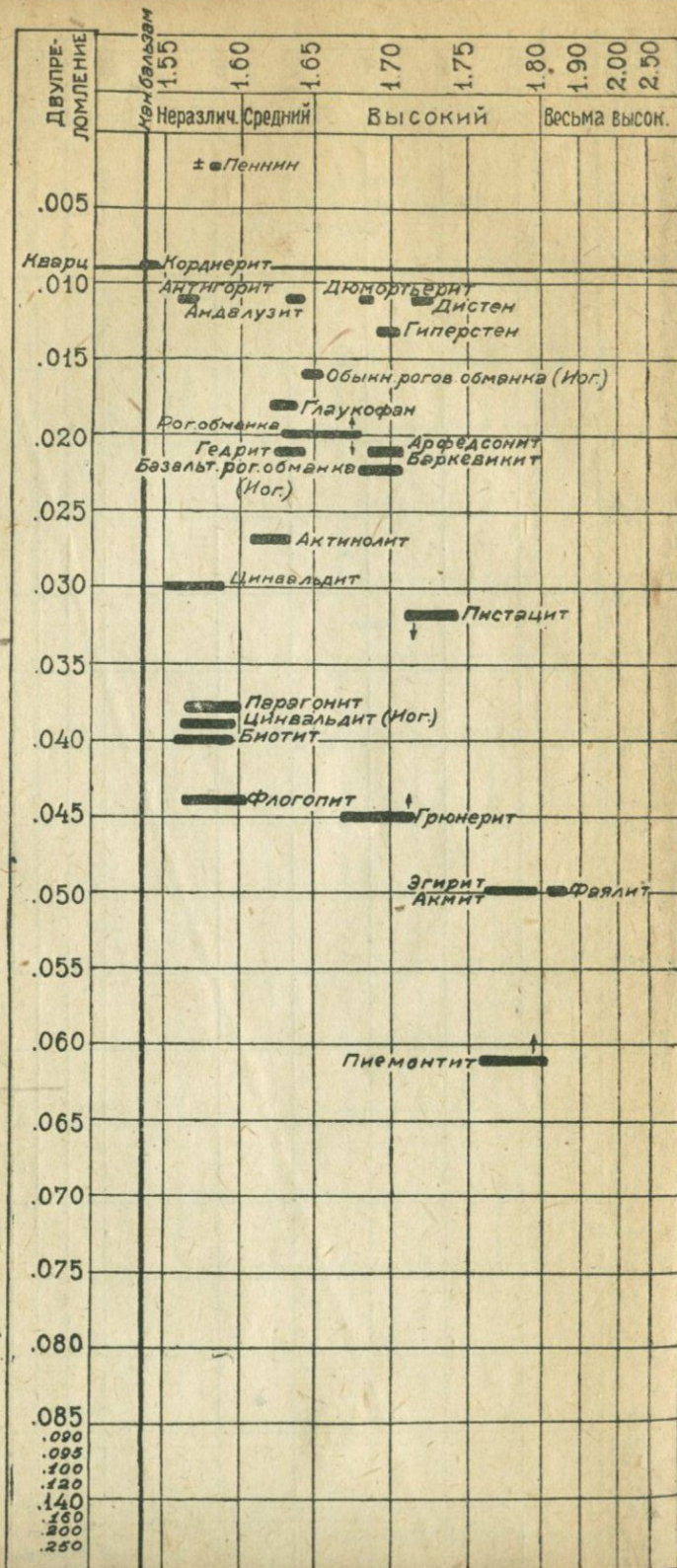
Минералы
 анизотропные
 окрашенные
 плеохроистич-
 ные одноосные
 отрицательные
 (-)

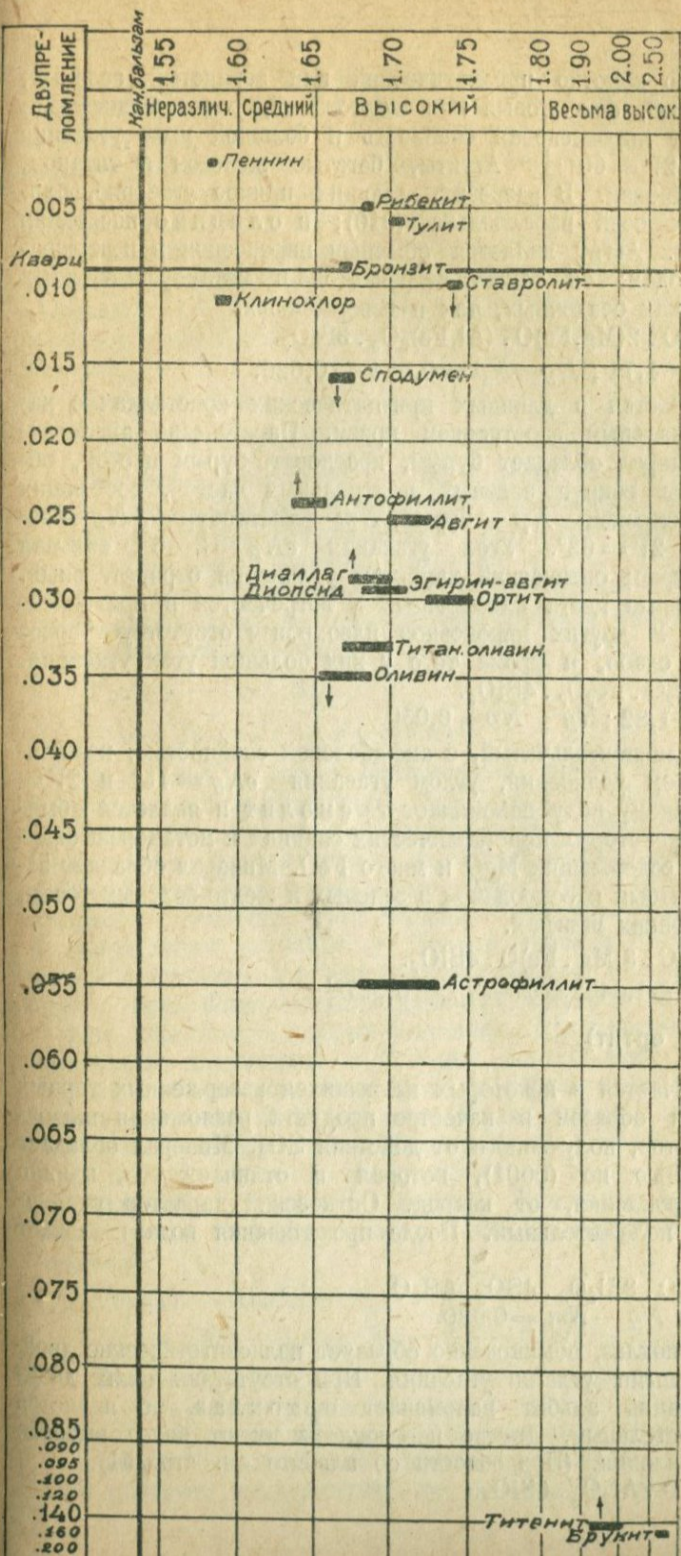




Минералы
 анизотропные
 окрашенные
 плеохроистич-
 ные одноосные
 положительные
 +

Минералы
 анизотропные
 окрашенные
 плеохроистич-
 ные двуосные
 отрицательные
 (—)





Минералы
анизотропные
окрашенные
плеохроистич-
ные двуосные
положительные
(+)

Авгит, обычно коротко призматический или зернистый, зеленый, бурый, красноватый, фиолетовый или желтоватый, редко бесцветный. Его характеризует пироксеновая спайность и большой угол угасания $cNg = 45. - 55^\circ$. $2V = 60^\circ \pm$. Августы, богатые железом и титаном, показывают плеохроизм. В разрезах, дающих прямое угасание, плоскость оптических осей параллельна (010); в оливине последняя параллельна (001). Август является обычным пироксеном в изверженных горных породах; он также встречается в метаморфизованных горных породах, как осадочных, так и изверженных.

Монокл — $\text{CaO} \cdot 2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot (\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$.

$Nm = 1,69 - 1,71$; $Ng - Np = 0,024 - 0,026$.

Акмит встречается в длинных призматических кристаллах с характерным терминальным заострением призм. Парагенезис аналогичный эгирину. Минерал обладает бурым, красновато-бурым цветом, образуя часто зоны вокруг зеленых центральных частей, состоящих из эгирина. Плеохроизм: Np — бурый, Nm — свеплобурый, Ng — зеленовато-желтый; $2V = 62^\circ$. Угол угасания $cNp = 3 - 6^\circ$; сильная дисперсия биссектрис; оптический характер удлинения отрицательный. Эгирин имеет иные цвета плеохроизма и встречается в притупленных кристаллах. У других пироксенов плеохроизм отсутствует вовсе или проявляется слабо, и кроме того у них большой угол угасания.

Монокл — $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$.

$Nm = 1,77 - 1,82$; $Ng - Np = 0,050$.

Актинолит, длинноигльчатый, с амфиболовой спайностью, положительным характером удлинения, углом угасания $cNg = 15^\circ$ и $2V = 80^\circ \pm$, по внешнему виду напоминает тремолит и является обычным минералом в некоторых кристаллических сланцах и метаморфизованных известняках, содержащих MgO и много FeO . Минерал обладает зеленым цветом и слабым плеохроизмом в зеленых и желто-зеленых тонах, еле заметным в тонких шлифах.

Монокл — $\text{CaO} \cdot 3(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 4\text{SiO}_2$.

$Nm = 1,625 - 1,640$; $Ng - Np = 0,027 \pm$.

Алланит (см. ортит).

Алунит встречается в некоторых излившихся изверженных горных породах, главным образом в качестве продукта разложения щелочных полевых шпатов, полученного от действия SO_2 . Минерал обладает хорошей спайностью по (0001), которая и отличает его, помимо большого двупреломления, от кварца. Оптический характер удлинения у минерала положительный. После прокаливании вода извлекает квасцы.

Гексаг. — $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

$Nm = 1,572$; $Ng - Nm = 0,020$.

Альбит, плагиоклаз, обыкновенно образует полисинтетические двойники с характерными углами угасания. При отсутствии таких двойниковых образований альбит напоминает ортоклаз, но является оптически положительным. Другие плагиоклазы имеют более высокие показатели преломления. (Подробности об альбите см. стр. 51).

Трикл — $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$.

Ана́таз встречается в форме пирамид и табличек в грант-пегматитах. Минерал имеет плеохроизм: Nm — густосиний или оранжево-желтый. Np — светложелтый или светложелтый; окраска и плеохроизм анатаза бывают однако настолько слабыми, что минерал представляется в тонких шлифах бесцветным. Бесцветные и желтые части разреза обыкновенно оптически нормальны, между тем как голубые части показывают аномальные расхождения ветвей криста в сходящемся свете и не дают полного угасания в параллельном. Перовскит отличается от анатаза своей кристаллической формой, и его аномальные интерференционные цвета являются более низкими, чем у анатаза.

Тетраг. — TiO_2 .

Nm (Na) = 2,534 — 2,564; ($Nm - Np$) Na = 0,038 — 0,072.

Ангидрид встречается в виде зерен, резко ограниченных игол, реже в форме волокон, в осадочных образованиях совместно с гипсом, в известняках или же совместно с залежами каменной соли и редко в пустотах лав (Санторин). $2V = 43^\circ \pm$, $2E = 71^\circ \pm$. Гипс имеет более низкое двупреломление и угол участия $cNg = 53^\circ$; дистен имеет также более низкое двупреломление и кроме того отрицательный оптический характер.

Ромбич. — $CaO \cdot SO_2$.

$Nm = 1,576$; $Ng - Np = 0,044$.

Андалузит, короткопризматический, имеет характерный, хотя часто и слабый плеохроизм: Np — розовый, $Nm - Ng$ — бесцветный светлозеленый; плеохроизм андалузита напоминает плеохроизм гиперстена. Гиперстен однако имеет положительное удлинение, между тем как андалузит имеет отрицательное. Отличаются минералы и по характеру спайности, хотя хорошая спайность у андалузита по (110) и менее ясная по (100) не бывают видны в тонких шлифах, когда минерал встречается в неправильных зернах. В кристаллических сланцах минерал обыкновенно встречается в характерных зернах овальной формы совместно с зернами магнетита. Для разновидности андалузита, хнастолита характерны в разрезах, параллельных пинакоидам, правильно расположенные включения, и последний часто бывает измененным в слодоподобный минерал. Более высокий рельеф отличает андалузит от кордьерита. Андалузит встречается в некоторых гранитах, но главное свое распространение имеет в глинистых сланцах, кристаллических сланцах и гнейсах. Хнастолит является контактным минералом в глинистых породах на их контакте с гранитными интрузиями.

Ромбич. — $Al_2O_3 \cdot SiO_2$.

$Nm = 1,633 - 1,644$; $Ng - Np = 0,007 - 0,011$.

Андезин и лабрадор представляют средней кислотности плагиоклазы. Эти минералы обыкновенно являются полисинтетическими двойниками с характерными углами угасания (подробности см. стр. 51).

Анортит — кальциевый, основной плагиоклаз, в большинстве случаев образует полисинтетические двойники (подробности см. стр. 51).

Анортоклаз (натровый микроклин), ортоклаз, сапидин, олигоклаз и микроклин принадлежат к полевым шпатам; специальные методы их определения даны на стр. 51. Анортоклаз, ортоклаз, сапидин и микроклин имеют показатели преломления ниже, чем у канадского бальзама.

У анортоклаза $2V = 32-54^\circ$, у ортоклаза $2V = 69^\circ \pm$, $2E = 120^\circ \pm$; у сапидина угол $2V$ мал и доходит до 0° ; у микроклина $2V = 83^\circ \pm$. микроклин отличается сетчатой структурой, происходящей при комбинации полисинтетических двойников по альбитовому и периклиновому законам. Олигоклаз обычно имеет полисинтетическое двойниковое строение с характерными углами угасания и показателями преломления очень близкими к таковому канадского бальзама, в некоторых разрезах можно наблюдать показатели преломления для одного направления колебаний луча более низкие, для другого более высокие по сравнению с показателем канадского бальзама. Все эти полевые шпаты отличаются от альбита положительным оптическим характером последнего и углами угасания. Ортоклаз и микроклин могут иметь веретенovidные или шнуровидные включения альбита, реже — олигоклаза. Имея таковые включения, ортоклаз и микроклин носят названия микропертита или микроклин-микропертита. В антипертитах, наоборот, ортоклаз образует подобные включения в олигоклазе и андезине.

Антигорит представляет массивный пластинчатый серпентин и отличается от волокнистого хризотилового серпентина отрицательным оптическим характером, меньшим двупреломлением, большим углом оптических осей ($2E = 110^\circ \pm$) и своим габитусом. Характер удлинения положительный. Пеннин, когда является положительным, отличается от антигорита своим оптическим характером, когда же является отрицательным — химической реакцией на Al_2O_3 . Пеннин имеет также более низкое двупреломление, обыкновенно аномальные интерференционные цвета и плеохроизм. Все виды серпентинов всегда являются вторичными минералами в качестве продуктов разложения оливина, реже шпироксена или амфибола и возможно также и других феррических минералов.

Монокл. — $2H_2O \cdot 3MgO \cdot 2SiO_2$.

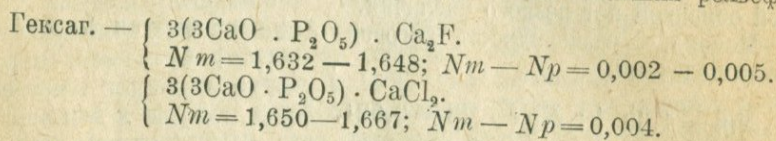
$Nm = 1,55-1,58$; $Ng - Np = 0,011$.

Антофиллит — ромбический амфибол, обычно волокнистый, встречается в слюдяных и других кристаллических сланцах, в качестве контактного минерала и в качестве продукта разложения оливина в серпентинах, габбро, перидотитах и т. д. Обычно в тонких шлифах неплеохроистичный, антофиллит дает иногда Np — желтоватый; зеленоватый, бесцветный, Nm — красноватый, Ng — желтоватый, $2V = 85^\circ \pm$. Типичная амфиболовая спайность и прямое угасание в разрезах, параллельных c , отличают антофиллит от других минералов. В разрезах по базопиноконду резко видны следы спайности, и биссектриса Ng выходит в центре поля зрения; в моноклиных же амфиболах, обычно более окрашенных, последняя в разрезах, перпендикулярных плоскостям спайности, отклоняется на угол до 22° .

Ромбич. — $(Mg, Fe) O \cdot SiO_2$.

$Nm = 1,59-1,69$; $Ng - Np = 0,013-0,024$.

Апатит является весьма обыкновенным побочным минералом в форме маленьких призм в большинстве изверженных горных пород. В качестве первостепенной составной части минерал встречается вместе с нефелином и эгирином в интрузивных горных породах Хибин. В больших кристаллах апатит встречается в пегматитах, некоторых лампрофирах; он находится также в кристаллических сланцах, метаморфизованных известняках, аргиллитах, в осадочных породах как биотит. Апатит имеет характерные поперечные трещины, в длинных призмочках и иногда характерные включения, расположенные параллельно оси *c*. Минерал легко растворим в серной кислоте, и раствор дает желтый осадок от молибденовокислого аммония. Силлиманит имеет большее двупреломление и положительный знак удлинения. Аллотриоморфный апатит труднее отличить от других минералов; он отличим от эвдиолита большим показателем преломления, отсутствием спайности и упомянутой химической реакцией; меллитит может иметь положительный оптический характер, имеет ясную спайность и аномальные интерференционные цвета; везувиян имеет больший рельеф.



Арагонит встречается в отложениях гипса, иногда в пустотах базальта и является материалом некоторых ископаемых раковин и кораллов. Арагонит по преломлению и двупреломлению напоминает под микроскопом кальцит, но отличается от кальцита двуосью ($2V = 18^\circ$, $2E = 31^\circ$) и менее ясной спайностью; в волокнистых формах спайность арагонита параллельна удлинению, у кальцита же эта спайность направлена косо к нему.

Ромбич. — $\text{CoO} \cdot \text{CO}_2$.

$N m = 1,681; N g - N p = 0,156$.

Арфедсонит, довольно редкий минерал, встречается в изверженных горных породах, содержащих избыток Na_2O , как нефелиновых сиенитов, фонолитов, тингуаитов, пантелляритов и щелочных пегматитов. Минерал имеет амфиболовую спайность и характеризуется отрицательным характером удлинения и сильным плеохроизмом: $N p$ — темно-зеленовато-голубой, $N m$ — лавандовый, $N g$ — бледно-зеленовато-желтый. Сила абсорбции $N p > N m > N g$. Угол $2V$ велик, и минерал может быть оптически положительным. Углом угасания на плоскости (010) $cN p = 14 - 20^\circ$. Плавкофан имеет положительное удлинение, и угол угасания у него $cN g = 4 - 6^\circ$. У рибекита с отрицательным удлинением угол угасания $cN p = 5^\circ$; эгирин имеет другую окраску и широкосековую спайность; у баркевикита $2V = 31 - 52^\circ$, $2E = 55 - 95^\circ$, $cN g = 10^\circ$, и цвет его бурый.

Монокл. — $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{FeO} \cdot 4\text{SiO}_2$.

$N m = 1,69 - 1,71; N g - N = 0,021$.

Астрофиллит — редкий минерал нефелиновых сиенитов и натровых гранитов, обладает плеохроизмом: $N p$ — темно-золотисто-желтый до красновато-бурого, $N m$ — оранжевый, $N g$ — лимонно-желтый. Минерал встре-

чается в кристаллах, удлинённых по c или в пластинках по (010), удлинённых по a , в листочках и розетках и обладает совершенной спайностью по (010) и несовершенной по (001). $2V = 75^\circ \pm$, $2E = 160^\circ \pm$. Темные слюды имеют меньшие углы оптических осей и являются отрицательными; к плоскости спайности у астрофиллита перпендикулярна тупая биссектриса N_p — направление максимальной абсорбции. Лавенит является также отрицательным. Ставролит имеет меньшую степень двупреломления и встречается главным образом в кристаллических сланцах.

Ромбич. — $2(H, Na, K)_2O \cdot TiO_2 \cdot 4(Fe, Mn, Mg)O \cdot 4SiO_2$.

$N_m = 1,703$; $N_g - N_p = 0,055$.

Баркевикит, коротко призматический, редкий, встречающийся в основных и щелочных изверженных горных породах, бурый амфибол, имеет угол угасания на (010) $cNg = 10-14^\circ$ и обладает сильным плеохроизмом в бурых тонах со схемой абсорбции $N_g > N_m > N_p$. $2V = 31-52^\circ$, $2E = 55-95^\circ$. Между баркевикитом и базальтической роговой обманкой нет резкого различия.

Монокл. — разновидность роговой обманки, богатая закисью железа и щелочами.

$N_m = 1,69 \pm$; $N_g - N_p = 0,021$.

Биотит является обычным листовым минералом кислых и средних изверженных горных пород, глубинных и излившихся, а также лампрофировых жл.; биотит встречается, кроме того, в качестве вторичного минерала в гнейсах, кристаллических сланцах и других разнообразных породах. Во многих случаях наблюдается параллельное срастание биотита и мусковита или же при срастании мусковит окаймляет биотит. Для биотита характерна абсорбция $N_g \cong N_m > N_p$. N_g и N_m — темнобурые, краснобурые, темнозеленые; N_p — светложелтый, красноватый, светлозеленоватый. В некоторых нефелиновых сиенитах биотит имеет золотисто-белый цвет. Разрезы, параллельные спайности по базопинокоиду, не имеют плеохроизма и дают интерференционную картину, близкую картине одноосного кристалла. Шелковистый блеск при скрещенных николях характерен для биотита, как и для всех других слюд. Часто можно наблюдать вокруг очень мелких включений в биотите, цитрона и других минералов, так называемые плеохроистичные двойки или венчики. Турмалин показывает максимальную абсорбцию, когда его удлинение перпендикулярно направлению колебаний поляризатора; у лепидолита нет плеохроизма; цинвальдит, обладающий меньшим плеохроизмом и встречающийся в месторождениях оловянных руд, может быть отличим от биотита реакцией на Li; флогопит обладает меньшим плеохроизмом и встречается в кристаллических известняках. Роговая обманка отличается амфиболовой спайностью; она ясно двуосна и не имеет шелковистого блеска при скрещенных николях.

Монокл. — $K_2O \cdot 4(Mg, Fe)O \cdot 2(Al, Fe)_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O$.

$N_m = 1,59-1,70$; $N_g - N_p = 0,033-0,059$.

Битовнит (см. стр. 51).

Бронзит, призматический, зернистый имеет обычную пироксеновую спайность, прямое угасание в вертикальных размерах, параллельных c , и слабый, увеличивающийся с содержанием Fe, плеохроизм в зеленых и красноватых тонах; $2E = 106^\circ \pm$. Оптический характер удлинения — положительный. Гиперстен является отрицательным и имеет сходный, но более сильный плеохроизм. В разрезах, перпендикулярных b , которые показывают отчетливые следы спайности под углом, близким к 90° , моноклинные пироксены¹ дают выход оптической оси, между тем как ромбические дают выход биссектрисе. У энстатита отсутствует плеохроизм; у оливина плоскость оптических осей параллельна (001) и перпендикулярна плоскостям спайности по (010) и (100).

Ромбич. — (Mg,Fe) O. SiO₂.

$Nm = 1,67 \pm$; $Ng - Np = 0,010 \pm$.

Брукит обладает алмазным блеском и встречается в жилах с альбитом, кварцем, нефелином, минералами группы граната, рутилом, халькопиритом, галенитом и др., а также в золотых россыпях, всегда в форме кристаллов различного габитуса, часто таблитчатых. Острая биссектриса перпендикулярна к (100), но плоскость оптических осей для красных и желтых лучей параллельна (001), для зеленых и голубых параллельна (010), для красных лучей (691μ) — $2E = 58^\circ$, желтых (589μ) — $2E = 30^\circ$, желтовато-зеленых (555μ) — $2E = 0^\circ$, зеленых (532μ) — $2E = 34^\circ$. Интерференционная фигура для белого цвета благодаря комбинации монохроматических фигур является весьма своеобразной. Для брукита характерна большая разность дву- преломления на разрезах, параллельных (100) и (010). Касситерит и рутил — одноосные и имеют другой габитус кристаллов.

Ромбич. — TiO₂.

$Nm = 2,585$; $Ng - Np = 0,10 - 0,16$.

Брусит является вторичным минералом и встречается обычно в серпентинах, находится также в метаморфизованных, содержащих магний известняках, в глинистых и кристаллических сланцах. Минерал обычно встречается в листоватых и волокнистых массах, частью сферолитовых или в пластинках. Волокнистые разности определенно двусосны и имеют отрицательное удлинение. Встречаются аномальные интерференционные цвета. Брусит изменяется в гидромагнетит, реже в серпентин. Листоватые разности обладают слоистой спайностью по базопиноконду, к которой перпендикулярна Ng . Прокатанный в шлифе, дает с AgNO₃ бурю окраску, переходящую в черную. Мусковит и тальк в отличие от брусита являются отрицательными и имеют положительное удлинение. Гидромагнетит и бесцветный хлорит (лейхтенбергит) имеют более низкое дву- преломление, и кроме того первый из них выделяет пузырьки CO₂ при смачивании его HCl, между тем как брусит растворяется в HCl без выделения пузырьков. Брусит сходен с гипсом, но показатели преломления у последнего ниже,

¹ О различении ромбических и моноклиновых пироксенов по угасанию см. общий раздел, касающийся пироксенов и амфиболов.

чем у канадского бальзама, и кроме того гипс всегда двуосный и имеет косое угасание.

Гексагон. — $MgO \cdot H_2O$.

$Nm = 1,564$; $Ng - Nm = 0,019$.

Везувиан в своем распространении ограничен контактными зонами, где обычно находится вместе с диопсидом, волластонитом, гранатом и эпидотом, в метаморфизованных известняках; встречается также в кристаллических сланцах, гнейсах, амфиболитах и образует совместно с гранатом, диопсидом и хлоритом пиллры и жицы в змеевиках. Минерал имеет неясную спайность по (110) и бывает окрашенным в цвета от бурого до красного, зеленый, реже от желтовато- до бледно-синего. В некоторых случаях минерал является двуосным с $2E = 30 - 60^\circ$ и дает аномальные синие цвета берлинской лазури; характер удлинения обычно отрицательный; часто можно наблюдать зональную окраску. Отличается от цоизита худшей спайностью, отсутствием аномальной дисперсии и большего угла оптических осей. От меллита — цветом и большим преломлением, от андалузита — большим преломлением, меньшим двупреломлением и меньшим углом оптических осей.

Тетраг. — Содержащий гидроксил алюмосиликат кальция.

$Nm = 1,705 - 1,736$; $Nm - Np = 0,001 - 0,006$.

Волластонит встречается обычно в табличках или группами перекрещивающихся или параллельных столбиков, удлиненных по оси b , в кристаллических известняках на границе их с изверженными породами, довольно редко — в последних, обычно тогда в включениях, богатых CaO . Минерал имеет хорошую спайность по (100) и различимую по (001), образующие между собой угол в 84° . Угол угасания $cNp = 32^\circ \pm$, $2V = 40^\circ \pm$. Минерал дает с HCl студень кремневой кислоты. Пектолит и тремолит отличаются от волластонита тем, что плоскость оптических осей у них не расположена под прямым углом к удлинению, что является весьма характерным для разрезов, находящихся в ортодиагональной зоне волластонита. Цоизит и бесцветный эпидот отличаются большим преломлением и большим углом оптических осей.

Монокл. — $CaO \cdot SiO_2$.

$Nm = 1,620 - 1,632$; $Ng - Np = 0,014 - 0,015$.

Геденбергит является редким минералом группы пироксенов и встречается в рудных телах, контактовых горных породах, нефелиновых и других основных сиенитах. Минерал показывает типичную пироксеновую спайность и обладает слабым плеохроизмом в зеленых тонах; $2V = 60^\circ$, $cNg = 44^\circ$; отличим от других обычных моноклинных пироксенов более низким двупреломлением.

Монокл. — $(CaFe) O \cdot SiO_2$.

$Nm = 1,73 - 1,745$; $Ng - Np = 0,018 - 0,019$.

Гедрит, содержащий Al_2O_3 ромбический амфибол, встречается в метаморфических сланцах и гнейсах, а также и в качестве контактного минерала. Гедрит обычно обладает плеохроизмом: Np — желтова-

тый, зеленоватый, бесцветный; Nm — коричневатый, красноватый; Ng — желтоватый, буроватый. Характер удлинения положительный; $2V = 57-79^\circ$. Антофиллит, другой вид сходного ромбического амфибола, имеет $2V = 85^\circ \pm$.

Ромбич. — $(Mg, Fe) O \cdot SiO_2$.

$Nm = 1,636$ (кр.); $Ng - Nm = 0,021$.

Гейландит — минерал из группы цеолитов, встречается в листочках, пластинках или розетках в базальтовых породах, реже в гнейсах. Двухосный характер минерала ($2E = 0-50^\circ$), отрицательный характер удлинения, малые показатели преломления и слабое двупреломление, а также габитус минерала отличают его от других.

Монокл. — $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 5H_2O$.

$Nm = 1,497 - 1,501$; $Ng - Nm = 0,006 - 0,007$.

Гематит встречается в различных горных породах или в форме маленьких гексагональных кристаллов, редких в изверженных горных породах, или в форме псевдоморфоз по магнетиту в виде отторочек вокруг последнего, а также в качестве продукта разрушения различных феррических минералов и заполнителя трещин. Гематит образует также громадные рудные скопления среди осадочных горных пород и является обычным красным пигментом. Плеохроизм: Nm — буроватый, красный; Np — желтовато-красный; последний не наблюдается, однако, ни на разрезах, перпендикулярных базопинокоиду, ни на земных разностях. Магнетит имеет черный цвет в отраженном свете, гематит — красный, лимонит — желтый, реже — красный; лимонит в последнем случае неотличим от гематита. При невозможности точного определения этих минералов отмечают: красные, бурые и желтые окислы железа; разрезы по спайности биотита имеют иногда кроваво-красный цвет и весьма похожи на разрезы гематита; гематит показывает однако при одной и той же толщине шлифа большее количество изохроматических кругов в сходящемся свете.

Триг. — Fe_2O_3 .

$Nm (Na) = 3,22$; $Nm - Np = 0,28$.

Гидронефелин, редкий минерал в изверженных горных породах, имеет плохую спайность по (1010) и встречается в форме листоватых спутанноволокнистых или зернистых агрегатов. Характер удлинения положительный. Отличается от нефелина положительным оптическим характером и более низким преломлением, от кварца — более низким преломлением, от томсонита — более низким двупреломлением. Минерал растворяется в HCl с выделением студия кремневой кислоты.

Гексаг. — $2NaO \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 7H_2O$.

$Nm = 1,49$; $Ng - Nm = 0,012$.

Гиперстен, призматический или зернистый, встречается во всех глубинных горных породах от основных до кислых. Минерал имеет положительный характер удлинения и угол осей $2V = 70 - 80^\circ$, а также весьма характерный плеохроизм: Np — красновато-желтый, Nm — розовый, буроватый, Ng — зеленоватый, резкий в образцах, богатых же-

лезом, и более бледный в бронзитах. В разрезах, параллельных базопинокоиду, которые узнаются по резким следам спайности, пересекающимся почти под прямым углом, моноклинные пироксены показывают выход оптической оси, ромбические же — выход биссектрисы. Угол спайности $(110) : (110) = 92^\circ$ является характерным для всех пироксенов. Бронзит оптически положителен и имеет слабый плеохроизм; андалузит со схожим плеохроизмом имеет отрицательный характер удлинения и другой вид спайности. Оливин имеет плоскость оптических осей, параллельную (001) и перпендикулярную направлению следов его спайности по (010) и (100) .

Ромбич. — $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{O} \cdot \text{SiO}_2$.

$Nm = 1,68 - 1,72$; $Ng - Np = 0,011 - 0,013$.

Гипс представляет минерал осадочных пород и встречается в связи с известняками, соленосными залежами, глинами, очень редко находится также и как вторичный минерал в изверженных горных породах. Минерал обладает совершенной спайностью по (010) и несовершенной по (100) и (111) . Плоскость оптических осей параллельна (010) , $2V = 58 - 61^\circ$, $2E = 94 - 104^\circ$, $cNg = 53^\circ$. Гипс напоминает мусковит, но его показатель преломления ниже, и сила его дву-преломления слабее, угол же угасания больше, чем у мусковита ($cNg = 0 - 2^\circ$), и кроме того гипс не дает характерного для слюд шелковистого блеска при скрещенных николях.

Ангидрит имеет более высокое двупреломление и прямое угасание.

Монокл. — $\text{CaO} \cdot \text{SO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

$Nm = 1,523$; $Ng - Np = 0,009 - 0,010$.

Глаукофан представляет минерал метаморфических горных пород, слюдяных сланцев, амфиболитов и гнейсов, преимущественно тех, которые произошли из основных изверженных горных пород, имеющих в своем составе много Na_2O . Парагенетически с глаукофаном встречаются минералы: гранат, слюда, омфацит, эпидот, цоизит. Глаукофан обладает углом спайности по призме $(110) : (110) = 55^\circ$ и по своему кристаллографическому габитусу напоминает амфиболы, встречаясь в зернах, призмах и волокнах. Минерал обладает положительным характером удлинения и характерным плеохроизмом: Np — почти бесцветный, желтовато-зеленый, Nm — красноватый, голубовато-фиолетовый, Ng — голубой, $cNg = 4 - 6^\circ$, $2V = 45^\circ \pm$, $2E = 85^\circ \pm$.

Монокл. — $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2(\text{Fe}, \text{Ca}, \text{Mg}) \text{O} \cdot 6\text{SiO}_2$.

$Nm = 1,368 \pm$; $Ng - Np = 0,018 - 0,022$.

Грюнерит — бурый амфибол, волокнистый, образует шелковистого блеска лучистые, а также пластинчатые агрегаты и является составной частью метаморфических пород, слюдяных сланцев и кварцевых пород, богатых железом, возможно метаморфизованных спидеритовых пород.

Для минерала характерны полисинтетические двойники по (100) .

Плоскость оптических осей параллельна (010) , $2V = 82^\circ \pm$, $cNg = 11 - 15^\circ$. Характер удлинения положительный. Np — светлобурый, $Nm = Np$ — бесцветный. Плеохроизм и угол угасания отличают ми-

нерал от прочих амфиболов; амфиболовая спайность отличает его от прочих минералов.

Монокл. — $\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$.

$Nm = 1,68 - 1,71$; $Ng - Np = 0,045$.

Датолит всегда вторичный, редкий минерал, встречается часто вместе с цеолитами в пустотах диабазов и базальтов, реже — в гранитах, диоритах и гнейсах. Датолит образует кристаллы короткопризматической формы и не имеет ясной спайности, $2V = 74^\circ$, $cNg = 1 - 4^\circ$. Минерал дает с HCl студень кремневой кислоты, щелочную реакцию и реакцию на бор.

Монокл. — $2\text{CaO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

$Nm = 1,68 - 1,71$; $Ng - Np = 0,045$.

Диопсид и **диаллаг** являются моноклинные пироксенами. Диопсид встречается в пироксеновых гранитах, диоритах, лампрофирах, кристаллических сланцах и богатых магнием мраморах; диаллаг обычен в габбро и близких к габбро породах, в перидотитах и происшедших из них серпентинах. Диаллаг имеет весьма совершенную и распространенную спайность по (100) в дополнение к обычной пироксеновой спайности по (110). Оба минерала имеют бледнозеленую окраску или бесцветны; $2V = 60^\circ$, $cNg = 39^\circ$. Пироксеновая спайность отличает эти минералы от других; угол угасания не всегда, однако, легко отличает их от авгита. Диопсид обладает меньшей дисперсией осей и поэтому угасает в белом свете лучше, чем авгит; двупреломление чистого диопсида несколько больше, чем у авгита. В разрезах, дающих прямое угасание, плоскость оптических осей параллельна (010), между тем как последняя у оливина параллельна (001) и перпендикулярна плоскостям его спайности по (010) и (100).

Монокл. — $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$.

$Nm = 1,671 - 1,700$; $Ng - Np = 0,022 - 0,030$.

Дипир (см. скаполиты).

Дистен (кианит) не встречается в изверженных горных породах, являясь составной частью мусковитовых или парагонитовых сланцев, гнейсов, эклогитов, часто в ассоциации с гранатом и корундом. Цвет минерала в тонких шлифах бледносиний, в некоторых случаях минерал является совершенно бесцветным. Следы хорошей спайности по (100) и ясной по (010), образующие между собой угол 74° , являются весьма характерными, хотя иногда и отсутствуют; $2V = 82^\circ \pm$; оптический характер удлинения положительный; отличается от других минералов многочисленностью следов спайности при их наличии, высоким рельефом, умеренной силой двупреломления и углом угасания на плоскости (100), почти перпендикулярной острой биссектрисе Np , по отношению к следу спайности (010) — $cNg = 30^\circ \pm$.

$Nm = 1,722$; $Ng - Np = 0,012 - 0,015$.

Трикл. — $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$.

Доломит едва отличается от весьма сходного кальцита тенденцией к образованию очертаний кристаллических форм и обыкновенным отсутствием двойниковой полосатости; лучше — слабой растворимостью

в холодной слабой HCl. Для отличия от кальцита рекомендуется погружение порошка в альфа-монобромнафталин ($N = 1,658$); доломит дает дисперсионную окраску у краев, кальцит ее не дает.

Гексаг.— $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{CO}_2$.

$Nm = 1,679 - 1,700$; $Nm - Np = 0,177 - 0,211$.

Дюмортьерит, редкий минерал пегматитов и гнейсов, волокнистый или столбчатый. Имеет ясную спайность по (100), прямое угасание и характеризуется сильным плеохроизмом: Np — голубой, Nm — желтоватый, красно-фиолетовый, зеленоватый, Ng — бесцветный. Направление колебаний луча с максимальной абсорбцией параллельно отрицательному удлинению; $2V = 30^\circ \pm$, $2E = 54 \pm$. Амфиболы синего цвета принадлежат к моноклинной сингонии, андалузит и гиперстен имеют плеохроизм в красных и зеленых тонах, ставролит имеет более высокий рельеф, положительный оптический характер и обладает плеохроизмом в бурых тонах. Сподумен имеет положительный оптический характер и при наличии плеохроизма, показывает аметисто-лиловые цвета.

Ромбич.— $8\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

$Nm = 1,684 - 1,691$; $Ng - Np = 0,011 - 0,027$.

Кальцит встречается обычным минералом разложения и выветривания во всевозможных горных породах; повидимому, является также и в качестве первичного минерала в гранитах, образует осадочные горные породы и встречается в метаморфических. Минерал едва отличается от весьма сходных магнезита и доломита обыкновенным присутствием двойниковой полосчатости и хорошо отличается от последних легкой растворимостью в слабой холодной HCl. Арагонит является двусосным с углом $2V = 18^\circ$. Методы различения карбонатов, основанные на окрашивании смотри у А. Н. Winchell (Elements of optical Mineralogy, N. Y. 1928, Part 1, p. 39).

Гексаг.— $\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$.

$Nm = 1,658 - 1,69$ (сод. Mn); $Nm - Np = 0,172$.

Канкринит, вторичный минерал как продукт замещения нефелина; некоторыми исследователями признается отчасти и за первичный. Минерал встречается в призматических кристаллах; обладает совершенной спайностью по (1010) и отрицательным характером удлинения; выделяет CO_2 и студень кремневой кислоты при действии HCl. По своим высоким интерференционным цветам минерал напоминает мусковит, но показатели преломления канкринита ниже показателя преломления канадского бальзама. Нет других обыкновенных породообразующих минералов, которые имели бы такие высокие интерференционные цвета и такие низкие показатели преломления, за исключением минералов: томсонита и гидраргиллита; но оба последних минерала являются двусосными и положительными. От скаполита канкринит отличается спайностью, от кальцита — спайностью и меньшим двупреломлением.

Гексаг.— $4\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{CaO} \cdot 4\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{SiO}_2 \cdot 2\text{CO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

$Nm = 1,509 - 1,524$; $Nm - Np = 0,009 - 0,029$.

Каолинит обычно представляется в качестве белого, папминающего муку, непрозрачного продукта разложения полевых шпатов и других силикатов. Окислами железа минерал может быть окрашен в желтый или красный цвет. Каолинит встречается в форме псевдогексагональных листочков, по спайности (001) или чешуек, с углом угасания на плоскости (010) $aNm = 11^\circ \pm$, и отличается от мусковита (серицита и талька) слабым дупреломлением и косым угасанием на (010). Часто минералы, принимаемые за каолин, представляют собой не каолин, а коллоидальные алюмосиликаты.

Монокл.— $2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.

$Nm = 1,565$; $Nm - Np = 0,006 - 0,007$.

Касситерит встречается как пневматолитический минерал в форме короткопризматических и пирамидальных кристаллов или бесформенных зерен в кислых жильных породах и кварцевых жилах и лишь редко в качестве первичного минерала в некоторых изверженных горных породах. Касситерит обладает плеохроизмом в бледнобурых тонах; часто образует коленчатые двойники и имеет неясную спайность по (110) и различимую по (100). Рутил имеет лучшую спайность и не является таким бурым; анатаз — отрицательный; брукит — двуосный; перовскит — изотропный.

Тетраг.— SnO_2 .

$Nm = 1,997$; $Ng - Nm = 0,096$.

Кварц обыкновенно не имеет следов спайности. Отличается от нефелина отрицательным оптическим характером последнего и наличием у нефелина спайности. Бесцветный кордиерит является двуосным и отрицательным, с углом $2V = 60^\circ \pm$; кварц имеет иногда также аномальный угол $2E = 15^\circ \pm$, редко однако достигающий 25° . Обработанный HF кордиерит дает характерные призматические кристаллы кремнефтористого магния. Скаполиты отрицательны, имеют большее дупреломление и следы спайности.

Гексаг.— SiO_2 .

$Nm = 1,544$; $Ng - Nm = 0,009$.

Кианит (см. дистен).

Клинохлорит (клинохлор) представляет обычно зеленый минерал из группы хлоритов и встречается в листочках, чешуйках, пластинках и листоватых агрегатах как вторичный минерал в кристаллических сланцах, серпентинах и в изверженных горных породах, в качестве продукта разрушения фемических силикатов. Угол оптических осей у клинохлора $2E$ — изменчивый в одном и том же кристалле и колеблется от 0 до 70° , чаще этот угол мал; eNg на (010) = $2-3^\circ$, характер удлинения положительный, характер абсорбции $Np > Ng$. Пеннин, который встречается чаще, бывает оптически отрицательным, угол осей у него $2E$ мал, около 0° , кроме того, пеннин обладает прямым угасанием, весьма слабым дупреломлением (0,002) и часто аномальными синими интерференционными цветами.

Монокл.— $5(Mg, Fe) O \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$.

$Nm = 1,57 - 1,59$; $Ng - Np = 0,004 - 0,011$.

Клиноцоизит встречается в форме призмочек или табличек, вытянутых по b , или палочек и зерен в кристаллических сланцах, часто в связи с амфиболом, и в изверженных горных породах в качестве одной из составных частей продукта разложения плагиоклазов, который носит название соссюрита. Минерал является бедным FeO или лишенным FeO эпидотом состава цоизита. Минерал обладает совершенной спайностью по (001), бесцветен или красноватый, с слабым или отсутствующим плеохроизмом, углом угасания на (010) $aNg = 14-24^\circ$ и большим углом оптических осей ($2V = 80-90^\circ$). Встречаются аномальные интерференционные цвета берлинской лазури, как и у цоизита, но последний имеет прямое угасание и меньший угол оптических осей ($2V = 0-60^\circ$). Обычные, встречающиеся в изверженных горных породах зерна клиноцоизита иногда невозможно отличить от зерен цоизита. Пистацит имеет более высокое двупреломление.

Монокл.— $4CaO \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$.

$Nm = 1,715 - 1,735$; $Ng - Np = 0,005 - 0,014$.

Кордиерит встречается в гнейсах и различных сланцах; в качестве контактного минерала находится на контакте кислых изверженных пород с сланцеватыми глинами и глинистыми сланцами, а также во включениях излившихся горных пород; редко встречается как первичный минерал в гранитах, андезитах, богатых Al_2O_3 и MgO и имеющих недостаточное количество SiO_2 для насыщения щелочей для образования полевых шпатов. Минерал обладает различной спайностью по (010) и отрицательным характером удлинения. Окраска и плеохроизм обычно в тонких шлифах незаметны. Угол $2V$ изменчив для одного и того же кристалла, равен $40-84^\circ$, $2E = 63-150^\circ$. Обработанный ГН кордиерит дает характерные призматические кристаллы кремнефтористого магния; в разрезах, параллельных оси c , иногда наблюдаются вокруг включений апатита, циркония и диоморфюрита желтые плеохроистичные венчики. Встречаются тройники и полисинтетические двойники. Кварц является одноосным и положительным; альбит — положительным и имеет более низкие показатели преломления; нефелин — одноосным.

Ромбич.— $4(Mg, Fe)O \cdot 4Al_2O_3 \cdot 10SiO_2 \cdot H_2O$.

$Nm = 1,536 - 1,562$; $Ng - Np = 0,003 - 0,011$.

Корунд встречается в качестве первичного минерала в богатых глиноземом породах, как кислых пегматитах и сиенитах, так и основных — анортозитах и дунитах. Минерал редко в качестве контактного образования, но встречается в кристаллических известняках и доломитах, гнейсах и слюдяных сланцах. Плеохроизм: Nm — голубой, красный, Np — зеленый, цвета морской воды, желтый или зеленовато-желтый; плеохроизм может быть наблюдаем только в густоокрашенных кристаллах. Минерал имеет плохую отдельность по (1011); и (0001): часто обладает пятнистой окраской и зонарной структурой. Высокий рельеф отличает корунд от близких минералов, за исключением везувiana, от которого корунд отличается твердостью, большим двупреломлением и химическим путем.

Гексаг.— Al_2O_3 .

$Nm (Na) = 1,768 - 1,769$; $Nm - Np = 0,008$.

Лабрадор (см. стр. 51.....).

Лаumontит встречается в виде маленьких призм в пустотах базальтов и других основных излившихся горных пород, в пегматитах, сиенитах, в жилах в глинистых и кристаллических сланцах. Минерал образует призматические кристаллы, напоминающие кристаллы широксена, и обладает совершенной спайностью по (010) и (110); имеет угол угасания на (010) $cNg = 30^\circ \pm$; $2E = 54^\circ \pm$ и положительный характер удлинения. От эпистильбита отличается углом угасания и тем, что дает с HCl студень кремневой кислоты. Как криноит одноосен и имеет более высокое двупреломление; томсонит также обладает более высоким двупреломлением и кроме того является оптически положительным. Присутствие в юртодиагональной зоне следов совершенной спайности по трем направлениям является характерным отличительным признаком лаumontита.

Монокл.— $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

$Nm = 1,525$; $Ng - Np = 0,012$.

Лейцит встречается только в изверженных, преимущественно излившихся горных породах, богатых калием и бедных кремнеземом; он никогда не встречается в осадочных образованиях или как метаморфический минерал. Изометрическая, кристаллическая форма, слабое преломление, сложное полисинтетическое двойниковое строение, весьма слабое двупреломление отличают лейцит от всех других минералов, за исключением анальцима; от последнего, а также от содалита лейцит отличается большим показателем преломления и содержанием калия.

Псевдокубич.— $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$.

$Nm = 1,508$.

Лепидолит встречается в гранит-пегматитовых жилах, грейзенах и гнейсах, часто совместно с турмалином и касситеритом, обычно также в сростании с мусковитом. Минерал бесцветный, красноватый, розовый или фиолетовый. Во многих случаях напоминает мусковит, от которого может отличаться иногда малым углом оптических осей ($2V = 40^\circ \pm$; $2E = 32-84^\circ$). Угол оптических осей отличает также обычно лепидолит и от обесцвеченного биотита. Определенно однако лепидолит может быть отличим от упомянутых след лишь реакцией на литий.

Монокл.— $2(\text{KLi})\text{F} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$.

$Nm = 1,55 - 1,565$; $Ng - Np = 0,027 - 0,031$.

Магнезит встречается в качестве вторичного минерала, происшедшего путем разложения минералов, содержащих магний; он встречается в тальковых сланцах, серпентинах, листовниках, часто в форме жил; образует с тальком талько-магнезитовые камни; образует горные породы среди других осадочных пород. Магнезит отличается от весьма сходного с ним кальцита отсутствием двойниковой полосатости, от кальцита и доломита — нерастворимостью в слабой холодной HCl.

Гексаг.— $\text{MgO} \cdot \text{CO}_2$.

$Nm = 1,705 - 1,723$; $Nm - Np = 0,19$.

Мелилит. Под названием «мелилит» объединяется изоморфная серия минералов акерманит — геленит. Мелилит является заместителем полевых шпатов, фельдшпатидов и не встречается в породах, содержащих кварц. Спайности по (001) и (110) выражены плохо; в тонких шлифах видна обыкновенно только спайность по (001); эта последняя встречается обычно в качестве единственной трещинки, секущей середину разрезов, имеющих форму брусочков. Минерал обыкновенно показывает аномальные интерференционные цвета берлинской лазури. Мелилиты, близкие по составу акерманиту, имеют положительный характер. Для мелилитов характерно их прорастание более преломляющими волокнами; прорастание направлено к центру со стороны базопинокоида. С HCl минерал дает студень кремневой кислоты. Везувиян и цонзит, оба дающие аномальные синие интерференционные цвета, нерастворимы в кислотах. Везувиян имеет более резкий рельеф и обыкновенно встречается как контактный минерал. Цонзит двуосен и встречается как вторичный минерал.

Тетраг. — Акерманит — $2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$.

Геленит — $2\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$.

Nm (мелилит) = 1,64 — 1,665; сила двупреломления

от + 0,007 до — 0,011.

Микроклин (см. стр. 51....).

Монацит встречается в гранитах, в гнейсовидных и осадочных породах, главным же образом — в песках. Кристаллы монацита обычно бывают малых размеров, таблитчаты по (100) или вытянуты по оси b ; встречается монацит и в форме округлых зерен, иногда и более крупных масс. Монацит имеет совершенную спайность по (001) и различную по (100); $2E = 21—36^\circ$; $cNg = 2—6^\circ$. Желтый цвет, в связи с отсутствием плеохроизма, большим двупреломлением и высоким рельефом отличает монацит от большинства других минералов. Титанит имеет еще более высокое двупреломление и угол угасания $cNp = 39^\circ$. Брукит может иметь положительное удлинение, в то время как монацит имеет отрицательное; $2E$ у брукита несколько больший. Рутил имеет положительное удлинение, обычно более темную, красную или оранжевую окраску, большие показатели преломления, кроме того рутил одноосен и образует колеччатые и сердцевидные двойники.

Монокл. — $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Di})_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5$.

$Nm = 1,788 — 1,801$; $Ng - Np = 0,045 — 0,055$.

Мусковит имеет при скрещенных николях характерный шелковистый блеск, который отличает его от всех других минералов, за исключением других слюд и талька. Характер удлинения положительный; $2V = 30—47^\circ$; $2E = 58—90^\circ$. Большой угол осей отличает мусковит от обесцвеченного биомита ($2E$ около 0°). Парагонит может быть отличим от мусковита только химическим путем. Лепидолит обычно имеет меньший угол оптических осей ($2V = 40^\circ \pm$, $2E = 32—84^\circ$), но зачастую не различим от мусковита без химических реакций. Тальк имеет $2V = 20^\circ \pm$, но в очень мелкозернистой

форме он также не различим от мусковита без химических и физических испытаний или без наличия сопутствующих ему парагенетических минералов. Первичный мусковит никогда не встречается с пироксенами, тальк обычно встречается. Волокнистый мусковит — продукт разложения калиевых полевых шпатов, носит название серицита. Не убедившись в присутствии калия, не следует однако называть вторичную слюду, встречающуюся в плагиоклазе, серицитом; вероятно, что такая слюда представляет вторичный парагонит.

Монокл. — $K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$.

$Nm = 1,582 - 1,610$; $Ng - Np = 0,036 - 0,049$.

Нефелин встречается зернами в богатых натрием глубинных изверженных горных породах и в форме зерен и кристаллов в излившихся горных породах; минерал никогда не встречается в породе совместно с первичным кварцем и имеет довольно различимую спайность по (0001) и (1010). Характер удлинения отрицательный. Встречается аномальная двусность с малым углом оптических осей. Часто разложившийся и мутный. Легко разлагается HCl с выделением студня кремневой кислоты. Нефелин имеет сходство с кварцем, но отличается от него отрицательным оптическим характером; от сходного кордиерита отличается одноосностью. Сходные с ним скаполиты встречаются в метаморфических породах, в гнейсах, кристаллических сланцах, зернистых известняках и редко находятся в первичных изверженных горных породах.

Гексаг. — $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.

$Nm = 1,536 - 1,549$; $Nm - Np = 0,003 - 0,005$.

Оливин с содержанием железа и магния приблизительно в одинаковых пропорциях является обычным первичным минералом в основных изверженных горных породах и в качестве побочного (акцессорного) — в основных кристаллических сланцах, гнейсах и мраморах. Минерал изменяется в актинолит, автофиллит, иддингит, магнетит, хромит, опал, кварц, серпентин, тремолит и другие минералы; изменения в серпентин и магнетит являются наиболее обычными. Угол $2V = 90^\circ \pm$. С HCl оливин дает немного студня кремневой кислоты. Плоскость оптических осей в разрезах, дающих прямое угасание, параллельно (001) и перпендикулярно следам спайности оливина по (010) и (100), между тем как у пироксенов плоскость оптических осей при тех же условиях наблюдения параллельна (010) и следам призматической спайности. Фаялит имеет $2V = 50^\circ \pm$, высшие интерференционные цвета и является отрицательным. Форстерит имеет $2V = 85^\circ$, но иной парагенезис.

Ромбич. — $(Mg, Fe) O \cdot SiO_2$.

$Nm = 1,665 - 1,700$; $Ng - Np = 0,035 - 0,040$.

Олигоклаз (см. плагиоклазы, стр. 51...).

Ортит (алланит), цериевый эпидот, встречается в различных гранитовых породах в форме зерен, призм и столбиков, удлиненных по b или c , обладает высоким двупреломлением, которое однако понижается до нуля при разложении минерала в вещество, паоломинающее по внешнему виду смоле. Минерал обладает различной спайностью

по (001), нередко зонарным строением; неизменный обладает сильным плеохроизмом: Np — зеленовато-бурый, Nm — красновато-бурый, Ng — буровато-желтый. Плоскость оптических осей или параллельна или перпендикулярна к (010); $2V$ — большой, $cNp = 22 - 41^\circ$. Бурая роговая обманка имеет меньший угол угасания и более ясную спайность, рутил и касситерит являются одноосными и имеют более сильное двупреломление и более высокие показатели преломления. Ортит бывает часто окружен плеохроистичным венчиком.

Монокл. — $4(\text{Ca}, \text{Fe}) \text{O} \cdot 3(\text{Al}, \text{Ce}, \text{Fe}, \text{Di})_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

$Nm = 1,65 - 1,78$; $Ng - Np = 0,00 - 0,03$.

Ортоклаз (см. полевые шпаты, стр. 51. . . .).

Оттрелит является минералом, почти исключительно встречающимся в глинистых породах, измененных процессами динамометаморфизма. Минерал встречается в листочках и пластинках, напоминающих слюду, и обыкновенно показывает структуру роста в форме песочных часов. Оптический характер удлинения — положительный; $2E$ — большой; наблюдается дисперсия осей; $cNg = 3 - 30^\circ$. Плеохроизм или отсутствует или является весьма слабым; Ng — желтовато-зеленый, бесцветный, Nm — голубой, Np — оливково-зеленый. Хорошая спайность по (001), слабое двупреломление и парагенезис отличают оттрелит от других минералов. Цонзит имеет прямое угасание, другие цвета и меньший угол $2V$. Клиноцоизит имеет другой вид спайности — $(001) : (100) = 65^\circ$ и показывает обыкновенно аномальные интерференционные цвета.

Монокл. — $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

$Nm = 1,73 \pm$; $Ng - Np = 0,010 \pm$.

Парагонит, бесцветная слюда, содержащая натрий, аналогична по составу и свойствам мусковиту и обычна в некоторых кристаллических сланцах (парагонитовых сланцах); вероятно парагонит, а не мусковит является вторичной слюдой при разложении плагиоклазов. Оптически парагонит неогличим от мусковита, $2V = 40^\circ \pm$; $2E = 70^\circ \pm$, характер удлинения положительный.

Монокл. — $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

$Nm = 1,59 - 1,61$; $Ng - Np = 0,036 - 0,049$.

Пектолит — встречается как вторичный минерал, подобно цеолитам в пустотах основных изверженных горных пород, в нефелиновых сиенитах, иногда в метаморфических породах. Минерал обычно встречается в табличках, столбиках, палочках, удлиненных по оси b , которые редко однако органичены на концах плоскостями, или же встречается в форме волокнистых агрегатов, игольчатых кристаллов иногда радиально расположенных. Плоскость оптических осей и Ng перпендикулярны (010); угол aNp мал. Сходный воластонит является отрицательным, имеет более низкие интерференционные цвета и более высокие показатели преломления; $cNp = 32^\circ$. Пироксены имеют другую ориентировку интерференционной фигуры по отношению к следам спайности.

Монокл. — Содержащий гидроксил силикат натрия и кальция.

$Nm = 1,606 \pm$; $Ng - Np = 0,033 - 0,038$.

Пеннин представляет вид хлорита и встречается как продукт гидротермального разложения биотита и других феррических минералов, в форме листочков, чешуек и листоватых агрегатов. В прициплите пеннин может замещать полевой шпат. Минерал встречается в пустотах и жилах во всевозможных горных породах. Пеннин обычно почти одноосен и имеет отрицательный, реже положительный оптический характер, прямое угасание и бледнозеленый цвет, с заметным плеохроизмом: Nm и Np — зеленые, Ng — желтоватый. Минерал обладает весьма слабым двупреломлением. Часто наблюдаются аномальные интерференционные цвета берлинской лазури. Слюды имеют высшие интерференционные цвета и другой характер плеохроизма; серпентин также имеет более высокое двупреломление, редко обладает плеохроизмом и кроме того имеет более низкие показатели двупреломления. Отличить пеннин от антигорита возможно только химическим путем.

Монокл. — $5(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$.

$Nm = 1,56 - 1,59$; $Ng - Np = 0,000 - 0,004$.

Пиомонит, марганцевый эпидот, встречается в глаукофановых и других кристаллических сланцах, реже в некоторых порфирах. Минерал образует двойники по (100), имеет совершенную спайность по (001) и углы угасания на (010): $cNp = 7^\circ \pm$ и $aNg = 32^\circ \pm$; $2V = 70^\circ \pm$. Минерал обладает характерным и сильным плеохроизмом: Np — оранжевый, Nm — фиолетовый, аметистовый, Ng — красный. Принадлежность пиомонита к группе эпидотов и присущий ему характерный плеохроизм отличают этот минерал от всех других.

Монокл. — $4CaO \cdot 3(Al, Mn, Fe)_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O$.

$Nm = 1,73 - 1,77$; $Ng - Np = 0,03 - 0,048 \pm$.

Пистацит (см. эпидот).

Рибеккит, амфибол, богатый железом и натрием, встречается в изверженных горных породах, богатых натрием и железом, как щелочных гранитах, а также в метаморфизованных изверженных и осадочных горных породах. Волокнистая разность рибеккита носит название голубого асбеста — крокидолита. Плоскость оптических осей и острая биссектриса Ng перпендикулярны к (010) или же плоскость оптических осей параллельна (010); угол угасания на плоскости (010) $cNp = 5^\circ$; минерал имеет отрицательный характер удлинения и большой угол оптических осей; обладает характерным плеохроизмом: Np — темносиний, Nm — светлосиний, Ng — желтовато-зеленый. Рибеккит отличается от других минералов амфиболовой спайностью, от других амфиболов, за исключением глаукофана, гастальдита и арфедсонита синим цветом. Цвета плеохроизма у глаукофана, имеющего кроме того положительное удлинение, меняются в фиолетовых тонах, у арфедсонита — зеленовато-голубых и лавендовых; арфедсонит имеет кроме того более высокое, чем рибеккит, двупреломление. Скрываемое темной окраской минералов большое двупреломление может быть узнаваемо по большому числу изохроматических кривых, наблюдаемых в интерференционной картине в сходящемся свете.

Монокл. — $Na_2O \cdot FeO \cdot Fe_2O_3 \cdot 5SiO_2$.

$Nm = 1,687 - 1,695$; $Ng - Np = 0,004 \pm$.

Роговая обманка. Обыкновенная роговая обманка весьма распространена в кислых и средних изверженных горных породах, а также в метаморфических сланцах и образует обычно удлиненные призмы, реже — пучки волокон; минерал обладает характерной амфиболовой спайностью и сильным плеохроизмом в зеленых, реже — бурых тонах. Роговая обманка имеет положительный характер удлинения; $2V = 80^\circ \pm$; угол угасания на плоскости (010), параллельной плоскости силовых осей, $cNg = 20^\circ \pm$. Паргаситом называют близкий по составу к обыкновенной роговой обманке зеленый амфибол, обладающий однако положительным оптическим характером, меньшим углом оптических осей ($2V = 60^\circ \pm$) и большим углом угасания ($cNg = 28^\circ \pm$). Арфедсонит имеет отрицательное удлинение; другие амфиболы имеют другие углы угасания. Амфиболовая спайность отличает роговую обманку от всех прочих минералов. Базальтическая роговая обманка представляет обычный минерал в излившихся базальтовых породах. Минерал часто имеет опалитовые каемки. Минерал обладает плеохроизмом в резко выраженных бурых и желтых тонах и схемой абсорбции: $Ng > Nm > Np$; иногда также в зеленых и бурых тонах: Np — зеленый, Nm и Ng — бурые. Угол угасания на (010) $cNg = 0 - 12^\circ$. Биотит всегда имеет шелковистый блеск при скрещенных николях.

Монокл. — Силикат Ca, Mg и Fe, с содержанием Al_2O_3 , F, и OH.
 Рогов. обм. обыкн.: $Nm = 1,64 - 1,675$; $Ng - Np = 0,019 - 0,026$.
 Рогов. обм. базальт.: $Nm = 1,68 - 1,73$; $Ng - Np = 0,023 - 0,068$

Рутил встречается как побочный (акцессорный) минерал в гранитах, сиенитах, гнейсах и слюдяных сланцах и в качестве вторичных микролитов в аргиллитах; находится также в зернистых известняках и находится совместно с апатитом в жилах. Рутил встречается в форме зерен, иногда в форме коленчатых двойников, обычно также в форме игольчатых кристаллов (в кварце). Минерал обычно дает также сетчатые, так называемые сагенитовые прорастания в минералах флогопите, биотите и гематите. Рутил имеет хорошую призматическую спайность, алмазный блеск и положительное удлинение. Плеохроизм редко заметный в тонких шлифах: Nm — желтовато-бурый, Ng — буровато-желтый, зеленовато-желтый. Касситерит имеет более низкое двупреломление, худшую спайность; анатаз является отрицательным и имеет гораздо более низкое двупреломление; бруксит двуосен и имеет другой кристаллографический габитус; перовскит является изотропным.

Тетраг. — TiO_2 . $Nm = 2,603 - 2,616$; $Ng - Nm = 0,286$.

Санидин (см. стр. 51. . .).

Серпентин (хризотил) является всегда вторичным минералом, обычно волокнистым, и встречается в качестве продукта разложения оливина, реже — пироксена или амфибола, возможно и других феррических минералов, богатых железом и магнием. Жилки более крупных волоконцев хризотила в серпентитах образуют промышленные месторождения хризотил-асбеста. Плоскостью оптических осей у хризотила является (010); направление колебаний луча Ng параллельно с и удлинению; $2V = 32^\circ \pm$. Антигорит представляет собой массив-

ную пластинчатую разность принадлежащего к группе хлоритов минерала, повидимому того же, что и серпентин, состава; в группу серпентина включается волокнистая разность антигорита. Антигорит имеет отрицательный оптический характер. Пеннин имеет меньшее дву-преломление, обычно аномальные интерференционные цвета, а также обладает и в тонких шлифах плеохроизмом. От волокнистых моноклинных амфиболов хризотил отличается более слабыми дву-преломлением и преломлением и прямым угасанием; волокнистый антофиллит обладает также большими дву-преломлением и преломлением и кроме того большим углом оптических осей ($2V = 85 \pm$).

Ромбич.— $3MgO, 2SiO_2 \cdot 4H_2O$.

$Nm = 1,512$ ($2V$ — больш.); $Nm = 1,543 \pm$ ($2V = 32^\circ \pm$); $Ng - Np = 0,009 - 0013$.

Сидерит встречается во многих осадочных и метаморфических горных породах, известняках, сланцеватых глинах, глинистых сланцах, слюдяных сланцах, гнейсах, является также обыкновенным минералом рудных жил; находится в качестве вторичного минерала и в основных изверженных горных породах. Сидерит имеет непельно-сероватый, желтоватый или буроватый оттенок и заметную абсорбцию. Минерал отличается от кальцита, доломита и магнезита тем, что у него оба главных показателя преломления значительно выше, чем у канадского бальзама, а также обычно и присутствием лимонита в качестве его продукта разложения. От кальцита и доломита сидерит отличается нерастворимостью в холодной соляной кислоте, от магнезита и доломита — обычным присутствием двойникового строения.

Триг.— $FeO \cdot CO_2$.

$Nm = 1,86 - 1,875$; $Nm - Np = 0,19$.

Силлиманит встречается в качестве контактного минерала, а также продукта ассимиляции аргиллитов в гранитах в форме длинных, тонких игл, не ограниченных на концах плоскостями; встречался в эклогитах, может также находиться в гранитах и гнейсах в форме призм и пучков игл. Мутный, когда тонковолокнистый. Его спайность по (010) является совершенной и кроме того у него имеется поперечная трещиноватость. Плоскость оптических осей параллельна (010), и острая биссектриса Ng параллельна удлинению c ; $2V = 20 - 33^\circ$; $2E = 34 - 58^\circ$. В тонких шлифах минерал бесцветный. Апатит сходной поперечной трещиноватостью имеет более низкое дву-преломление и отрицательное удлинение. Андалузит является отрицательным, имеет отрицательное удлинение, более низкое дву-преломление и у него плоскость оптических осей является перпендикулярной плоскости спайности. Скаполиты одноосны, отрицательны и имеют отрицательное удлинение. Цоизит имеет более слабое дву-преломление и другую ориентировку индикатриссы.

Ромбич.— $Al_2O_3 \cdot SiO_2$.

$Nm = 1,658 - 1,670$; $Ng - Np = 0,020 - 0,023$.

Скаполиты представляют изоморфную смесь алюмосиликатовых молекул содержащего Na и Cl маршалита (Ma) и содержащего CaO и CO_2 мейонита (Me). Скаполиты встречаются в метаморфических горных породах, гнейсах, сланцах, в контактно измененных известня-

ках и как вторичные минералы в богатых кальцием основных горных породах, вулканических лавах и в пустотах включений известняков в них. Длинно-или короткопризматические кристаллы имеют у маршалита ясную спайность по (110), у мейонита — ясную спайность по (100) и менее ясную по (110). При отсутствии спайности скаполиты напоминают кварц, отличаются однако от последнего большим двупреломлением и отрицательным оптическим характером. Парегенезис, двупреломление и спайность отличают скаполиты от нефелина; на разрезах, дающих фигуру интерференции, следы спайности пересекаются под прямым углом. Оптические аномалии, выражающиеся в раскрытии креста интерференционной фигуры, встречаются у скаполитов весьма редко. Скаполиты легко превращаются в слюды и другие минералы.

Тетраг.— Марианит (Ma) — $3(\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2) \cdot \text{NaCl}$.

Мейонит (Me) — $3(\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2) \cdot \text{CaCO}_3$.

Дипиром называют смесь $\text{Ma}_{80}\text{Me}_{20}$ — $\text{Ma}_{50}\text{Me}_{50}$; для дипира — $Nm = 1,55 — 1,57$; $Nm — Np = 0,008 — 0,025$; для скаполитов $Nm = 1,54 — 1,61$; $Nm — Np = 0,002 — 0,040$.

Сподумен встречается в качестве довольно редкого минерала в пегматитовых жилах, где часто имеет крупные размеры, встречается также в гранитах и гнейсах. Сподумен имеет типичную пироксеновую спайность, плоскость оптических осей параллельна (010); $2V = 60^\circ \pm$, угол угасания на (010) $cNg = 13 — 26^\circ$. Обычно тонкие его шлифы не имеют плеохроизма, толстые же — имеют: Np — Nm — аметистово-лиловый, Ng — бесцветный. Во многих случаях минерал бывает превращенным в волокнистую массу, состоящую из альбита и минерала эвкритита. Умеренное двупреломление, отчасти плеохроизм и парегенезис отличают минерал от других пироксенов; оптические определения могут быть подкреплены микрохимическим определением лития.

Монокл.— $\text{Li}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$.

$Nm = 1,665 — 1,675$; $Ng — Np = 0,016 — 0,027$.

Ставролит встречается в кристаллических сланцах в качестве минерала контактного или динамометаморфизма, а также в качестве эндоморфного контактного минерала в изверженных горных породах. Минерал образует короткопризматические кристаллы и имеет ясную спайность по (010). Часты двойники. Плоскость оптических осей параллельна (100), и острая биссектриса Ng перпендикулярна (001); характер удлинения положительный; $2V = 85^\circ \pm$. Минерал имеет золотисто-желтый, красный или бурый цвет и плеохроизм: Ng — красно-бурый, Np и Nm — золотисто-желтые. Для ставролита характерны включения, симметрично расположенные или же расположенные в форме почти параллельных лент. Андалузит является отрицательным и имеет другой вид плеохроизма; гедрит имеет меньший угол о. осей ($2V = 57 — 79^\circ$) и амфиболовую спайность. Антофиллит имеет также амфиболовую спайность и в тонких шлифах редко обладает плеохроизмом. Везувиян имеет бледножелтый цвет, более низкое двупреломление и является отрицательным.

Ромбич.— $2\text{FeO} \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

$Nm = 1,741 — 1,754$; $Ng — Np = 0,010 — 0,015$.

Стильбит принадлежит к группе цеолитов и встречается в столбиках, удлинённых по c , табличках и листочках по (010), а также радиальных и шпоровидных группах, в пустотах базальтов и реже — в гранитах. Плоскость оптических осей параллельна (010). Угол угасания $cNp = 5^\circ \pm$; $2V = 33^\circ \pm$; $2E = 52^\circ \pm$; оптический характер отрицательный. Минерал разлагается соляной кислотой, но без образования студия. Стильбит отличается от филлипсита и гармотома формой пластинчатых агрегатов, отрицательным характером удлинения и углом угасания; от гейландита — оптическим знаком.

Монокл. — $(Na_2, Ca, O)Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 5H_2O$.

$Nm = 1,498 - 1,504$; $Ng - Np = 0,006 - 0,011$.

Тальк весьма распространен в некоторых кристаллических сланцах, среди которых образует также породы, которые или почти только из него состоят, как тальковые сланцы и плотные стеатиты, или в которых он преобладает как массивные тальковые камни. В последних тальк парагенетически связан с карбонатами, главным образом с магнезитом, с хлоритом, тремолитом и серпентином. В изверженных горных породах тальк встречается как не совсем обычный продукт разложения оливина, энстатита. Минерал обладает совершенной спайностью по (001). Плоскость оптических осей параллельна (100); $2V = 20^\circ \pm$; острая биссектриса Np почти перпендикулярна (001); характер удлинения положительный. Так же, как и мусковит, при скрещённых николях тальк имеет шелковистый блеск. От пиррофиллита и мусковита его отличает малый угол оптических осей; от бруксита — двуосность, оптический знак и нерастворимость в кислотах; без применения химических реакций тальк не легко отличить от серицита¹, хотя показатели преломления талька несколько ниже.

Ромбич. — $3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$.

$Nm = 1,575 - 1,590$; $Ng - Np = 0,030 - 0,050$.

Титанит является обычным побочным минералом в кислых глубинных изверженных горных породах, таких, как граниты и сиениты; часто встречается в нефелиновых сиенитах и менее обычно в диоритах; находится также часто в гнейсах, кристаллических сланцах и некоторых известняках. В форме вторичного минерала, лейкоксена, титанит образуется из титаномагнетита, ильменита, рутила и других минералов, содержащих Ti. Титанит встречается в форме призм, клиновидных ромбов и зерен. В кристаллических сланцах мелкие яйцевидные зерна образуют мутные скопления. Различима спайность по (110).

Минерал обладает слабым плеохроизмом в бурых и желтых тонах; схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$. Плоскость оптических осей параллельна (010); $cNp = 39^\circ$; $2V = 33^\circ \pm$; $2E = 45 - 68^\circ$; сильная дисперсия осей дает окраску изограм. Монацит имеет более низкое двупреломление, меньший угол угасания и слабую дисперсию; брукит имеет прямое угасание и меньший угол оптических осей; рутил — одноосен.

Монокл. — $CaO \cdot TiO_2 \cdot SiO_2$.

$Nm = 1,894 - 1,935$; $Ng - Np = 0,08 - 0,14$.

¹ Серицит, прокаленный с раствором азотнокислого кобальта, дает синюю окраску.

Титаноливин (титанклиногумит) — редкий минерал, встречается в серпентинах и тальковых сланцах; отсутствием спайности напоминает оливин, но отличается от последнего наличием плеохроизма: Np — красновато-желтый, кроваво-красный, Nm и Ng — оранжево-желтые; $2E = 120^\circ$.

Ромбич. — $2(Mg, Fe)O \cdot (Si, Ti)O_2$.

$Nm = 1,678$; $Ng - Np = 0,033$.

Топаз встречается как пневматолитический минерал в контактовых зонах и пегматитах, обычно в парагенезисе с касситеритом, флюоритом, турмалином, бериллом. Минерал образует призматические кристаллы с совершенной спайностью по (001), которая однако плохо видна в тонких шлифах. Плоскость оптических осей параллельна (010), острая биссектриса Ng перпендикулярна (001); $2V = 65^\circ \pm$; $2E = 71 - 129^\circ$; оптический характер удлинения положительный, отнесенный к направлению следов спайности — отрицательный. Кварц имеет более низкий рельеф и является одноосным. Андалузит — отрицательный и имеет больший угол оптических осей. Апатит — одноосный и отрицательный. Везувиян — одноосный и обыкновенно слегка плеохроистичен. Дистен — отрицательный и имеет положительное удлинение. Корунд — одноосный и отрицательный.

Ромбич. — $2(Al, F)O \cdot SiO_2$.

$Nm = 1,610 - 1,631$; $Ng - Np = 0,008 - 0,010$.

Тремолит имеет типичную амфиболовую спайность по (110) и встречается в кристаллах, длинных или коротких, часто лезвиевидных или волокнистых или же компактных в метаморфизованных, богатых окисью магния и бедных окисью железа известняках. Там, где в известняках было много железа, образуется актинолит; в породах, состоявших из сидерита, образуется грюнерит. Минерал образует также и жилы; волокнистые разности дают промышленный асбест. Плоскость оптических осей у тремолита параллельна (010), угол $cNg = 16^\circ$; $2V = 85^\circ \pm$; оптический характер удлинения положительный. Тремолит почти не разлагается HCl. Актинолит обладает бледнозеленым цветом и слабым плеохроизмом; властфит дает с HCl студень кремневой кислоты и показывает след плоскости оптических осей под прямым углом к удлинению.

Монокл. — $CaO \cdot 3MgO \cdot 4SiO_2$.

$Nm = 1,613 - 1,625$; $Ng - Np = 0,26 \pm$.

Тридимит встречается в пустотах кислых излившихся горных пород в форме гексагональных табличек, или округленных кристаллов, или розетковидных агрегатов, или в виде налегающих друг на друга стопочек очень мелких пластинок, дающих впечатление расположенных под прямым углом следов спайности. Тридимит является устойчивой формой SiO_2 между 870° и 1470° и переходит в кварц ниже 870° и в кристобаллит — выше 1470° . Плоскость оптических осей параллельна (100); $2V = 35^\circ \pm$; $2E = 60^\circ \pm$. Острая биссектриса Ng перпендикулярна к (001). Оптический характер удлинения отрицательный. Своим низким показателем преломления, рабигусом и парагенезисом тридимит легко отличается от других минералов.

Ромбич. — (псевдогексар.) — SiO_2 .

$Nm = 1,469$; $Ng - Np = 0,004$.

Тулит представляет доизит с содержанием марганца и встречается в пегматитах и кристаллических сланцах. Минерал имеет слабый плеохроизм: $c = Np$ — светлорозовый, бесцветный, $b = Nm$ — красноватый, $a = Ng$ — желтоватый.

Ромбич. — Содержащий Mn доизит ($4CaO \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O$).
 $Nm = 1,696 — 1,703$; $Ng — Np = 0,005 — 0,009$.

Турмалин — пневматолитический минерал, встречается в гранитах и пегматитах, а также породах, подвергшихся контактному воздействию первых, — сланцах, гнейсах, тальковых породах, известняках, мраморах. Турмалины, встречающиеся в мраморах, обладают обычно бурым цветом, встречающиеся в грейзене — сине-черным; в ассоциации с лепидолитом — красным. Правило это имеет однако исключения, и кроме того два цвета могут встречаться у турмалинов одного и того же месторождения. Турмалины образуют призмы, зерна и иглы; последние встречаются в форме радиально расположенных лучей, называемых турмалиновыми солнцами. Эти скопления могут находиться или в одной плоскости или же давать турмалиновые лучи от центра по всем направлениям. В последнем случае в тонких шлифах можно видеть в центре скоплений, три-, шести- и девятиугольные разрезы, близкие к плоскости базошиповоида, иногда показывающие характерное зонарное строение, и вокруг последних — радиально расположенные столбики и иглы. Одноосность, сила и характер плеохроизма легко отличают турмалин от всех других минералов, большинство которых является более темным, когда направление колебаний поляризатора параллельно удлинению, между тем как у турмалина максимальное поглощение света происходит при направлении колебаний поляризатора, перпендикулярном к его оптически отрицательному удлинению.

Гексаг. — Содержащий алюмосиликат Na, Li, Mg, Cr и Fe.

Для литиевого: $Nm = 1,635 — 1,65$; $Nm — Np = 0,020 \pm$.

Для железистого: $Nm = 1,64 — 1,69$; $Nm — Np = 0,040$.

Для магниевого: $Nm = 1,630 — 1,655$; $Nm — Np = 0,02 — 0,025$.

Фаялит — редкий минерал, встречается в пегматитах, излившихся и других изверженных горных породах, богатых железом и как контактный минерал в метаморфизованных известняках; является обычным искусственным минералом металлургических шлаков. Фаялит образует таблички по (100) или формы, напоминающие оливин, имеет ясную спайность по (010) и плохую по (100). Плоскость оптических осей параллельна (001); острая биссектриса Np перпендикулярна к (010); $2V = 50^\circ \pm$. Минерал в тонком шлифе обычно бывает бесцветным или желтоватым, зеленоватым, красноватым, иногда с слабым плеохроизмом в желтых и красных тонах. Оливин оптически обычно положителен и имеет больший угол осей и меньшие преломление и двупреломление. Форстерит является положительным, имеет также больший угол осей и более низкие показатели преломления.

Ромбич. — $2FO \cdot SiO_2$.

$Nm = 1,85 — 1,88$; $Ng — Np = 0,042 — 0,050$.

Флогопит встречается главным образом как контактный минерал в мраморах и кристаллических доломитах. Минерал принадлежит к группе слюд и относится к системе биотита, отличаясь от последнего более слабой окраской, более слабым плеохроизмом в желтых тонах и большим углом оптических осей. $2V = 10^\circ \pm$. Плоскость оптических осей параллельна (010); Np — почти перпендикулярна (001); характер удлинения положительный. Тагльк, который подобно слюдам в скрепленных николях обладает шелковистым блеском, отличается от флогопита тем, что в шлифе бесцветен и имеет другой парагенезис.

Монокл. — $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6MgO \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$.

$Nm = 1,564 - 1,606$; $Ng - Np = 0,033 - 0,044$.

Форстерит, или магниевый оливин, редко встречается в изверженных горных породах, являясь по преимуществу минералом динамически и контактно метаморфизованных известняков, основных кристаллических сланцев и гнейсов. Минерал обладает ясной спайностью по (010) и (001). Последняя обычно проявляется в форме толстых неправильных трещин. Плоскость оптических осей параллельна (001); острая биссектриса Ng перпендикулярна к (100); $2V = 85^\circ$. Показатели преломления и способ образования отличаются форстерит от оливина. Ориентировка интерференционной фигуры минерала (см. оливин) отличает его от пироксена.

Ромбич. — $2MgO \cdot SiO_2$.

$Nm = 1,650 - 1,665$; $Ng - Np = 0,033 - 0,040$.

Хальцедон представляет волокнистую гидротермальную форму SiO_2 и заполняет в горных породах пустоты или цеолитом, или покрывает только стенки пустот, или же встречается в агрегатах, конкреционных массах или сферолитах; неясно двусный с малым углом оптических осей. $2E = 10 - 40^\circ$; оптический характер удлинения отрицательный. Цеолиты имеют меньше показатели преломления и разлагаются кислотами; псевдохальцедон является отрицательным.

Ромбич. — $SiO_2 + H_2O$.

$Nm = 1,533 - 1,539$; $Ng - Np = 0,001 - 0,008$.

Хлориты (см. клинохлорит и пеннин).

Цинвальдит представляет литиевую слюду, относящуюся к системе лепидолита и по составу занимающую промежуточное положение между лепидолитом и биотитом. Цинвальдит встречается в грейзенах и других породах, находящихся в связи с месторождениями олова. Минерал обладает более слабым, чем биотит, плеохроизмом с абсорбцией $Ng > Nm > Np$; $2V = 35^\circ \pm$; $2E = 10 - 60^\circ$; $b = Nm$; $cNp = 0 - 7^\circ$. Лепидолит имеет другое положение плоскости оптических осей; $b = Ng$; $cNp = 0 - 2^\circ$; реже $b = Nm$ и $cNg = 0 - 2^\circ$. Цинвальдит не отличим от биотита без применения реакции на литий.

Монокл. — Алумосиликат, содержащий K, Li, Fe, F, OH.

$Nm = 1,56 - 1,59$; $Ng - Np = 0,03 \pm$.

Циркон является обыкновенным второстепенным и побочным минералом в кислых и натровых горных породах, встречается однако в сланцах и в гнейсах и как остаточный минерал в продуктах разложения изверженных горных пород.

Минерал встречается в очень мелких характерных кристалликах, которые короче и толще кристалликов апатита и имеют блестящие интерференционные цвета 2-го и 3-го порядков; в более крупных зернах интерференционная окраска белая высшего порядка, и минерал имеет коричневатый оттенок и слабый, редко заметный плеохроизм. Циркон имеет положительный характер удлинения; зональное строение и двуосность ($2V = 10^\circ \pm$) встречается редко и лишь у крупных кристаллов. Иногда, благодаря явлениям разложения и гидратации, параллельно с понижением удельного веса циркона значительно понижаются его показатели преломления ($Nm = 1,85 \pm$), а также и сила его двупреломления.

Вокруг включений циркона в слюдах, хлоритах, кордиерите и андалузите характерны плеохроические венчики. От касситерита циркон отличается более слабым двупреломлением и парагенезисом.

Тетраг. — $ZrO_2 \cdot SiO_2$.

$Nm = 1,923 - 1,960$; $Ng - Nm = 0,034 - 0,044$.

Цоизит образует ромбические, безжелезистые α -разности и мало-железистые ($Fe_2O_3 = 5^\circ \pm$) β разности призматических кристаллов, которые встречаются в кристаллических сланцах, преимущественно амфиболитах, изверженных породах в качестве одной из составных частей ессюрита, продукта разложения полевых шпатов, реже — в пегматитах. Минерал обладает совершенной спайностью по (010). У α -цоизита плоскость оптических осей параллельна (010), Ng перпендикулярна (100), $2V = 30^\circ \pm$; у β -цоизита плоскость оптических осей параллельна (001), Ng перпендикулярна (100) и $2V = 60^\circ \pm$. Для некоторого среднего количества содержания в молекуле цоизита Fe_2O_3 ($< 5\%$) угол $2V = 0^\circ$. Для цоизита обыкновенны аномальные синие интерференционные цвета берлинской лазури. Характер удлинения обычно отрицательный. Клиноцоизит имеет угол угасания на (010), $aNg = 14 - 24^\circ$ и угол оптических осей $2V = 80 - 90^\circ$, между тем как цоизит имеет меньший угол осей и прямое угасание на удлиненных разрезах. Мелилит дает с HCl студень кремневой кислоты, имеет характерный рабигус и встречается только в бескварцевых породах. Везувиян имеет худшую спайность, более высокий рельеф и является одноосным.

Ромбич. — $4CaO \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O$.

$Nm = 1,696 - 1,703$; $Ng - Np = 0,005 - 0,009$.

Эвдиалит, эйколит, редкие минералы, близкие по составу и свойствам, встречаются в различных нефелиновых сиенитах и гранитах. Минералы имеют ясную спайность по (0001), розовый, карминный, красный, желтый или бурый цвета. В тонких шлифах окраска и плеохроизм обычно незаметны и изменчивы в одном и том же кристалле. Аномальный угол $2E$ также меняется в одном и том же кристалле и достигает 50° . Эвдиалит отличается от эйколита положительным оптическим характером и отрицательным характером удлинения. Топаз — всегда двуосен; апатит обладает худшей спайностью; длинные его кристаллы имеют поперечные трещины. Мелилит имеет характерные аномальные синие цвета берлинской лазури. Двупреломляющие гранаты имеют большие показатели преломления.

Гексаг. — Сложные силикаты кальция, натрия и железа, содержащие Zr, Ce, OH, Cl.

Для эйколига: $Nm = 1,620 - 1,643$; $Nm - Np = 0,001 - 0,010$.

Для эвдиалита: $Nm = 1,608 - 1,610$; $Ng - Nm = 0,001 - 0,004$.

Эгирин — минерал богатых натрием изверженных горных пород, главным образом нефелиновых сиенитов, фонолитов и лейцитифиров; находится однако также и в гранитах и сиенитах. Минерал встречается в форме тонких игл или кристаллов, ограниченных по концам плоскостями, дающими в разрезе тупые углы. Плоскость оптических осей параллельна (010); $2V = 60^\circ$. Темные цвета плеохроизма: Np — темнозеленый; Nm — более светлозеленый, желтовато-зеленый; Ng — желтоватый, буроватый; сильное двупреломление; угол угасания $cNp = 5^\circ \pm$, отрицательный характер минерала и его удлинение отличают эгирин от прочих пироксенов. Пироксеновая спайность отличает эгирин от прочих минералов. Близкий по виду к эгирину акмит встречается в кристаллах с заостренными окончаниями и имеет бурый цвет. Эгирин-авгит имеет больший угол угасания.

Монокл. — $Na_2O \cdot Fe_3O_5 \cdot 4SiO_2$.

$Nm = 1,77 - 1,82$; $Ng - Np = 0,050$.

Эгирин-авгит — пироксен изверженных горных пород, богатых Na_2O , в особенности нефелиновых сиенитов, фонолитов и лейцитифиров, а также некоторых щелочных гранитов и сиенитов, представляет переходную разность пироксена между авгитом и эгирином. Минерал образует короткопризматические кристаллы; имеет плоскость оптических осей, параллельную (010), $2V = 65^\circ \pm$, $cNg = 65^\circ \pm$; обладает таким же, как эгирин, плеохроизмом: Np — травяно-зеленый, Nm — светло-зеленый, Ng — желтоватый, буроватый. Оптический характер у эгирин-авгита, повидимому, положительный. Эгирин является оптически отрицательным и имеет угол угасания $cNp = 5^\circ \pm$; авгит имеет другие цвета, другой угол угасания и весьма слабый плеохроизм.

Монокл. — Август, богатый молекулой эгирина.

$Nm = 1,687 - 1,74$; $Ng - Np = 0,027 - 0,031$.

Энстатин является обычным минералом многих основных горных пород, а также серпентина, деривата этих пород; минерал встречается также в изверженных горных породах в качестве продукта контактного эндоморфизма и в кристаллических сланцах. Энстатит имеет обыкновенную пироксеновую спайность, прямое или симметричное угасание во всех разрезах, которые параллельны одной из кристаллографических осей, и лишен плеохроизма. Плоскость оптических осей параллельна (010); острая биссектриса Ng перпендикулярна (001); угол $2V = 90^\circ \pm$, преломление и двупреломление увеличиваются с содержанием FeO . Угол $2V$ уменьшается до 31° для безжелезистых искусственных энстатитов. В разрезах, перпендикулярных c , имеющих резкие следы спайности под углом около 90° , моноклинные пироксены показывают выход оптической оси, ромбические же — выход острой биссектрисы. Бронзит имеет слабый плеохроизм, гиперстен — резкий плеохроизм и является оптически отрицательным.

Ромбич. — $MgO \cdot SiO_2$.

$Nm = 1,653 - 1,68$; $Ng - Np = 0,008 - 0,011$.

Эпидот (пистацит, зеленый эпидот) является обычным контактным или динамометаморфным минералом в нечистых известняках и образуется в качестве вторичного, вероятно гидротермального минерала, в полевых шпатах многих изверженных горных пород. Минерал часто парагенетически связан с клиноцоизитом; был описан также как первичный минерал в гранитах; часто совместно с кварцем образует породы, называемые эпидозитами. Пистацит представляет эпидот, богатый железом; клиноцоизит — эпидот, лишенный железа или бедный им. Минерал имеет совершенную спайность по (001) и неясную по (100). Плоскость оптических осей перпендикулярна к удлинению кристаллов и параллельна (010); $2V = 75^\circ \pm$; $aNg = 25 - 30^\circ$; плеохроизм: *Np* — бесцветный, переходящий в желтоватый или зеленоватый; *Nm* — желтоватый или желтовато-серый; *Ng* — зеленый, переходящий в слабо-желтовато-бурый. Цвет, высокое преломление, прямое угасание в удлиненных разрезах по *b*, косое угасание на поперечных, приблизительно равносторонних разрезах по (010), высокое двупреломление, непостоянное однако в одном и том же кристалле, являются характерными оптическими свойствами эпидота. В противоположность авгиту разрезы, дающие след одной спайности и углы угасания, близкие к 0° , показывают плоскость оптических осей перпендикулярной к следу спайности.

Монокл. — $4CaO \cdot 3(Al, Fe)_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O$.

$Nm = 1,735 - 1,77$; $\bullet Ng - Np = 0,029 - 0,051$.

Эпистильбит — цеолит встречается в пустотах базальтовых пород в призмах и радиально-лучистых сферолитовых агрегатах. Минерал имеет совершенную спайность по (010); плоскость оптических осей параллельна (010); $2V = 44^\circ$; $2E = 75 \pm$, $eNg = 9^\circ$. Минерал разлагается HCl без выделения студня кремневой кислоты. Минерал отличается от стильбита положительным характером удлинения и несколько более высоким двупреломлением.

Монокл. — $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 5H_2O$.

$Nm = 1,510$; $Ng - Np = 0,010$.

Свойства и определение полевых шпатов

Минералы группы полевых шпатов имеют основную характеристику общей. Полевые шпаты бесцветны, относятся к сингониям моноклиной или триклинной, имеют сходные углы между плоскостями кристаллов и сходные двойниковые срастания; угол между двумя их совершенными плоскостями спайности по (001) и (010) колеблется от 86 до 90° ; твердость полевых шпатов колеблется от 6 до $6\frac{1}{2}$; удельный вес цельзиана равен $3,84$, ортоклаза — $2,55$, альбита — $2,61$, анортита — $2,76$. Средние числа получаются в изоморфных смесях. Для полевых шпатов можно дать следующую схему классификации:

Монокл.	Состав	Трикл:
Цельзиан	$BaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	—
Ортоклаз	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	Микроклин
Ортоклаз натровый . .	$(K, Na)_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	Анортклаз
—	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	Альбит
—	$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	Анортит

Двойниковые образования являются наиболее характерным свойством полевых шпатов, и различные их виды лучше всего различаются различными углами угасания.

Наиболее важными для полевых шпатов законами двойниковых сростаний будут следующие.

Альбитовый, который характеризуется двойниковой осью, перпендикулярной плоскости (010), и плоскостью сростания, параллельной (010).

Карлсбадский, который характеризуется двойниковой осью, параллельной оси c , и плоскостью сростания, также параллельной оси c , обычно близкой к плоскости (010).

Периклиновый, который характеризуется двойниковой осью, параллельной кристаллографической оси b , т. е. ребру плоскостей (100) и (001), и плоскостью сростания, находящейся в зоне (100) (001) под различным наклоном к (001) и образующей так называемый ромбический срез (рис. 1).

Все три перечисленных двойниковых закона встречаются в комбинации между собой и повторении; в последнем случае получают так называемые полисинтетические двойники. При комбинации альбитового и периклинового законов след плоскости сростания по альбитовому закону распознается на плоскости (001) тем, что по направлению этого следа имеем колебание луча Np ; между тем как направление следа сростания по периклиновому закону соответствует колебаниям луча Ng' (рис. 2).

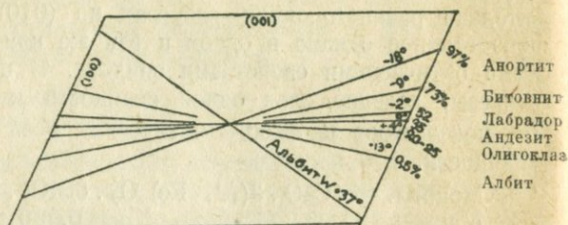


Рис. 1. Разрез полевого шпата по (010). Схема расположения плоскости сростания по периклиновому закону для различных плагиоклазов, для альбита по Вюльфунгу (N) для других по Бекке.

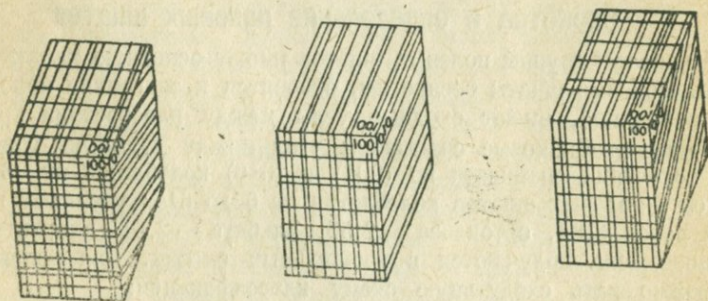


Рис. 2. Схема комплексных сростаний по альбитовому и периклиновому законам. а — для альбита б — для андезина в — аортита.

Ортоклаз (рис. 3) является оптически отрицательным; $b = Ng$; угол угасания на (001) по отношению к следу спайности (010) $= 0^\circ$; угол угасания $a Np (ax)$ на плоскости (010) по отношению к следу спай-

ности (001) = $+5^\circ \pm$; $2V = 70^\circ \pm$; $2E = 120^\circ \pm$; для дисперсии оптических осей имеем $\rho > v$; все показатели преломления ортоклаза ниже показателей преломления канадского бальзама. Наиболее обычным двойниковым законом для ортоклаза является карлсбадский. Срастающиеся части повернуты одна по отношению к другой на 180° . В разрезах, параллельных b , находящихся следовательно в зоне (001) (100), угол угасания по отношению как к следу спайности по (010), так и следу плоскости срастания по карлсбадскому закону является прямым. След плоскости срастания по карлсбадскому закону, когда этот след бывает видимым на разрезе, параллельном (010), дает углы в $63^\circ 57'$ со следом спайности по (001) и в $21^\circ \pm$ с направлением угасания, соответствующим $Nm (\beta)$ в обоих срастающихся частях двойника. В разрезах зоны (010) (100) по мере удаления разреза от плоскости (010) и приближения разреза к плоскости (100) угол между следом спайности и следом плоскости срастания возрастает от $63^\circ 57'$ до 90° , а угол угасания cNm от 21° также до 90° . Вначале возрастание угла угасания незначительное, но по мере того как разрез приближается к плоскости (100), нарастание величины угла угасания становится быстрым. Во всех разрезах этой последней зоны (100) (010) след плоскости срастания делит пополам как угол между направлениями угасания в обеих частях двойника, так и угол между направлениями в них следов спайности по (001). Зона (001) (010) одной части в двойнике по карлсбадскому закону совпадает с зоной (101) (010) другой.

Во всех разрезах этой зоны следы спайности одной части двойника являются параллельными следу плоскости срастания этой части, и угол угасания по отношению к этому следу изменяется от 0° на (001) до $3-7^\circ$ (12° —в натровом ортоклазе) на плоскости (010); в другой части двойника, в разрезе, параллельном (101), следы спайности по (001 и 010) направлены под прямым углом друг к другу, и направление угасания является им параллельным, а также параллельным следу плоскости срастания. По мере того как разрез становится более параллельным плоскости (010), угол угасания возрастает, пока не достигнет на плоскости (010) $48^\circ \pm$.

Бавенский двойниковый закон имеет у ортоклаза меньшее распространение, чем карлсбадский. Двойниковая ось этого закона перпендикулярна к плоскости (021); последняя является также и плоскостью срастания. В разрезах, перпендикулярных этой плоскости, след последней делит по диагонали следы спайности по (001) и (010). Обе части бавенского двойника угасают одновременно, и направления угасания параллельны следам спайности, но направление Np в одной части двойника перпендикулярно направлению Np в другой, и плоскости оптических осей в обеих частях также направлены друг к другу под прямым углом.

Манебахский двойниковый закон является еще более редким. У этого закона двойниковой осью служит перпендикуляр к плоскости (001), которая является также и плоскостью срастания.

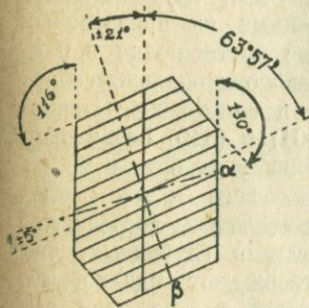


Рис. 3. Ортоклаз, схема разреза по (010)

Санидин, за исключением величины угла оптических осей $2V$, который гораздо меньше, чем у ортоклаза, и может уменьшаться до 0° , в других свойствах близок к ортоклазу. Ориентировка индикатриссы может быть также отличной от таковой ориентировки у ортоклаза: $b = Nm$; $aNp = +5^\circ$; дисперсия оптических осей $\rho < v$.

Микроклин обладает таким же химическим составом, как и ортоклаз, и также имеет отрицательный оптический характер. Углы угасания у него на (010) $aNp = +5^\circ$; на (001) $aNp' = +10^\circ$ до $+15^\circ$. Величины показателей преломления, сила дупреломления и дисперсия оптических осей такие же, как у ортоклаза; $2V = 71-84^\circ$. Полисинтетически двойниковые образования, встречающиеся в комбинации одновременно и по альбитовому и по периклиновому законам, придают микроклину характерную решетчатую структуру.

Анортоклаз сходен с ортоклазом по отрицательному оптическому характеру, силе дупреломления и характеру дисперсии оптических осей; отличается от него более высокими показателями преломления, меньшим углом $2V = 50^\circ \pm (2E = 45-90^\circ)$ и величинами углов угасания; на (010) $aNp' = +4^\circ$ до $+10^\circ$; aNp' на (001) $= +1^\circ$ до $+4^\circ$. В некоторых случаях, подобно микроклину, анортоклаз образует комбинированные полисинтетические двойники; от микроклина анортоклаз однако отличим по другим углам угасания на (001) и (010).

Плагиоклазы образуют изоморфный ряд смесей, состоящих преимущественно из альбита и анортита. Отдельные члены этого ряда определяются в границах содержания $NaAlSi_3O_8$ и $CaAl_2Si_2O_8$ — молекул альбитовой (Ab) и анортитовой (An), приведенных на прилагаемых диаграммах. Следует отметить, что молекулярные соотношения в плагиоклазах Ab и An соответствуют содержанию (пропорциональны содержанию) в них по весу альбитового вещества и анортитового вещества. Угол между плоскостями спайности по (001) и (010) почти один и тот же по величине для всех членов ряда ($86^\circ 29'$ у альбита и $85^\circ 50'$ у анортита). Угол между кристаллографическими осями, a и c у альбита равен $116^\circ 29'$ и у анортита $115^\circ 55'$. Все плагиоклазы встречаются в различных изверженных горных породах как в глубинных, так и в излившихся и жильных; наблюдения подтверждают однако, что в изверженной горной породе может встречаться только один вид плагиоклаза одной генерации. Плагиоклазы глубинных пород могут быть зональными, причем внутренние зоны обладают более основным характером, чем внешние, но независимо два различных вида плагиоклаза встречаются в изверженной горной породе не могут. Может случиться, что разрез шлифа пройдет через верхнюю, более кислую зону плагиоклаза, но в таком случае другие зональные кристаллы могут послужить для правильных выводов. В излившихся изверженных горных породах плагиоклазы-вкрапленники (фенокристаллы) могут по своему составу значительно отличаться от плагиоклазов в основной массе, так как те и другие принадлежат к разным генерациям. Фенокристаллы, как ранее выделившиеся, обычно являются более основными и также могут быть зональными.

Альбит и близкие к нему кислые плагиоклазы встречаются не только в изверженных горных породах, но также в кристаллических сланцах и гнейсах; кроме того рассеянными кристаллами также и в некоторых известняках. Анортит находится также в метеоритах и

шлаках. Плагноклазы так же, как и щелочные полевые шпаты, могут встречаться и в качестве алотигенного, кластического материала и в песчаниках; богатые ими песчаники называются аркозами.

Плагноклазы почти всегда представляют двойники по альбитовому закону и имеют различные и характерные для отдельных их видов углы угасания. Было предложено много методов для распознавания плагноклазов. Наиболее практичные и в то же время простые из этих методов приводятся ниже, причем для определения даются так же и необходимые диаграммы.

Методы определения плагноклазов

1. При помощи определения удельного веса (рис. 4, кривая *B*). Кривая величин удельного веса γ плагноклазов приближается к прямой линии; изменения удельного веса плагноклазов, соответствующие изменению их состава, значительны, а именно составляют около 0,002(+)- на каждый процент апортита. Когда материал не загрязнен включениями или продуктами выветривания, определения плагноклазов при помощи определения их удельного веса дают хорошие результаты. Включения стекла, а также загрязнения каолином понижают величины удельного веса плагноклазов; включения же большинства других минералов, а также загрязнения их серицитом, парагонитом и сосюритом повышают их удельный вес. В условиях микроскопической лаборатории можно рекомендовать для определения удельного веса метод погружения минерала в тяжелую жидкость и определение удельного веса жидкости при посредстве измерения ее показателя преломления.

2. При помощи определений оптического характера и угла оптических осей (рис. 4, кривая *C*). Оптический характер плагноклазов меняется в изоморфном ряду четыре раза и может служить для разделения их на четыре группы; для уточнения определения члена ряда необходимо прибегать однако к другим методам. Когда величина угла оптических осей $2V$ находится в пределах $85-90^\circ$, изгиба изогипсы наблюдать нельзя, поэтому определение оптического характера для некоторых плагноклазов в сходящемся свете становится невозможным.

3. При помощи определения относительной величины показателей преломления на границе плагноклазов с другими минералами, например кварцем или канадским бальзамом, показатели которых более точно известны (рис. 5, кривая *A*).

Когда плагноклаз находится в шлифе на границе другого известного минерала, относительные величины их показателей преломления могут быть определены при помощи линии Бекке; при использовании различных ориентированных разрезов определяются N_p , N_m и N_g . Наиболее употребительным и точным эталоном для сравнения является в кислых породах кварц, для которого $N_m(\omega) = 1,544$ имеется во всех разрезах, а также канадский бальзам $n = 1,537 \pm$; последний может быть применен однако лишь для различения кислых плагноклазов. К сожалению, показатель преломления канадского бальзама не является величиной постоянной и изменяется в зависимости от качества применяемых растворителей и методов нагревания при изготовлении шлифов, а также времени и места их последующего хранения.

Показатели преломления канадского бальзама хороших препаратов колеблются в пределах 1,534—1,540; в этой книге показатель преломления канадского бальзама принят равным 1,537. На диаграмме (рис. 5) линии $(\epsilon) = 1,553$ и $(\omega) = 1,544$ кварца обозначены пунктиром.

4. При помощи определения абсолютного показателя преломления методом иммерсии (погружения) в высокопреломляющие жидкости.

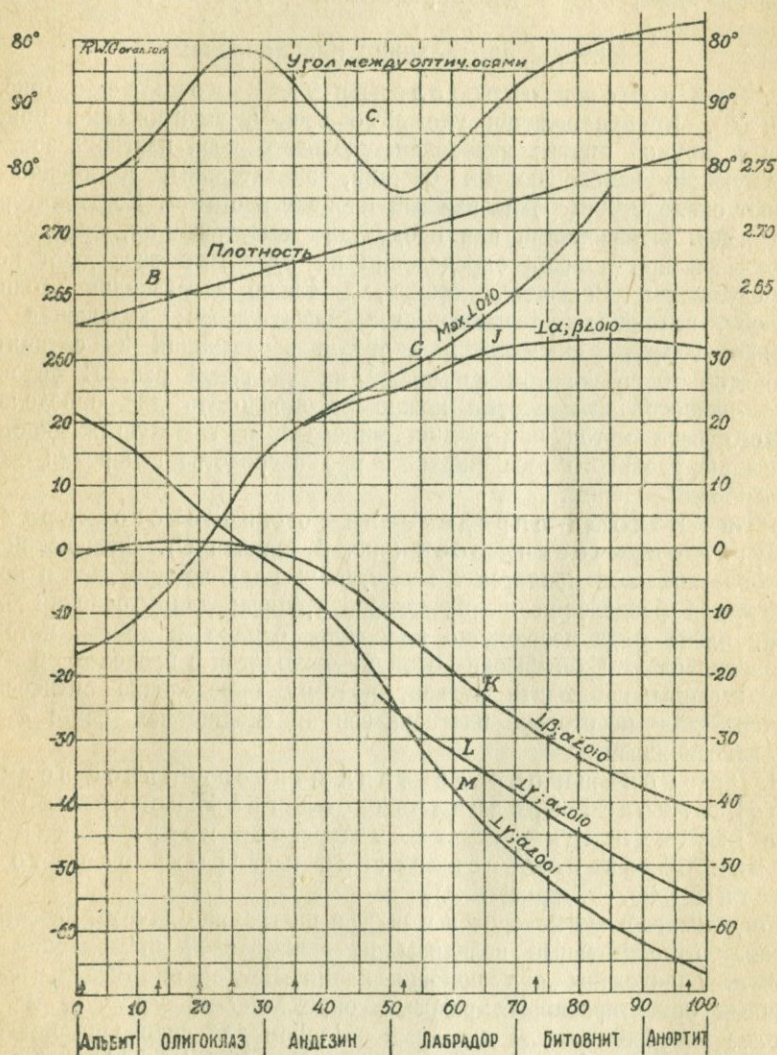


Рис. 4. Диаграмма для определения плагиоклазов.

Этот метод приобретает все большее и большее распространение. Особенное значение он может иметь при использовании различных длин волн монохроматического света. Японский исследователь Тзубои предложил использовать этот метод по отношению к плагиоклазам не для

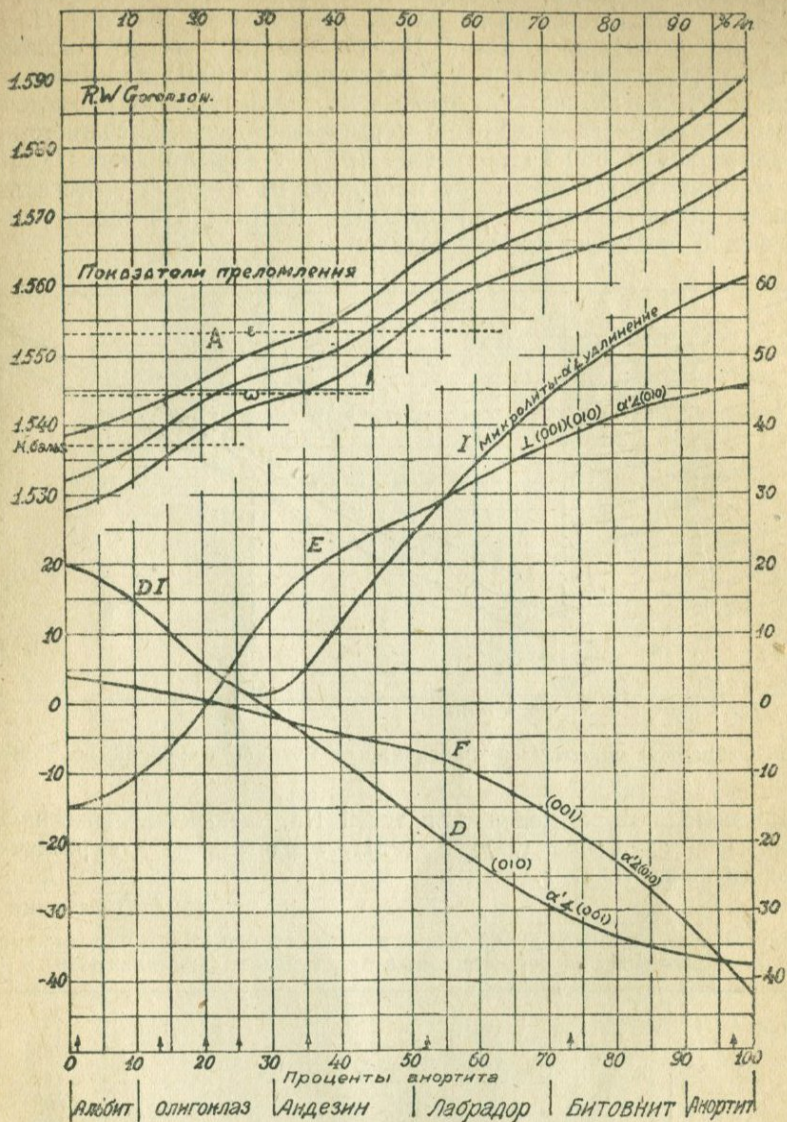


Рис. 5. Диаграмма для определения плагиоклазов.

определения главных показателей преломления N_p , N_m и N_g , а для определения показателей преломления N_p' и N_g' на спайных пластинках по (001) и (010)¹.

В левой части рис. 6 и 7 изображены кривые показателей преломления для различных длин волн; в правой части даются кривые показателей преломления, измеряемого в желтом свете Na для N_p' (α') и N_g' (γ') на (010), N_p'' (α'') и N_g'' (γ'') на (001). Дисперсия

¹ Min. Mag., 20, 1923, 94, 108.

иммерсионной жидкости, состоящей из одной части кассиевого масла и двух частей гвоздичного масла, представлена кривой *DE*. Положим, мы наблюдением линии Бекке достигли равенства показателей преломления жидкости и Np'' пластинки по (001) для цвета длины волны 540 μ на рис. 6. Проведем параллельную кривым дисперсии кривую *AB* до пересечения ее с вертикальной линией, соответствующей длине волны 589,3 μ , получим Np'' для желтого цвета Na. Проведем горизонтальную линию *BC* и опустив из точки *C* вертикальную линию на абсциссу состава плагиоклазов, получим в процентах апортита состав исследуемого плагиоклаза.

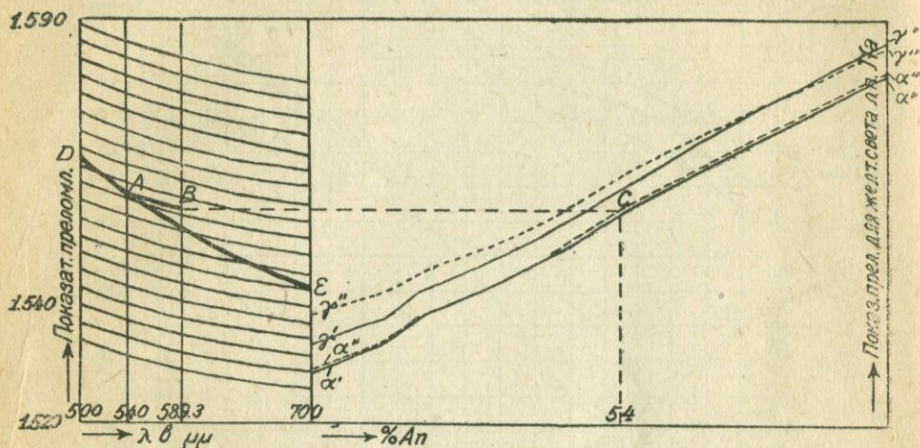


Рис 6. Схема для определения плагиоклазов методом иммерсии по Тзубои.

Показатели преломления для лучей Na, перпендикулярно проходящих через пластинки (010) и (001), представлены для различных плагиоклазов на табл. 1.

Таблица 1

Показатели преломления лучей монохроматического света натрия, проходящих перпендикулярно через спайные пластинки плагиоклаза (010) и (001)

Мол. An%	⊥ (010)		⊥ (001)	
	Np'	Ng'	Np''	Ng''
1	1,5285	1,5332	1,5290	1,5388
13	1,5335	1,5376	1,5337	1,5423
20	1,5388	1,5428	1,5388	1,5463
24	1,5403	1,5447	1,5403	1,5480
35	1,5450	1,5493	1,5450	1,5520
41	1,5482	1,5525	1,5482	1,5548
52	1,5555	1,5592	1,5560	1,5617
66	1,5628	1,5674	1,5634	1,5693
95	1,5777	1,5838	1,5780	1,5828

5. При помощи определения углов угасания на спайных листочках, параллельных (010) (рис. 5, кривая *D*).

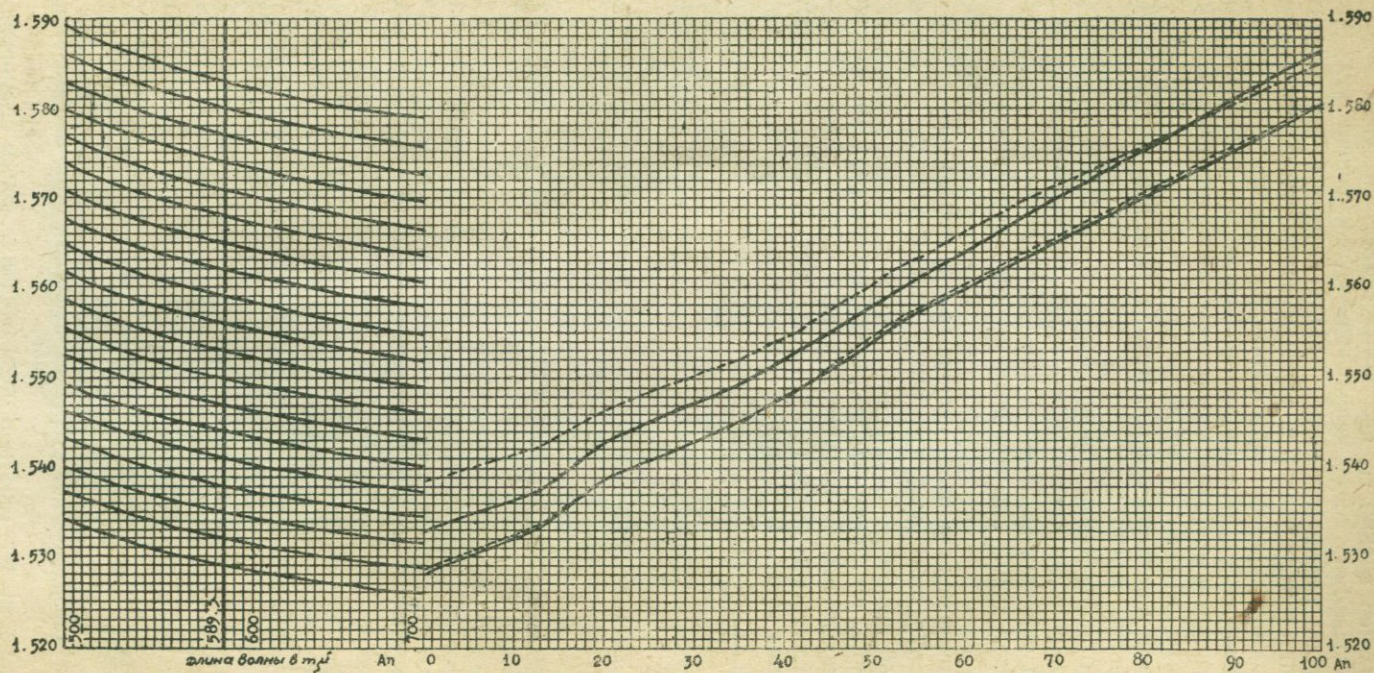


Рис. 7. Диаграмма для определения плагиоклазов методом иммерсии по Тзубои.

выражено на плоскости (010) и следует кристаллографическим ограничениям, может служить для распознавания этой плоскости.

На плоскости (010) положительный знак имеет направление угасания Np' , отклоняющееся от направления следа спайности по плоскости (001) в сторону тупого угла, им образуемого со следом (100) или плоскостью срастания по карлсбадскому закону, отрицательный — отклоняющееся в сторону острого угла. Следы спайности по (001) обычно видны хорошо, в особенности, когда диафрагма осветителя несколько сужена. В кислых плагиоклазах удлинение, определяемое направлением следов спайности, почти параллельно Np . Когда имеем зонарное строение, углы угасания имеют положительный знак, если они находятся на той же стороне от нулевого положения, т. е. положения следа спайности по (001), на которой находится направление общей интерференционной окраски зон. Почти без исключения в изверженных породах отдельные зоны к краям кристаллов плагиоклаза становятся более кислыми, хотя и встречается некоторое ритмическое повторение более основных зон, после отложения более кислых. В случае зональных кристаллов угол угасания, а следовательно и состав, определяется для каждой зоны в отдельности. Для плагиоклаза с содержанием анортита от 0 до 70° наклон кривой является довольно крутым, и изменение в 1% анортита соответствует изменению угла угасания в 0,7°; для более основных плагиоклазов кривая становится более пологой, и изменение в 1% анортита соответствует изменению угла угасания в 0,25°.

6. При помощи измерения угла угасания на плоскости спайности (001) (рис. 5, кривая F').

Плоскость (001) не так легко, как (010), распознать в шлифе горной породы, но так как эта плоскость является плоскостью совершенной спайности полевых шпатов, то лучше пользоваться для данного случая раздробленным, однако не истертым в порошок, минералом, тем более удобно, что тот же самый материал может послужить и для контрольного определения показателей преломления по способу Тзубой. Следует пользоваться только пластинками с параллельными плоскостями, в чем можно убедиться по интерференционной окраске; пластинки не должны иметь более 0,5 мм толщины. На пластинках спайности по (001) в отличие от пластинок спайности по (010) видна полисинтетическая двойниковая штриховатость по альбитовому закону; эти двойниковые полосы дают симметричное угасание по отношению к следу плоскости срастания двойников и следу спайности и имеют одинаковую интерференционную окраску, когда упомянутые направления или параллельны нитям креста окуляра или располагаются к ним под углом 45°. Кривая углов угасания на (001) весьма полого между ординатами альбита и андезин-лабрадора (50% An); изменения в 1% An дает здесь изменение угла угасания в 0,2°. Для плагиоклазов, содержащих более 50% анортита, кривая хороша, так как дает на 1% разности содержания анортита изменение угла угасания приблизительно в 0,7°. Ошибка, происходящая однако от неточности ориентировки разреза, сравнительно велика, в особенности для ряда плагиоклазов $Ab_{50}An_{50}$ — $Ab_{20}An_{80}$. Для этих плагиоклазов максимальная ошибка соответствует 13% An для отклонения разреза в 10° от параллельности плоскости (001).

7. При помощи определения угла угасания на разрезах, одновременно перпендикулярных и (001), и (010) (рис. 5, кривая E). Такие разрезы легко узнаются тем, что в микролитах и в фенокристаллах излившихся горных пород они имеют почти квадратные очертания; в глубинных горных породах эти очертания часто проявляются зонарным строением. На таких разрезах двойники по альбитовому закону имеют симметричное угасание по отношению к следу плоскости срастания; все сросшиеся по альбитовому закону части двойника имеют одинаковую интерференционную окраску в положении, когда след плоскости срастания параллелен штихкреста окуляра или составляет с последней угол в 45° . След плоскости срастания по альбитовому закону или след спайности по (010) и след спайности по (001) составляют между собой угол приблизительно в 86° , и все упомянутые плоскости по заданию перпендикулярны к плоскости разреза. Для определения точности ориентировки разреза следует, поднимая и опуская тубус микроскопа, заметить, не смещаются ли в сторону линии следов упомянутых плоскостей; если линии следов плоскостей смещаются в сторону, эти плоскости не являются перпендикулярными к разрезу. В упомянутых разрезах биссектриса Np более или менее находится в центре поля зрения у плагиоклазов средней кислотности. Угол угасания измеряется между направлением Np' и следом плоскости срастания двойников (010). Знак угла угасания будет положительным, когда Np' отклоняется от (010) в сторону острого угла (001) (010), и отрицательным, когда Np' отклоняется в сторону тупого угла (рис. 10). Этот разрез является одним из лучших для определения состава плагиоклаза, так как изменение угла угасания в 1° соответствует изменению для плагиоклазов $Ab_{100}An_0 - Ab_{65}An_{35}$ в 1% содержания анортита. Для плагиоклазов более основных, чем $Ab_{65}An_{35}$, кривая становится более пологой и дает для каждого процента анортита изменение для угла угасания в $0,5^\circ$. Значительная неточность в ориентировке разрезов дает для плагиоклазов $Ab_{90}An_{10} - Ab_{50}An_{50}$ небольшие ошибки по определению их состава.

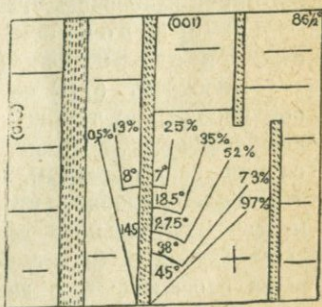


Рис. 10.

8. При помощи максимального угла угасания в зоне (001) (010) (рис. 5, кривая I).

Лучи сферолитов и микролиты излившихся горных пород обычно вытянуты в направлении кристаллографической оси a , оси зоны (001) (010). В таких разрезах невозможно различать знак угасания, и потому для кислых плагиоклазов следует дополнительно пользоваться определением относительной величины показателя преломления в сравнении с показателем преломления канадского бальзама, чтобы иметь возможность судить, по какую сторону от $Ab_{60}An_{40}$ находится на диаграмме определяемый плагиоклаз. Угол угасания измеряется между направлением Np' и направлением удлинения микролитов, причем берется максимальный по величине угол из многих наблюдений.

9. При помощи определения угла угасания на разрезе, перпендикулярном Nm (рис. 4, кривая K).

Этот метод был предложен Е. С. Федоровым. Разрезы, перпендикулярные Nm , могут быть легко узнаваемы по максимальному дву-преломлению и по интерференционной фигуре в сходящемся свете. Угол угасания измеряется между направлением Np' и следом плоскости срастания по альбитовому закону (010). Кривая углов K применима однако только для более основных членов ряда, для которых содержание анортита превышает 35%, так как кривая становится пологой для кислых плагиоклазов, достигая максимума приблизительно у вертикали $Ab_{80}An_{20}$. Отклонение в 10° от точной ориентировки дает для основных членов ряда максимальную ошибку в 10% содержания анортита; так как трудно судить о точности установки разреза, этот метод не является достаточно точным.

10. При помощи статистического метода Мишель Леви определения максимального угла угасания на многих разрезах, находящихся в симметричной зоне, ось которой перпендикулярна (010) (рис. 4, кривая G)

Разрезы этой зоны могут быть узнаны на основании следующих наблюдений: *A* — следы плоскостей срастания двойников по альбитовому закону, представляются в виде тонких линий, которые не расширяются и не смещаются при фокусировании разрезов; *B* — углы угасания являются равными для частей двойника *I* и *I'* по обе стороны следа плоскости их срастания. Части двойника *I* и *I'* имеют одинаковую интерференционную окраску, когда след плоскости их срастания параллелен нити креста в окуляре или составляет с ней угол в 45° .

Этот метод является одним из наиболее практических для определения плагиоклазов. Некоторая неясность получается при невозможности определения знака угасания для различия кислых плагиоклазов. Более кислая часть ряда, приблизительно до $Ab_{85}An_{15}$, может быть отличима от андезина тем, что у нее показатели преломления Np' и Ng' в разрезах этой зоны ниже показателей преломления канадского бальзама; для андезина они выше; неясность остается для плагиоклазов, близких к олигоклазу. Нет необходимости в том, чтобы разрезы точно принадлежали к симметричной зоне; неточность в определении плагиоклазов при отклонении разреза на $10-15^\circ$ от точного положения в зоне является небольшой. В таких разрезах оба соответствующие угла по обе стороны следа срастания двойниковой плоскости будут различными по величине, но половина их суммы будет соответствовать искомой точной величине. Для определения этой последней поступают следующим образом: наблюдают градусы на лимбе столика микроскопа при угасании части двойника, находящейся по одну сторону следа плоскости срастания, приведенного в параллельное положение с вертикальной нитью креста; далее вращают до угасания другой части двойника, находящейся по другую сторону плоскости срастания; отмечают вторично градусы на лимбе и полученный по разности отсчетов угол делят пополам. Так как наклон кривой *G* крутой, отклонения в 10° от точной ориентировки разреза дают максимальную ошибку в 2° анортита для плагиоклазов от $Ab_{100}An_0$ до $Ab_{30}An_{70}$.

Если имеется комбинированный двойник по альбитовому и карлсбадскому законам, то в разрезах зоны (010) можно иметь дополнительные данные для определения плагиоклаза. Карлсбадские двойники легко узнаются следующим образом. Когда направление следа плоскости

срастания частей карлсбадского двойника составляет 0° с нитями окуляра, обе части двойника, как при срастании по альбитовому закону, имеют одинаковую интерференционную окраску; после поворота такого разреза на столике микроскопа на 45° , части, срастающиеся по альбитовому закону, также имеют одинаковую окраску, части же, срастающиеся по карлсбадскому, в общем случае, одинаковой окраски не имеют.

Когда углы угасания в обеих частях карлсбадского двойника во всех разрезах зоны, перпендикулярной к (010), мало различаются друг от друга и отклоняются на величину меньшую 6° и при угле следа плоскости срастания с нитями окуляра в 45° наблюдается лишь слабое различие интерференционной окраски обеих частей двойника, в разрезе имеем кислые плагиоклазы до олигоклаза. Для олигоклаза $Ab_{82}An_{16}$ имеем угол угасания близкий к нулю для всех разрезов зоны и для всех частей комбинированного двойника, так как плоскость (010) такого плагиоклаза является одной из главных плоскостей оптической индикатрисы ($Np Nm$). Чем резче однако отличаются по окраске обе части карлсбадского двойника, тем основной является плагиоклаз. У андезина максимальная разница составляет $11^\circ \pm$, у лабрадора $18^\circ \pm$, у битовнита $28^\circ \pm$.

11. При помощи определения угла угасания на разрезах, перпендикулярных биссектрисе Np (рис. 4, кривая J).

Разрез узнается наблюдением в сходящемся свете симметричной интерференционной фигуры, с применением гипсовой пластинки. Направление угасания в таком разрезе соответствует направлению колебаний луча Nm (β), и углы измеряются по отношению к следу плоскости (010). Такие разрезы ясно показывают двойниковую штриховатость по альбитовому закону. Плагиоклазы с содержанием 0—35% анортита дают на таких разрезах симметричное угасание, и плоскость спайности по (001) у них на таких разрезах отклоняется от перпендикулярности к последним в пределах $10^\circ \pm$. Эта кривая углов J хороша для определения плагиоклазов кислой половины ряда; кривая идентична кривой для максимального угла угасания по статистическому методу Мишель Леви в зоне, перпендикулярной (010) для плагиоклазов $Ab_{100}An_0 - Ab_{65}An_{35}$. Этот метод дает хорошие данные для богатых альбитовой молекулой плагиоклазов, так как для них с изменением состава угол угасания меняется быстро, и ошибка от неточной ориентировки разреза невелика.

12. При помощи определения угла угасания на разрезах перпендикулярных биссектрисе Ng (рис. 4, кривые L и M).

Разрез узнается наблюдением в сходящемся свете с гипсовой пластинкой симметричной интерференционной фигуры. В качестве направления угасания берется направление колебаний луча Np . В плагиоклазах состава $Ab_{100}An_0 - Ab_{50}An_{50}$ разрезы, перпендикулярные Ng , не показывают двойниковой штриховатости по альбитовому закону, угол угасания у них измеряется по отношению к следу спайности (001) и отсчитывается по кривой M . На разрезах плагиоклазов более основных, чем $Ab_{50}An_{50}$, следы плоскостей срастания (010), не будут выделяться резкими линиями. Угол угасания измеряется по отношению к ним, и состав плагиоклаза отсчитывается по кривой L .

Таблицы оптических свойств полевых шпатов

Таблица 2

Показатели преломления и сила двупреломления полевых шпатов

	Прибл. состав	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_m$	$N_m - N_p$	$N_g - N_p$
Ортоклаз . . .	Or	1,5260	1,5237	1,5190	0,0023	0,0047	0,0070
Микроклин . . .	Or	1,5296	1,5264	1,5224	0,0032	0,0040	0,0072
Анортоклаз . .	(Ab, Or)	1,5305	1,5294	1,5234	0,0011	0,0060	0,0071
Альбит	Ab	1,536	1,529	1,525	0,007	0,004	0,011
Олигоклаз . .	Ab ₈₀ An ₂₀	1,5465	1,5428	1,5385	0,0037	0,0043	0,008
Андезин . . .	Ab ₆₀ An ₄₀	1,5570	1,5533	1,5500	0,0037	0,0033	0,007
Лабрадор . . .	Ab ₅₀ An ₅₀	1,5622	1,5576	1,5547	0,0046	0,0029	0,0075
Битовнит . . .	Ab ₂₅ An ₇₅	1,5735	1,5693	1,5645	0,0042	0,0048	0,0090
Анортит . . .	An	1,5885	1,5832	1,5755	0,0053	0,0077	0,0130

Таблица 3

Углы, дисперсия оптических осей и удельный вес полевых шпатов

	2E	2v	Знак	Дисперсия	Удельн. вес
	в градусах			около	
Ортоклаз (Or)	120 ±	69 ±	—	$\rho > v$	2,54
Санидин (Or)	0—50	малый	—	$\rho < v$	2,54
Натр. ортоклаз (Or, Ab) . .	120 ±	70 ±	—		2,55
Анортоклаз (Ab, Or)	45—90	32—54	—	$\rho > v$	2,58
Микроклин (Or)	180 ±	83 ±	—	$\rho > v$	2,55
Натр. микроклин (Or, Ab) .	100 ±	60 ±	—	$\rho > v$	2,57
Альбит (Ab ₁₀₀ An ₀)	125	71	+	$\rho < v$	2,61
Олигоклаз (Ab ₇₅ An ₂₅) . . .	180 ±	81	—	$\rho > v$	2,65
Андезин (Ab ₅₅ An ₄₅)	180 ±	81	+	$\rho > v$	2,67
Лабрадор (Ab ₄₅ An ₅₅)	140	74	+	$\rho > v$	2,69
Битовнит (Ab ₂₅ An ₇₅)	180 ±	86	—	$\rho < v$	2,72
Анортит (Ab ₀ An ₁₀₀)	160	77	—	$\rho < v$	2,76

	На (001)	На (010)	Углы измер. от напр. плоск. опт. осей				Разрез $\perp Nm$
			Разрез $\perp Np$		Разрез $\perp Ng$		
	$Np'(010)$	$Np'(001)$	$Ng(010)$	$Ng(001)$	$Np(010)$	$Np(001)$	$Np(010)$
Ортоклаз	0	+ 5	90	0	...	+ 5	0
Сандидин	0	+ 5	90	0	0	90	+ 5
Напр. ортоклаз	0	+11	90	0	...	+11	0
Микроклин	+10 до +15	+ 5	88	2	...	+10	15
Анортоклаз	+ 2	+ 4 до					+ 1 до
		+10	89	1	...	+ 9±	+ 4
Альбит $Ab_{100} An_0$	+ 4	+20	+74	+13	+ 2	+21	+ 1
Олигоклаз $Ab_{75} An_{25}$	+ 1	+ 4	-84	- 9	- 3	+ 3	0
Андезин $Ab_{55} An_{45}$	- 4	-12	-73	-31	-22	-18	- 8
Лабрадор $Ab_{45} An_{55}$	- 7	-18	-63	-40	-28	-30	-15
Битовнит $Ab_{25} An_{75}$	-17	-31	-58	-55	-40	-49	-28
Анортит $Ab_0 An_{100}$	-40	-38	-59	-73	-62	-64	-41

0 степени точности определения плагиоклазов¹⁾.

Если принять во внимание, что 1) плагиоклаз состоит только из смеси альбита и анортита и что 2) составленные кривые даны точно, тогда ошибка в определении плагиоклазов будет происходить, во-первых, от ошибки измерения углы и, во-вторых, от неточной ориентировки разреза. Установлено, что средняя ошибка отсчета угла угасания при обычной работе петрографа равна $\pm 1^\circ$. Такая ошибка в отсчете градусов влечет за собой ошибку в определении состава плагиоклаза в 1—2% анортита, ошибку, которая несравненно меньше ошибки, происходящей от неточной ориентировки. Таблицы 6—10 дают ошибку определения плагиоклаза в процентах анортита для различных плагиоклазов и для отклонения разреза в 10, 20 и 30° от точной его ориентировки.

Таблица II дает во второй колонке то количество разрезов, которое должно быть просмотрено для того, чтобы дать в среднем ошибку в ориентировке разреза не большую указанной в первой колонке для всех составленных кривых.

Углы угасания полевых шпатов

Таблица 5

	Зона $\perp (010)$		Зона $\parallel a$		Разрез $\perp a$
	Максим. угол		Максим. угол		
	$Np'(010)$	$Np'(010)$	$Np': \text{удл. микр.}$	$Np': \text{удл. микр.}$	$Np'(010)$
Ортоклаз	0		+ 5		0
Анортоклаз	2		+ 9±		+ 1
Микроклин			+ 16		+ 4
Альбит ($Ab_{100} An_0$)	+ 20		+ 17		- 15
Олигоклаз ($Ab_{75} An_{25}$)	+ 6		+ 5		+ 7
Андезин ($Ab_{55} An_{45}$)	+ 25		- 27		+ 25
Лабрадор ($Ab_{45} An_{55}$)	+ 30		- 38		+ 32
Битовнит ($Ab_{25} An_{75}$)	+ 42		- 47		+ 40
Анортит ($Ab_0 An_{100}$)	+ 56		- 57		+ 44

1) R. W. Goranson, loc. cit.

Положим, что шлиф изучаемой горной породы имеет диаметр 15 мм, что плагиоклазы составляют 50% \pm его состава и что для определения по одному из вышеприведенных методов был избран лучший разрез плагиоклаза в шлифе. В таком случае среднее отклонение от точной ориентировки лучшего найденного разреза может быть представлено для пород, содержащих зерна указанной средней величины, в таблице 9.

Таким образом, применяя например исключительно для определения плагиоклазов статистический метод Мишель Леви¹⁾, будем иметь при изучении среднезернистых пород²⁾ для лучших разрезов отклонение от точной ориентировки в 20°. Табл. 13 дает ошибку в определении состава плагиоклаза, которую можно ожидать от такого разреза. Так как статистический метод является однако одним из лучших для определения плагиоклазов, то из этого следует, что определения по другим методам будут в общем еще менее точными.

Ошибка $\pm 0,003$ при определении показателя преломления влечет за собой ошибку в определении состава плагиоклаза в 4—9% содержания в нем анортита. Чтобы быть уверенным в том, что ошибка содержания анортита не превышает 5%, показатель преломления плагиоклаза необходимо определять с точностью до 0,001 в монохроматическом свете.

Таким образом, резюмируя данные о точности определения плагиоклазов вышеприведенными методами, при контрольном применении нескольких лучших методов, при выборе для измерений лучших, т. е. наиболее ориентированных разрезов и при аккуратности измерения угла угасания можно достигнуть точности определения плагиоклазов до 5% \pm содержания анортита.

Примечание переводчика. Не прибегая к наиболее точному федоровскому методу определения полевых шпатов, можно достигнуть однако несколько более точных результатов, и во всяком случае более быстрых результатов, употребляя для получения точной ориентировки разрезов или столик Е. С. Федорова или более простой и дешевый прибор, состоящий из стеклянной полусферы, вращающейся вокруг своего центра на плоско вогнутой стеклянной подставке, которая прикреплена к столику микроскопа. Такая стеклянная полусфера, предложенная переводчиком в несколько более сложной форме в качестве измерительного прибора для быстрого измерения углов между различными радиусами-векторами анизотропного препарата (Ueber die Verwendung einer Glashalbkugel zu quantitativen optischen Untersuchungen am Polarisationsmikroskope. Zeitschr. f. Krystall., B. 48, 1910), в настоящее время совершенствуется также и для применения в комбинации с упомянутым ниже микроконоскопом Веденеевой-Иогансена для работ в сходящемся свете.

1) Табл. 8.

2) Табл. 12.

Таблица 6

Ошибки при отклонении в ориентировке разреза от перпендикулярности к a или (001) (010)

Процент аортита	10°		20°		30°	
	Максим.	Средн.	Максим.	Средн.	Максим.	Средн.
0,5	7	4	10	5	12	10,5
13	1	1	2	1	5	3
20	0,5	0	3	1	8	5
25	1,5	1	2,5	1	4	2
35	2,5	1	5	4	16	9
52	4	1	5,5	4	15	8
73	8	5	15	9	20	10
97	12	10	19	15	28	19

Таблица 7

Ошибки при отклонении в ориентировке разреза от параллельности к (001)

Процент аортита	10°		20°		30°	
	Максим.	Средн.	Максим.	Средн.	Максим.	Средн.
0,5	16	11	27	19	31	21
13	5	5	13	9	20	10
20	4	2	12	6	23	12
25	1	0,5	8	3	22	11
35	7	1	7	3	22	12
52	13	6	16	5	20	10
73	13	6	22	9	28	15
97	3,5	2	74	8	74	15

Таблица 8

Ошибки при отклонении в ориентировке определяемого разреза от параллельности к разрезу, дающему максимальный угол угасания в симметрической зоне

Процент аортита	10°		20°		30°	
	Максим.	Средн.	Максим.	Средн.	Максим.	Средн.
0,5	3	1	7	3	9	7
13	0,5	0,5	1,5	1	4	3
20	0,5	0	1,5	0,5	3,5	1
35	2	1	7	4	17	10
52	2	1	7	5,5	13	11
73	2	1	10,5	4	42	9

Ошибки при отклонении в ориентировке разреза от перпендикулярности к Np

Процент аортита	10°		20°		30°	
	Максим.	Средн.	Максим.	Средн.	Максим.	Средн.
0,5	2	1	5	3	11	7
13	0,5	0,5	1	1	4	1,5
20	0,5	0,5	2	2	8	3,5
35	1,5	0,5	8	5	28	10
52	5	4	16	11	29	12
73	44	37	—	—	—	—

Таблица 10

Ошибки при отклонении в ориентировке разреза от перпендикулярности к Nm

Процент аортита	10°		20°		30°	
	Максим.	Средн.	Максим.	Средн.	Максим.	Средн.
35	10	5	—	—	—	—
52	6	4	10	7	16	10
73	8	4	16	7,5	19	12
97	10	9	19	12,5	29	20

Таблица 11

Таблица 12

Степень отклонения в градусах	Количество разрезов	Ø зерен мм	Величина среднего отклонения от точной ориентировки в градусах
2	1 642	1	8
4	—	2	15
6	182	3	23
10	65	4	31
20	17	5	35
30	7,5		

Таблица 13

Для плагиноклазов, содержащих аортита %	Максимальная	Средняя
		Ошибка в составе плагиноклаза, выраженная в процентном содержании аортита, происходящая от неточной ориентировки разреза и ошибки в отсчете
0,5	7 ± 2	3 ± 2
13	1,5 ± 1	1 ± 1
20	1,5 ± 0,5	0,5 ± 0,5
25	7 ± 0,5	4 ± 0,5
35	7 ± 1,5	5,5 ± 1,5
52	10,5 ± 2	4 ± 2

		Оптич. харак.	Ориентир. индикатрисы	Угол оптических осей
Пироксены				
Энстатит	Ромбич.	+	$b=Nm; c=Ng$	$2V=90^\circ \pm; 2E=135^\circ \pm$
Бронзит	"	+	$b=Nm; c=Ng$	$2E=106^\circ \pm$
Гиперстен	"	-	$b=Nm; c=Ng$	$2V=70-80^\circ; 2E=85^\circ \pm$
Диопсид (дваллаг)	Монокл.	+	$b=Nm; cNg=39^\circ$	$2V=60^\circ -$
Геденбергит	"	+	$b=Nm; cNg=44^\circ$	$2V=60^\circ$
Авгит	"	+	$b=Nm; cNg=45-55^\circ$	$2V=60^\circ \pm$
Эгирия-авгит	"	+	$b=Nm; cNg=65^\circ \pm$	$2V=65^\circ \pm$
Эгирия	"	-	$b=Nm; cNp=5^\circ$	$2V=60^\circ \pm$
Акмит	"	-	$b=Nm; cNp=3-6^\circ$	$2V=62^\circ \pm$
Сподумен	"		$b=Nm; cNg=23-26^\circ$	$2V=60^\circ \pm$
Амфиболы				
Автофиллит	Ромбич.	\pm	$b=Nm; c=Ng$	$2V=85^\circ \pm$
Гедрит	"	-	$b=Nm; c=Ng$	$2V=57-79^\circ$
Тремолит	Монокл.	-	$b=Nm; cNg=16^\circ$	$2V=85^\circ \pm$
Актинолит	"	-	$b=Nm; cNg=15^\circ$	$2V=80^\circ \pm$
Грюнерит	"	-	$b=Nm; cNg=11-15^\circ$	$2V=82^\circ \pm$
Роговая обманка	"	\pm	$b=Nm; cNg=20^\circ \pm$	$2V=80^\circ \pm$
Паргасит	"	+	$b=Nm; cNg=28^\circ \pm$	$2V=60^\circ \pm$
Роговая обманка базальтическая	"	-	$b=Nm; cNg=0-12^\circ \pm$	$2V=80^\circ \pm$
Баркевикит	"	-	$b=Nm; cNg=10-14^\circ$	$2V=31-52^\circ; 2E=$ $=55-95^\circ$
Главкофан	"	-	$b=Nm; cNg=4-6^\circ$	$2V=45^\circ \pm; 2E=85^\circ \pm$
Рибекит	"	\pm	$\begin{cases} b=Nm \\ b=Ng \end{cases} cNp=5^\circ$	$2V$ —велик
Арфедсонит	"	\pm	$b=Nm; cNp=14-20^\circ$	$2V$ "

<i>Nm</i>	<i>Ng-Np</i>	Цвет: <i>Np</i> ; <i>Nm</i> ; <i>Ng</i>
1,653—1,68	0,008—0,011	Плеохроизм отсутствует
1,67—	0,010 ±	Слаб. плеохр. в зелен. и красноватых тонах
1,68—1,72	0,011—0,013	Красноват., желт.; розов.; зеленев.
1,671—1,700	0,022—0,030	Лишь богатый железом обладает слабым плеохр. в светлых тонах
1,73—1,745	0,017—0,019	Слаб. плеохр. в зелен. тонах
1,69—1,71	0,024—0,026	Богатый Fe и Ti имеет плеохроизм
1,687—1,74	0,027—0,031	} <i>Np</i> — темнозелен.; <i>Nm</i> — светлозелен., желтоват., зелен.; <i>Ng</i> — желтов., буроватый
1,77—1,82	0,050	
1,77—1,82	0,050	Бурый; светлобурый; зелен., желтоватый
1,665—1,675	0,016—0,027	Бесцветный
1,59—1,69	0,013—0,024	Желт., зеленев., бесцв.; краснов.; желтов.
1,636 (кр.)	0,021	" " " " "
1,613—1,625	0,026 ±	Бесцветный
1,625—1,640	0,027 ±	Слабый плеохр. в зелен. и желтозелен. тонах
1,68—1,71	0,045—	<i>Np</i> = <i>Nm</i> — бесцветн.; <i>Ng</i> = бледножелтый
1,64—1,675	0,019—0,026	Плеохр. в зелен., реже бурых тонах
1,618—1,638	0,019—0,020	Плеохр. в зеленых тонах
1,68—1,73	0,023—0,068	Резкий плеохр. в бурых тонах; абс. <i>Np</i> < <i>Nm</i> < <i>Ng</i> , реже <i>Np</i> — зеленый; <i>Nm</i> = <i>Ng</i> — бурые
1,69—	0,021	Бурые тона: абс. <i>Np</i> < <i>Nm</i> < <i>Ng</i>
1,638	0,018—0,022	Бесцвет., желтов.-зелен.; фиолетов.; голубой
1,687—1,695	0,004 ±	Темносиний, светлосиний, желтовато-зеленый
1,69—1,71	0,021	Темнозеленов.-голуб.; лавенд.; бледнозелен.-желт.

Пироксены и амфиболы

Пироксены отличаются от амфиболов углом спайности по призме, составляющим 87° (у амфиболов этот угол равен 124°), а также меньшим совершенством плоскостей спайности. Вследствие существования предельного угла наклона видимости под микроскопом трещин в наклонных (к 001) разрезах в пироксенах нельзя видеть острого угла, шего $75'$, а в таких же разрезах амфиболов нельзя видеть острого угла, большего $60'$ ¹⁾. Кристаллы пироксенов являются обычно толще, углы угасания у них больше, а плеохроизм слабее, чем у амфиболов; часто плеохроизм совершенно отсутствует у пироксенов, за исключение эгирин-авгита, эгирина и акмита, которые всегда имеют плеохроизм; авгит имеет иногда также довольно сильный плеохроизм в пурпуровых тонах; гиперстен обладает плеохроизмом в красных и зеленоватых тонах. Моноклинные пироксены отличаются от ромбических косым угасанием на плоскости (010). В. Н. Лодочников дает следующие указания по различению ромбических и моноклильных пироксенов и амфиболов: «Если в ромбических пироксенах видна под микроскопом только одна система трещин призматической спайности, перпендикулярной к плоскости шлифа, то прямое погасание относительно этих трещин может получиться только в двух случаях: когда плоскость шлифа перпендикулярна одной или другой плоскости призмы и одновременно параллельна оси (001), в ромбических пироксенах гораздо чаще должно наблюдаться косое угасание относительно наиболее тонких и несмещающихся трещин призматической спайности, чем прямое». Кроме того следует отметить, что по наблюдениям В. Н. Лодочникова, ромбические пироксены могут иметь иногда двупреломление до 0,020 и косое угасание до 7° . «О ромбическом пироксене в массовой работе особенно на микроскопе, лишенном конוסкопа и столика Фэдорова, можно с уверенностью говорить в двух случаях: или, если наблюдается плеохроизм от желтоватого или зеленоватого до розоватого оттенков, или, если отчетливо удлиненное сечение с достаточно тонкими трещинами спайности (последнее условие необходимо) гаснет прямо относительно последних. Аналогичные же соотношения должны иметь место очевидно и для моноклильных и ромбических амфиболов». Акимит, эгирин и пектолит имеют обыкновенно углы угасания меньше, чем в 5° , но отличаются от ромбических пироксенов характерным плеохроизмом. Кроме как по плеохроизму эгирина можно отличить от ромбических пироксенов большим двупреломлением и отрицательным характером удлинения; все ромбические пироксены имеют положительное удлинение. Разрезы, перпендикулярные кристаллографической оси с ромбических пироксенов в сходящемся свете, показывают в центре поля зрения выход положительной биссектрисы; моноклинные пироксены, имеющие малые углы угасания, дают выход отрицательной биссектрисы, между тем как другие моноклинные пироксены дают выход оптической оси. Основной способ различия пироксенов друг от друга заключается в измерении угла угасания; последний для различных пироксенов и амфиболов дается в табл. 14 на стр. 70 и 71. Все пироксены отличаются от других минералов характерной спайностью.

1) В. Н. Лодочников § 100; 104в.

Группировка породообразующих минералов по их габитусу, некоторым их характерным свойствам и характеру их месторождений

Форма выделений

Минералы, встречающиеся в игольчатых кристаллах: актинолит, эгирий, апатит, арагонит, канкринит, датолит, дюрмортерит, гидромагнетит, гидронефелин, натролит, пектолит, силлиманит, стильбит, тремолит, топаз, турмалин, волластонит.

Минералы, встречающиеся в волокнистых агрегатах: халцедон, датолит, гипс, гидраргиллит, каолин, натролит, пренит, серпидит, серпентин, силлиманит, тальк.

Минералы, встречающиеся в радиально-волокнистых группах или в качестве сферолитов: брусит, хлорит, халцедон, делессит, натролит, пектолит, кварц-ортоклаз, стильбит, томсонит, цеолиты.

Минералы, встречающиеся заполнителями пустот и промежутков: анальцим, карбонаты, халцедон, кварц, содалит (?), цеолиты.

Оптические свойства

Спайные пластинки дают интерференционные картины:

1. Оптически одноосных или почти одноосных кристаллов:

а) перпендикулярных оптической оси: оттрелиг \perp , эвдиалит \perp алунит \perp , флогопит $-$, биотит $-$, пеннин \perp , брусит \perp , тальк $-$, апофиллит \perp , гейландит \perp ;

б) косо направленных к оптической оси: кальцит $-$, доломит $-$, магнетит $-$, сидерит $-$, гидраргиллит, энстатит-авгит;

в) параллельных оптической оси: рутил \perp , циркон \perp , скаполиты, канкринит.

2. Оптически двуосных кристаллов:

а) перпендикулярных острой биссектрисе: оттрелиг \perp ($2E$ невелик), маргарит $-$ ($2E$ велик), пренит \perp ($2E$ изменчив), топаз \perp ($2E$ сравнительно велик, изменчив), целестин \perp ($2E=90^\circ \pm$), мусковит $-$ ($2E=70^\circ \pm$), серпидит $-$ ($2E=25^\circ \pm$), флогопит и биотит $-$ ($2E$ весьма мал), литионит $-$ ($2E$ сравнительно мал), клинохлор \perp ($2E$ изменчив), антигорит $-$ ($2E$ изменчив), тальк $-$ ($2E=25^\circ \pm$), пирофиллит $-$ ($2E=100^\circ \pm$), гидромагнетит \perp ($2E=120^\circ \pm$), гейландит \perp ($2E$ мал), томсонит \perp ($2E=90^\circ \pm$), гетит \perp ;

б) перпендикулярных тупой биссектрисе: цоизит $-$, астрофиллит $-$, антофиллит $-$, пектолит $-$, барит $-$, ангидрит $-$;

в) параллельных плоскости оптических осей: цоизит α , диаспор, силлиманит, гумит, гипс, лаумонит, десмин, эпистильбит;

г) незначительно косо направленных к острой биссектрисе и перпендикулярных плоскости оптических осей: монацит \perp ($2E=25^\circ \pm$); дистен $-$ ($2E$ весьма велик), клинохлор \perp ($2E$ изменчив);

д) весьма косо направленных к острой биссектрисе и перпендикулярных в плоскости оптических осей: гидраргиллит, клиноцоизит;

е) приблизительно перпендикулярных к оптической оси: эпидот, диаллаг, волластонит;

ж) косо направленных к плоскости оптических осей: оттрелит, амфиболы, моноклинные пироксены, вавеллит, каолин.

Группировка минералов по цвету

Минералы расположены, главным образом в порядке понижения интенсивности окраски; вначале — едва просвечивающие, в конце — едва окрашенные в тонких шлифах.

Серо-фиолетовые: перовскит, турмалин, рутил, титанавит, гастингсит, катафорит, аксинит.

Фиолетовые: дюмортьерит, шемонит, флюорит.

Голубые и голубоватые: рибекит, арфедсонит, кроссит, дюмортьерит, хлорит, турмалин, глаукофан, гаюин-нозеан, хлоритонд, крокидолит, корунд, фуксит, кордиерит, анатаз, диспен, саффириин, паргасит, содалит, берилл, диаспор.

Зеленые и зеленоватые: роговая обманка, эгирин, турмалин, глауконит, биотит, эгирин-авгит, хром-эпидот, плеонаст, паргасит, хлоритонд, хлорит, гроссуляр, актинолит, диэксид, хризоберилл, серпентин.

Оранжевые, желтые и желтоватые: брукит, астрофиллит, биотит, роговая обманка, рутил, касситерит, груша гумита, ставролит, хромэпидот, розенбушит, монацит, стекло, фаялит, нонтронит, сера, эпидот, грюнерит, кумингтонит, турмалин, апатит, меллит, гроссуляр, анатаз, титанит, сидерит.

Красные и красноватые: гематит, шемонит, хромхлорит, тулит, гиперстен, касситерит, катафорит, титанит, андалузит, гранат, ортит, клиноцоизит, содержащий марганец везувиан, эвдиалит, ксенотим.

Бурые и буроватые: ильменит, хромит, псевдобрукит, брукит, базальтическая роговая обманка, биотит, лигионит, турмалин, рутил, меланит, ортит, хромовая шпинель, перовскит, баркевикит, гнало-сидерит, астрофиллит, фаялит, ставролит, роговая обманка, стекло, гиперстен, гроссуляр, монацит, диаллаг, титанит, паргасит, антофиллит, авгит, хлоритонд.

Плеохроистические венчики встречаются в следующих минералах: амфиболе, андалузите, хлорите, слюде, кордиерите, оттрелите, хлоритонде, ставролите, турмалине.

Плеохроистические венчики встречаются вокруг следующих минералов: дюмортьерита, оррита, рутила, титанита, ксенотима, касситерита, циркона.

Минералы, дающие аномальные интерференционные цвета берлинской лазури: хлорит, клиноцоизит, меллит, везувиан, цюзит.

Химические свойства

Минералы, растворимые в HCl без образования студня кремневой кислоты: брусит, эпистильбит, гематит, (горяч. конц.), лимонит (конц.), магнетит (конц.), монацит (конц.), пирротин (конц.), стильбит.

Минералы, дающие с HCl студень кремневой кислоты: анальцит, анортит, канкринит, хлорит, датолит, фаялит, стекло, гаюин, гидронефелин, каолин, лаumontит, лазурит, лейцит (частично), меллит, нефелин, нозеан, скаполит (богатый кальцием), оливин, содалит, волластонит, цеолиты.

Минералы, выделяющие с HCl пузырьки CO₂: кальцит, канкринит (немного), доломит (с горяч.), гидромагнезит, магнезит (с горяч.), сидерит (с горяч.).

Характер генезиса

Вторичные минералы: альбит, (в метаморф. горных породах), анальцит, антигорит, брусит, кальцит, канкринит, хлорит, клинхлор, эпидот, гематит, каолин, лейкоксен, лимонит, магнетит, опал, парагонит, пеннин, шприт, кварц, рутил, соссюрит, серицит, серпентин, тальк, титанит, уралит, цеолиты.

Пневматолитические минералы (часто встречающиеся вместе): флюорит, ленидолит, мусковит, топаз, турмалин, цинвальдит.

Метаморфические минералы, образовавшиеся путем процессов ассимиляции матернала в глинистых породах: алмадин, андалузит, биотит, кордиерит, юрунд, дистен, оттрелит, элеонаст, силлиманит, шпинель, ставролит.

Метаморфические минералы, образовавшиеся путем ассимиляции в известковистых аргиллитах и глинистых известняках: эпидот, гроссуляр, скаполиты, везувин, цонзиты.

Метаморфические минералы, образовавшиеся путем ассимиляции в известковых породах: кальцит, датолит (?), волластонит.

Метаморфические минералы, образовавшиеся путем ассимиляции в породах, богатых магнием: актинолит, аптофиллит, брусит, дисцид, форстерит, периклаз, серпентин (?), тальк (?), тремолит.

Другие метаморфические минералы: : графит, магнетит, шприт.

Минералы, не встречающиеся в качестве вторичных: апатит, каситерит, эвколит, эвдиалит, флюорит, гаюин, лейцит, меллит, нефелин, нозеан, шпрот, содалит, тридимит.

Минералы, не встречающиеся в качестве первичных: хлорит, серпентин.

Минералы, не встречающиеся в изверженных горных породах: ангидрит, дистен, гипс, оттрелит.

Желтые минералы щелочных и нефелиновых сленитов: астрофиллит и др. Сопровождаются флюоритом.

Продукты разложения, встречающиеся в мельчайших чешуйках: каолинит, тальк, бесцветная слюда (парагонит, серицит).

Продукты разложения, встречающиеся в зернах: альбит, кальцит, эпидот, лейкоксен, кварц, соссюрит, титанит, цонзит.

Минералы, никогда не встречающиеся совместно: кварц с нефелином, лейцитом, содалитом, гаюином, нозеаном, мел-

литом. Первичный мусковит с пироксенами. Два различных плагиоклаза одной и той же генерации. Кварц редко встречается с оливином; в некоторых базальтах отмечается однако его нахождение в редких случаях и совместно с оливином.

Характерные ассоциации породообразующих минералов. Наблюдая эгирин, акмит или золотистый, бурый биотит, можно одновременно часто найти в шлифе также и минералы: нефелин, лейцит, содалит, анальцит. Когда присутствует один из пневматолитических минералов, наверно найдутся и другие.

Краткая сводка петрографических методов

На нижеследующих страницах обращается внимание на такие манипуляции работы с поляризационным микроскопом, которые для работающего являются постоянно необходимыми, но начинающими плохо усваиваются.

Исследования в обыкновенном свете. Под обыкновенным светом подразумевают свет неполяризованный. Обычно в практике работы с минералогическим микроскопом пользуются параллельно поляризованным светом для всех наблюдений, которые также бы производиться и в обыкновенном свете. Лишь в обыкновенном свете можно наблюдать для данного разреза натуральный цвет минерала при всех положениях разреза на столике микроскопа. В параллельно поляризованном свете натуральный цвет минерала для данного разреза можно наблюдать только при положении, когда направление колебаний обеих лучей Np_1 и Ng_1 имеет угол в 45° с нитями креста в окуляре. Для всех случаев густота цвета будет меняться с толщиной шлифа. В общем случае окрашенные анизотропные минералы должны иметь различную окраску в различных разрезах и в случае одинаковой толщины последних.

Наблюдения в параллельном поляризованном свете без анализатора. Эти наблюдения дают возможность определить плеохроизм при помощи линии Бекке показатели преломления Np_1 и Ng_1 , которые в ориентированных параллельно главным оптическим плоскостям разрезах могут быть главными показателями преломления Np , Nm и Ng .

Как для определения плеохроизма, так и для определения показателей преломления необходимо знать направление колебаний лучей, выходящих из поляризатора. Для этого пользуются шлифами горных пород, содержащими биотит в разрезах, более или менее перпендикулярных его спайности, или шлифами, содержащими турмалин в разрезах более или менее параллельных его оптической оси. В биотите те лучи, направление колебаний которых параллельно следу спайности, всегда являются более поглощенными, чем луч, направление колебаний которого перпендикулярно плоскости спайности. Отсюда следует, что направлением колебаний прямолинейно поляризованных лучей, поступающих из поляризатора, будет направление, параллельное следам плоскостей спайности биотита в положении, когда последний является наиболее темным. При применении вышеупомянутых разрезов турмалина следует помнить, что удлиненные кристаллы турмалина будут наиболее светлыми в тех случаях, когда направление удлинения будет совпадать с направлением колебаний лучей, выходящих из поляризатора.

Определение относительного показателя преломления. При наблюдении линии Бекке необходимо помнить, что светлая полоска Бекке при поднятии тубуса микроскопа передвигается от границы двух соприкасающихся минералов по направлению к минералу, обладающему большим показателем преломления.

Для определения относительных показателей преломления В. Н. Лодчинов¹⁾ рекомендует пользоваться дисперсионным эффектом в стыке двух бесцветных минералов, для наблюдения которого необходимо однако тренировать зрение. Эффект заключается в том, что на стыке двух бесцветных минералов менее преломляющие минералы кажутся золотистыми по отношению к минералам более преломляющим, которые кажутся зеленоватыми. «Таким способом при небольшой тренировке очень легко заметить в поле зрения шлифа даже те два-три зернышка ортоклазовых полевых шпатов (ортоклаз, микроклин, санидин, анортклаз), которые находятся в кварцево-плагиоклазовой массе. Точно так же легко отличимы — только в стыках один с другим — ортоклазы (золотистый) от канадского бальзама (зеленоватый) и даже от альбита (зеленоватый), альбиты (золотистый) от канадского бальзама, кварц (зеленоватый) от канадского бальзама (золотистый), кварц (золотистый) от основных плагиоклазов (зеленоватые — такая ассоциация бывает иногда в кристаллических сланцах), ортоклаз (золотистый) от нефелина (зеленоватый — в фойяитах) и т. д.

Наблюдение при скрещенных николях в параллельных лучах

Определение направления колебаний в вспомогательных пластинках. Для проверки или определения направления колебаний луча $Np'(\alpha)$ в гипсовой и слюдяной пластинках и кварцевом клине, которые обычно изготавливаются таким образом, что большая по длине сторона пластинки соответствует направлению колебаний луча с большей скоростью, поступают следующим образом. Берут сперва слюдяную пластинку и наблюдают, положив ее на столике микроскопа в сходящемся свете, ее интерференционную картину. Направление следа плоскости оптических осей будет направлением луча $Ng(\delta)$, распространяющегося с меньшей скоростью; лучом, распространяющимся с большей скоростью, будет в данном случае луч $Nm(\beta)$. При помощи слюдяной пластинки определяют ориентировку пластинки гипсовой, при помощи пластинок гипсовой или слюдяной — ориентировку кварцевого клина.

Изотропность. Когда при скрещенных николях разрез минерала является темным, то из этого следует, что или имеем изотропный минерал кубической сингонии или аморфный минерал, или же изотропный разрез анизотропного минерала, т. е. разрез, перпендикулярный оптической оси.

Углы угасания. Кристаллы квадратной, гексагональной и ромбической систем дают, не всегда однако, прямое угасание, так как главные направления колебаний лучей или оси индикатрисы у них параллельны кристаллографическим осям. Следует помнить, что минералы этих кристаллических систем, обладающие спайностью по призме, могут иметь на разрезах только одну систему следов спайности; разрезы, круто наклоненные к основному пинаконду, показывают две

¹⁾ loc cit. § 88.

серии следов спайности, составляющих между собой острый угол. Если разрез через минерал прошел таким образом, что одна система плоскостей спайности оказалась направленной почти перпендикулярно, а другая почти параллельно к нему, то в разрезе будем иметь одну систему следов спайности, соответствующую первой системе, в общем случае наклонную к направлению угасания. Обычно по другую сторону направления угасания под таким же углом видны следы соответствующей другой системы в форме более толстых и прерывистых линий. В минералах этих кристаллических систем, обладающих призматической спайностью, следы этой спайности параллельны или симметрично расположены по отношению к кристаллографическим осям только в разрезах, принадлежащих зонам, перпендикулярным к трем главным оптическим сечениям или трем плоскостям, содержащим кристаллографические оси. У разрезов двух из таких зон изогрибы будут проходить через центр поля зрения в тех случаях, когда последние расположены параллельно шлям креста окуляра. В других разрезах изогрибы, когда они расположены вертикально или горизонтально, не будут проходить через центр поля зрения. Во всех разрезах, которые пересекают все три кристаллографические оси, угол угасания не будет параллельным спайности; под параллельным (прямым) угасанием следует таким образом подразумевать параллелизм направления угасания по отношению к направлению кристаллографических осей, а не направлению следов спайности.

При измерении углов угасания по отношению к следам спайности, как правильно отмечает Лодочников¹⁾, надо иметь в виду, «что видимость имеющихся в шлифе трещин спайности зависит от величины угла их наклона к перпендикуляру к плоскости шлифа, что этот предельный угол значительно отличается от самого по себе понятного угла 90°, и что величина его, будучи обусловлена очень многими и трудно учитываемыми причинами, зависит также от показателя преломления минерала, заключающего трещины спайности; имеющиеся трещины спайности, заполненные канадским бальзамом, а не вторичными продуктами или воздухом, перестают быть видимыми под микроскопом, если они отклонены от перпендикулярности к плоскости шлифа, т. е. от его нормали, при прочих равных и обычных условиях на углы (грубые и приблизительные):

около	30°	для минералов с $n = \text{ок. } 1,7$	(пироксен, оливин и т. д.)
"	25°	" " "	" $n = \text{ок. } 1,65$ (амфиболы и т. д.)
"	10—20°	" " "	" $n = \text{ок. } 1,55$ (плагноклазы слюды и т. д.)

и т. д. в зависимости от разности преломления минерала и канадского бальзама (в ту или другую сторону). Следует при этом оговорить, что уже при этих наклонах сами трещины довольно широки и края их едва различимы, так что даже начинающий не будет сомневаться в том, что такие трещины не подходящи для измерения, и быть может все же не заметит их.

Другим измерением, которое производится при скрещенных николях, является определение двупреломления. Интерференционная окраска минералов зависит от двух факторов: толщины разреза и силы двупреломления в перпендикулярном к разрезу направлении. Это определение с небольшой точностью может производиться

¹⁾ loc. cit. § 99 с.

при помощи таблицы интерференционных цветов Мишель-Леви (рис. 11). Числа внизу таблицы d ($n_2 - n_1$) представляют величины разностей хода лучей, выраженные в миллимикронах ($m \mu$) Ординаты в сотых

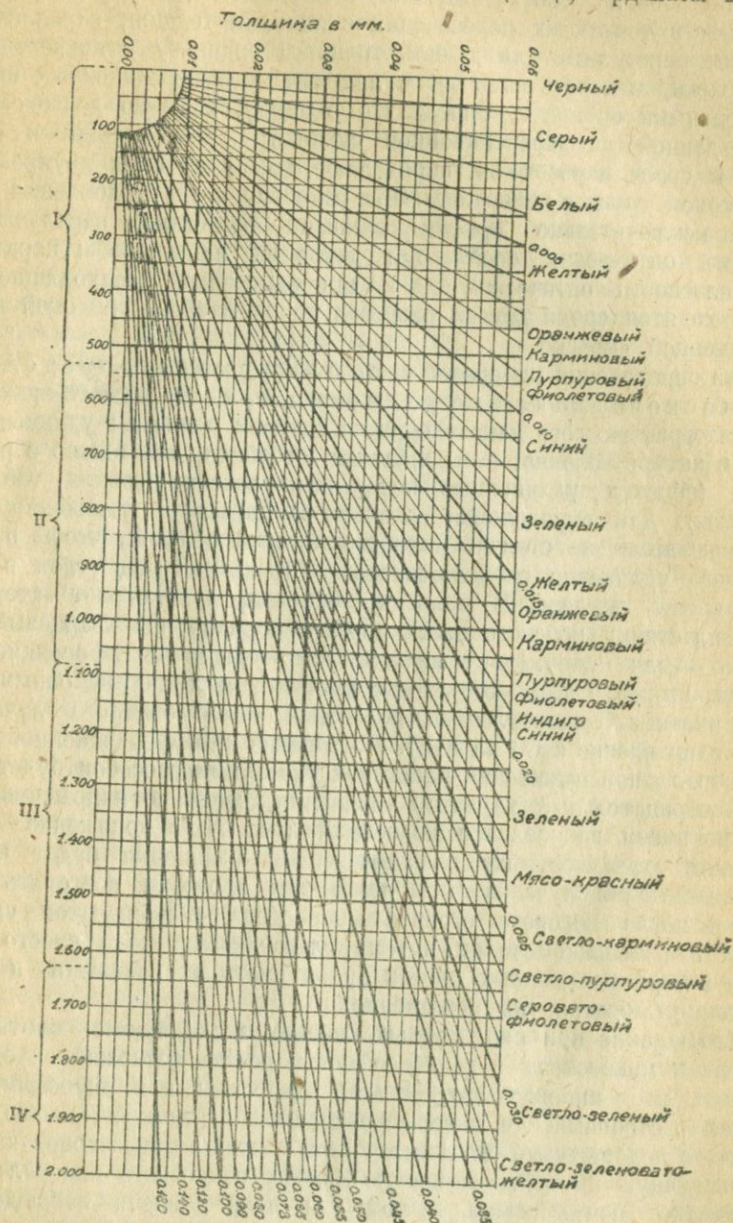


Рис. 11. Схема таблицы Мишель-Леви

долях миллиметра выражают толщину шлифа. Величина двупреломления $n_2 - n_1$, $N_g - N_p$ для двусосных минералов, $N_g - N_m$ или $N_m - N_p$ для одноосных, остается постоянной для данного минерала,

но разность хода лучей в данном разрезе будет зависеть не только от его ориентировки, но и от его толщины. Проведенные на диаграмме диагонали, соответствующие минералам по их двупреломлению, позволяют в точках их пересечения с линиями толщин, параллельным абсциссе, определять для данной толщины ординату интерференционной окраски, в пересечении же с линиями интерференционных цветов, параллельными ординате, определять толщину, которую должен иметь разрез данной интерференционной окраски; линии толщин и линии цветов в своем пересечении определяют диагональ силы двупреломления искомой группы минералов. При измерениях двупреломления пользуются исключительно ориентированными разрезами, параллельными плоскости оптических осей — для двуосных минералов и параллельными плоскости оптической оси — для одноосных. Подходящие разрезы находятся среди других разрезов по их наиболее высокой интерференционной окраске.

Для определения минералов часто бывает полезным определение оптического знака их удлинения, т. е. оптического знака того кристаллографического направления, в котором минералы удлинены, образуя в природе волокна, иглы, палочки, столбики, или только в разрезе шлифа (образуя удлиненные поперечные сечения тонких пластинок, листочков). Для определения оптического характера удлинения минерал располагают на столике микроскопа таким образом, чтобы направление его удлинения расположилось с СЗ на ЮВ под углом в 45° к нитям креста окуляра. В щель над объективом вставляют затем гипсовую пластинку красного цвета первого порядка или кварцевый клин (первую — для минералов с низкими бело-серыми интерференционными цветами; второй — для минералов с высокими интерференционными цветами, имеющих направлением колебаний более быстрого луча N_p также направление с СЗ на ЮВ). Повышение интерференционной окраски минерала при наложении пластинок указанным способом будет определять отрицательный характер удлинения, когда по направлению удлинения имеем направление колебаний луча N_p' , понижение — положительный характер, когда направлением удлинения будет направление колебания луча N_g' . Полезно для проверки повторять определение после поворота столика микроскопа с препаратом на 90° , причем в измененном таким путем положении минерала вместо повышения интерференционных цветов будем иметь их понижение и вместо понижения, наоборот, их повышение.

Наблюдение при скрещенных николях в сходящемся свете. При вращении микроскопа в конусокон почти всегда возможно определить, является ли минерал изотропным, одноосным или двуосным. Если минерал изотропный, то интерференционной картины не наблюдается; в связи с недостатками линз оптической системы микроскопов картину, напоминающую интерференционную фигуру одноосного минерала, можно однако почти всегда в той или иной степени наблюдать на разрезах изотропных минералов или даже и в тех случаях, когда на столике микроскопа нет препаратов. Работая с поляризационным микроскопом следует научиться этот мнимый крест различать от настоящего креста интерференционной фигуры одноосного минерала. Такую фигуру, состоящую из черного креста с большим или меньшим количеством изохроматических колец вокруг последнего, дают

тины с крестом в центре поля зрения дают разрезы, которые в параллельном свете при скрещенных николях являются совершенно темными. Если нет таких разрезов, выбирают разрезы, показывающие наиболее низкую интерференционную окраску. Когда центр креста находится недалеко от границы поля зрения, ветви последнего при вращении столика микроскопа с препаратом передвигаются в поле зрения параллельно нитям креста в окуляре. Чем больше расстояние между центром креста и центром вращения столика микроскопа, тем более неясной и более изогнутой становится изогиря. По количеству в интерференционной картине изохроматических кругов можно получить некоторое представление о силе дупреломления изучаемого минерала, что приобретает особенное значение при определении окрашенных минералов, интерференционные цвета которых искажаются цветом этих минералов. Если кварц в разрезе, перпендикулярном оптической оси нормальной толщины шлифа около 0,03 мм, с силой дупреломления $N_g - N_m \cdot (\varepsilon - \omega) = 0,009$, дает в сходящемся свете черный крест и первое желтоватое кольцо по периферии поля зрения, то биотит с силой дупреломления $N_g - N_p = 0,040$ даст два цветных кольца, а кальцит с дупреломлением $N_m - N_p (\omega - \varepsilon) = 0,172$ даст уже много колец. В минералах сингоний — ромбической, моноклинной, и триклинной — имеем интерференционные картины двусных кристаллов, степень полноты которых будет зависеть не только от толщины препарата и силы дупреломления минерала, но и от нумерной апертуры применяемых для наблюдения объектива и кондензора. Для установления факта, является ли минерал одноосным или двусным, выходы оси могут и не находиться в поле зрения, но для определения оптического характера двусного минерала необходимо, чтобы выход хотя бы одной оптической оси находился в поле зрения. В положении столика микроскопа, когда плоскость оптических осей определяемого минерала составляет угол в 45° с нитями креста окуляра, кривая изогиря делится симметрично этой плоскости пополам и направлена своей выпуклостью с сторону острой биссектрисы. С приближением угла $2V$ к 90° различие вогнутой и выпуклой сторон изогиря становится трудным; при $V = 85-90^\circ$ изогиря представляется прямой линией. Наиболее удобными разрезами для определения оптического характера двусного минерала являются разрезы, перпендикулярные к оптической оси или близкие к ним. Такие разрезы узнаются по наиболее темной интерференционной окраске при наблюдении в параллельных лучах. Следует отметить, что благодаря наличию в двусных минералах дисперсии оптических осей в белом свете абсолютной темноты при скрещенных николях получиться не может, даже и в том случае, когда наблюдается разрез, точно перпендикулярный к оптической оси. Оптический характер как одноосных, так и двусных минералов просто определяется в разрезах, которые дают выход оптической оси. Определение производится при помощи гипсовой пластинки или кварцевого клина. Одноосный кристалл можно рассматривать как частный случай двусного, у которого $2V = 0$, и потому явления, служащие для определения оптического характера в сходящемся свете, будут аналогичными для одноосных и двусных минералов. Следует запомнить два рода таких явлений. Рис. 12 представляет интерференционную картину одноосного минерала выходом оптической оси в центре поля зре-

ния. В оптически положительном минерале, при включении гипсовой пластинки указанной на рисунке ориентировки, синие пятна получатся в квадрантах северо-восточном и юго-западном, желтые — в квадрантах северо-западном и юго-восточном. При обратной ориентировке гипсовой пластинки, той, которая указана на рисунке, или же при наблюдении оптически отрицательного минерала цветные пятна взаимно обменяются местами. Рис. 13 дает другого рода явления, также слу-

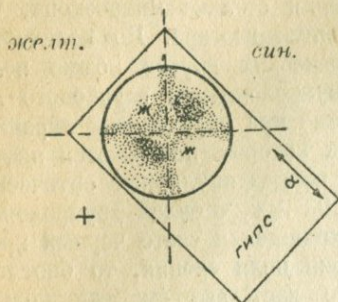


Рис. 12

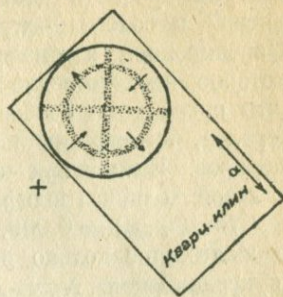


Рис. 13.

жащие для определения оптического характера минералов: при вдвижении кварцевого клина с указанной ориентировкой с ЮВ на СЗ над положительным минералом, находящимся на столике микроскопа, цвета изохроматических кривых двигаются в юго-восточном квадранте навстречу движению руки. Для отрицательных минералов или при обратной ориентировке кварцевого клина для положительных направление дви-

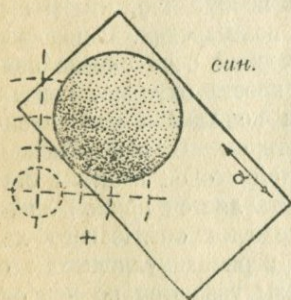


Рис. 14.

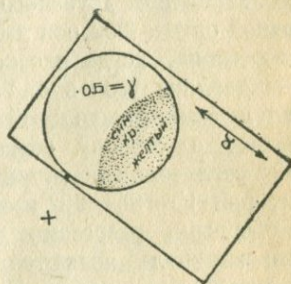


Рис. 15.

жения цветов будет обратным, т. е. цвета изохроматических кривых в юго-восточном квадранте будут двигаться по направлению движения руки. Все другие случаи могут быть приведены к этим описанным двум: рис. 14 и 15 аналогичны рис. 12. Рис. 16, 17 и 18 аналогичны рис. 13.

На рис. 19 представлен микроконоскоп, разработанный в кристаллооптическом кабинете Института прикладной минералогии Н. Е. Веденеевой и А. Г. Колотушкиным, который позволяет и при малых увеличениях с большим объектным расстоянием (расстоянием от объектива до препарата) наблюдать интерференционные картины¹. Микро-

¹) „К методике кристаллооптических и петрографических исследований“, Труды Ин-та прикладн. минералогии. Веденеева Е. и Колотушкин А. Коноскоп с шариком Йогансена (печатается). Мин. сырье 1931 № 12.

коноскоп состоит из тонкой круглой целлюлоидной пластинки, находящейся в металлической оправе (рис. 19). На верхней стороне пластинки находятся приклеенные к ней маленькие стеклянные шарики диаметром около 0,1 мм. Эти шарики по производимому ими оптическому эффекту как это было впервые указано автором книги, послужившей основанием для этого руководства, заменяют объективы с боль-

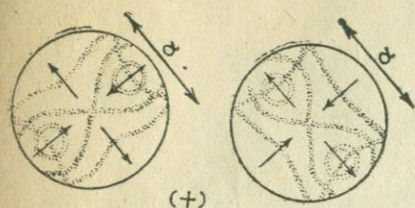


Рис. 16.

Рис. 17.

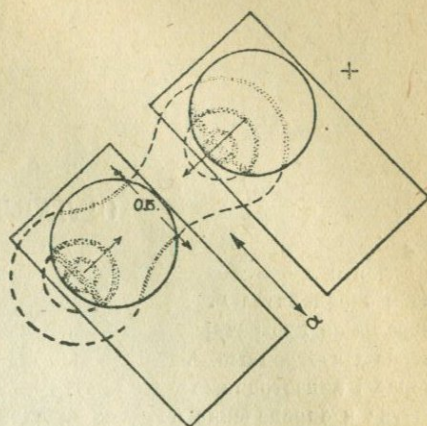


Рис. 18.

шой нумерной апертурой. Шарики при наблюдении со слабыми объективами, но с конденсором дают при поднятии тубуса микроскопа внутри себя изображения маленьких интерференционных картин, достаточных

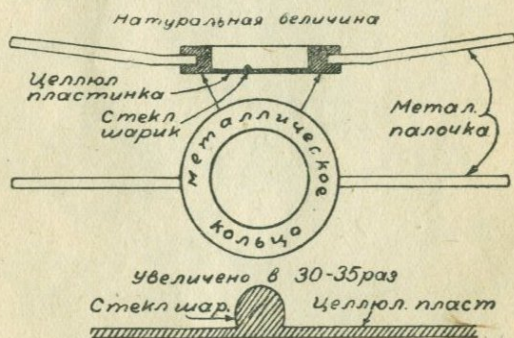
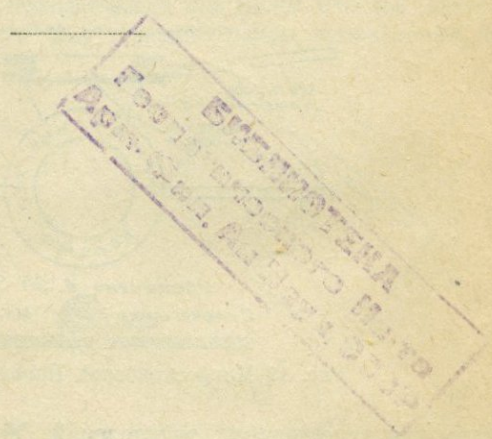


Рис. 19 Микроскоп Иогансен-Веденеевой.

однако для качественных определений. Метод наблюдения при помощи микроконоскопа удобен в том отношении, что позволяет одновременно наблюдать явления как в параллельных, так и в сходящихся лучах. С этой целью микроконоскоп может удобно передвигаться по поверхности шлифа для того, чтобы надвигать шарики на исследуемые разрезы минералов.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	<i>Стр.</i>
Предисловие	3
Ключ к определителю	4
Минералы не прозрачные	5
Минералы изотропные	7
Минералы анизотропные	10
Свойства и определение полевых шпатов	51
О степени точности определения плагиоклазов	66
Пироксены и амфиболы	70
Группировка породообразующих минералов по их габитусу, некоторым их характерным свойствам и характеру их месторождений	73
Краткая сводка петрографических методов	76



549
548

1500