

Міністерство освіти і науки України
Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна
Геолого-географічний факультет
Кафедра гідрогеології

О.О. КЛЕВЦОВ, Я.О. РАЄВСЬКИЙ, Д.Ю. НОСИК

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ
ПО СИСТЕМАТИЦІ МЕТАМОРФІЧНИХ
ГІРСЬКИХ ПОРІД

Харків-2014

УДК 552.4 (075.8)

ББК 26.31Я73

М54

К48

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ ПО СИСТЕМАТИЦІ МЕТАМОРФІЧНИХ ГІРСЬКИХ ПОРІД для студентів напряму підготовки 6.040103 «геологія» освітньо-кваліфікаційного рівня «бакалавр» / Укладачі: О. О. Клевцов, Я. О. Раєвський, Д. Ю. Носик. – Харків: ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2014. – 16 с.

Затверджено на засіданні Вченої ради факультету геології, географії, рекреації і туризму Харківського національного університету.

Протокол № 5 від 21 листопада 2014 р.

© Харківський національний університет
імені В.Н. Каразіна, 2014

Типи метаморфічних порід

Метаморфічні гірські породи утворюються в глибинах Землі при перетворенні в твердому стані (без істотного переплавлення) гірських порід різного первинного генезису. Основними факторами метаморфізму («метаморфоза» по-грецьки - перетворення) є температура і тиск. Мінеральні парагенетичні асоціації, стійкі при низьких PT умовах, втрачають цю стійкість при підвищенні температури і тиску, вступають в реакції між собою і дають початок новим парагенетичним асоціаціям, стійким в нових термодинамічних умовах. Підвищення температури при метаморфізмі викликається або глибинним геотермічним режимом, або впливом впровадження в земну кору магматичних мас. Підвищення тиску пов'язане з вагою вищерозміщених порід (P_h , тиск гідростатичний), яке поширене всебічно, а також з тектонічним тиском (P_s , тиск спрямований, стрес), яке поширюється в локальних ділянках (зони насувів, скидів і т. ін.) . Додатковими факторами метаморфізму є хімічно активні речовини, які утворюють метаморфізуючі порові розчини (флюїди). Ці розчини можуть надходити з магматичних осередків і можуть виділятися при процесах утворення метаморфічних порід. Якщо хімізм порід (окрім вмісту H_2O і CO_2) при зміні мінерального складу залишається незмінним, то такий метаморфізм називається ізохімічним. У разі ізохімічного метаморфізму можна відновити тип первинних порід (таблиця 1.).

Головні типи порід ізохімічного метаморфізму

Вихідні породи	Відповідні метаморфічні породи
Граніт	гнейс
пісковик аркозовий	гнейс
глина	роговик, філіт, сланець слюдистий
пісковик	кварцит
бурий залізняк	джерспіліт
габро	амфіболіт
вапняк	мармур
боксит	корундова порода (наждак)
діабаз	сланець хлоритовий
граніт, пісковик	катаклазит

Аллохімічний метаморфізм або метасоматоз відбувається при зміні первинного хімічного складу вихідної породи при привносі або виносі, речовини метаморфізуючими розчинами.

Компоненти таких розчинів можуть бути досить різноманітними (Cl, F, SO₄, Na, K, Mg та ін.).

Типи метаморфічних процесів можуть виділятися також і за геологічними ознаками і по прояву того або іншого фактора метаморфізму.

Регіональний метаморфізм - метаморфізм великих просторів і великих об'ємів порід, що викликається Ph, Ps і T, пов'язаний із зануренням гірських порід на глибину при геологічних процесах, регіональ-

ний термодінамометаморфізм просторово пов'язаний з процесами гороутворення і характерний для орогенезу.

Ультраметаморфізм - це регіональний метаморфізм глибинних складчастих областей з частковим переплавленням горських порід.

Регіональний метаморфізм геосинклінальних областей, що викликається тільки гідростатичним тиском і підвищеною температурою (Ph, S) запропоновано називати регіональним метаморфізмом занурення або навантаження (статичний метаморфізм).

Контактовий метаморфізм - метаморфізм контактних зон вміщуючих порід з магматичними тілами - підрозділяється на термальний (термометаморфізм контактово-термальний) метаморфізм і контактний метасоматоз. Термометаморфізм на відміну від контактного метасоматоза здійснюється тільки при підвищенні температури без приносу речовини.

Пірометаморфізм - термометаморфізм на контакті вміщуючих або підстиляючих порід з лавами характеризується високими температурами.

Катакlastичний (дислокаційний) метаморфізм пов'язаний з одностороннім тиском (Ps), яке призводить до деформацій, дробління, розланцювання гірських порід без зміни хімічного складу в ділянках тектонічних порушень.

Автометаморфізмом (автометасоматоз) називається метаморфізм повільно застигаючих магматичних осередків, який викликається реакціями залишкового розплаву і метаморфізуючих розчинів з раніше утвореними магматичними породами.

Класифікація метаморфічних порід може ґрунтуватися на типах метаморфізму. Серед метаморфічних порід можуть бути виділені:

1. Породи катакlastичного метаморфізму (тектонічні брекчії, катаклазити, мілоніти, філоніти).

2. Породи термометаморфізму (контактові мармури, роговики, вузлуваті сланці).

3. Породи регіонального метаморфізму (сланці, гнейси, амфіболіти, грануліти).

4. Породи ультраметаморфізму (мігматити, ін'єкційні, гнейси).

5. Породи метасоматоза (метасоматити контактів, автосоматити, метасоматити ультраметаморфізму, метасоматити регіонального метаморфізму).

Хімічна класифікація метаморфічних порід зводиться до розподілу всіх порід на групи з певним хімічним складом і з урахуванням складу вихідних порід, котрі піддалися метаморфізму. Все розмаїття метаморфічних порід по хімізму може бути зведене до п'яти груп:

1. Пелітові породи.

Похідні глинистих осадових порід. Філіти, слюдяні сланці, слюдяні, кіанітові, ставролітові і силіманітові гнейси.

2. Кварцово-польовошпатові породи.

Похідні кварц-польовошпатових магматичних (граніти) і осадових (пісковики) порід. Кварцити слюдяні і польовошпатові, парагнейси і ортогнейси слюдяні, грануліти.

3. Вапнякові породи.

Похідні осадових карбонатних порід (вапняків і доломітів) з домішкою кварцу і глинистого матеріалу. Філіти вапняні, мармури, вапняно-слюдяні сланці, епідотові сланці.

4. Основні породи.

Похідні основних і середніх магматичних порід. Сланці хлоритові і епідот-хлоритові, амфіболіти, плагіогнейси, піроксенові гнейси і грануліти.

5. Магнезіальні породи.

Похідні залізисто-магнезіальних магматичних (ультрабазити) і осадових (залізисті окисно-силікатні) порід. Сланці талькові, актинолітові, амфіболіти, плагіогнейси, піроксенові грануліти і гнейси, піроксен-олівінові породи.

Класифікація метаморфічних порід за фізико-хімічними умовами метаморфізму може бути представлена за класифікацією У. Грубенмана (1904-1906). Згідно цієї класифікації поведінку факторів метаморфізму в залежності від глибини метаморфізму можна зобразити наступною схемою (рис.1).

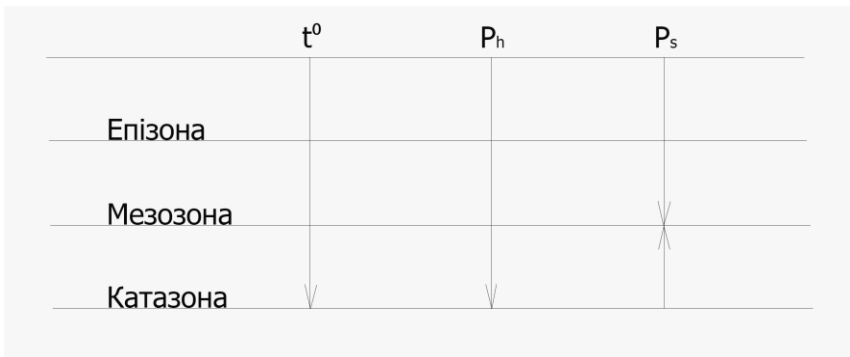


Рис. 1. Схема Грубенмана

Згідно зі схемою температура і гідростатичний тиск зростають по мірі збільшення глибини, а однобічний тиск загасає у катазоні.

Метаморфічні породи на основі виділення зон метаморфізму Грубенмана можна розділити на:

І. Породи епізони (епіпороди):

Філіти, сланці хлоритові, серицитові і талькові, серпентиніти, кварцити, мармури, катаклазити, епідотові і актинолітові породи, гідротермальні метасоматити, порфірити.

2. Породи мезозони (мезопороди)

Сланці слюдяні, кіанітові, ставролітові, гранатові, амфіболові, амфіболіти. Мармури. Гнейси слюдяні. Скарни епідотові. Вузлуваті сланці. Мармури.

3. Породи катазони (катапороди).

Гнейси силіманітові, Кордієритові, піроксенові. Грануліти. Скарни гранатові і піроксенові. Еклогіти. Мігматити. Карбонатитові і андалузитові роговики.

Найбільш сучасною є класифікація метаморфічних порід по метаморфічним фаціям.

Метаморфічна фація (або фація метаморфізму) - це область метаморфізму з певними термодинамічними умовами утворення і стійкості природних асоціацій метаморфічних гірських порід. Кордони фацій метаморфізму даються в РТ координатах і відповідають зазвичай лініям реакцій між мінералами. Відповідні породи, які утворилися в межах певної РТ - області, називають метаморфічними породами даної фації.

Показниками РТ - умов метаморфізму є мінерали, умови утворення і стійкості яких вивчені не тільки за природними мінеральними асоціаціями, а й експериментальними способами.

Метаморфічну породу можна визначити як парагенетичну мінеральну асоціацію, стійку в межах певної метаморфічної фації.

Кожна фація характеризується певними мінералами і мінеральними асоціаціями, з яких особливе значення належить критичним мінералам і забороненим мінералам (або асоціаціям).

Критичні мінерали можливі тільки в даній фації. Заборонені мінерали неможливі в даній фації. Діагностика насамперед критичних і заборонених мінералів дає можливість правильно діагностувати фації. Використання певних "індекс-мінералів" для проведення кордонів між породами різної інтенсивності метаморфізму - ізоград - дозволяє картувати фації, картувати метаморфічні породи, які утворилися в близьких умовах метаморфізму.

Вперше поняття метаморфічної фації було введено Ескола (1914). Їм же була дана перша схема метаморфічних (мінеральних) фацій (1920), де відзначалася тільки тенденція зміни температури і тиску без конкретних їх значень (рис. 2).



Рис. 2 Схема фацій Ескола

Поступово схеми фацій метаморфізму (Ескола, 1939; Рамберг, 1952; Тернер, 1961; Вінклер, 1965 та ін.) ставали більш детальними. Уточнювалися межі між фаціями і з'явилась підстава термодинамічної характеристики двох основних типів метаморфізму: контактового та регіонального (рис. 3).

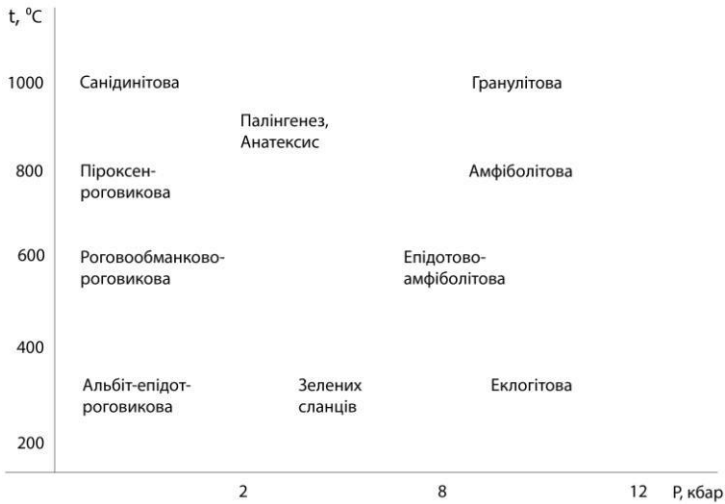


Рис. 3 Схема фацій Єлісеєва

Основна мета і значення принципу фацій полягає в тому, щоб за особливостями мінеральних асоціацій відновити фізико-хімічні умови утворення метаморфічних порід (P і T) і визначити положення цих умов в земній корі. Задача фаціального підходу є не тільки класифікаційною, але, перш за все, діагностичною. Одна з наочних схем фацій належить В.С.Соболеву із співробітниками (1964, 1970). Вона характеризується: 1) виділенням фацій високого тиску, 2) більш чіткими

межами між фаціями на основі новітніх експериментальних робіт з вивчення реакцій між мінералами.

Виділено наступні групи фацій (рис. 4).

Група А. Фації низького тиску (фації контактового метаморфізму)

A₀ - спурит-мервінітова (аналог санідинової фації Ескола)

A₁ - піроксен-роговикова

A₂ - амфібол-роговикова

A₃ - мусковіт-роговикова

A₄ - гідротермальних метасоматитів (грейзени, пропіліти, цеоліти). Група В. Фації середнього тиску (аналог звичайних фацій регіонального метаморфізму).

B₁ - фація дупіроксенових гнейсів (гранулітова)

B₂ - фація силіманит-біотитових гнейсів (амфіболітова)

B₃ - фація андалузит-мусковітових сланців (епідот-амфіболітова)

B₄ - фація зелених сланців

B₅ - цеолітова фація

Група С. Фації високого тиску (фації вузьких тектонічних зон).

C₁ - еклогітова фація (амфібол-еклогітова)

C₂ - фація дістенових гнейсів і амфіболітів

C₃ - фація дістен-мусковітових сланців (глаукофан-альмандинова)

C₄ - жадеїт-лавсоніт-глаунофанова.

Додатковими фаціями можуть бути:

1. Фації мантії:

1) еклогітова

2) коеситова

3) алмазонасних еклогітів

2. Фації ударного метаморфізму (вибухових метеоритних кратерів землі) 1) фація імпактитів
2) фація імпактного скла плавління.

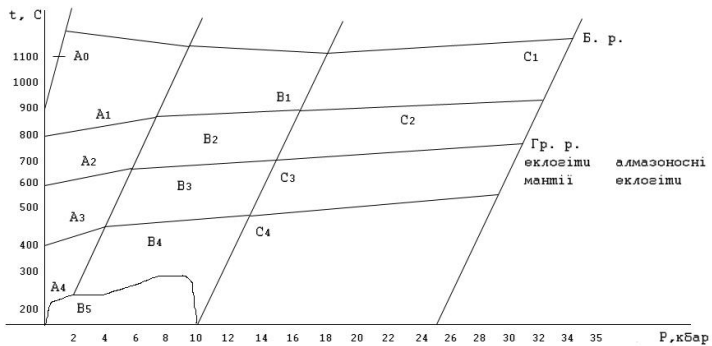


Рис. 4 Схема фацій Соболева

При лабораторному описі метаморфічних порід у штуфах слід звертати насамперед увагу на орієнтування окремих мінеральних зерен або їх агрегатів. Всі метаморфічні породи володіють масивною будовою (масивною текстурою) і зернистою (кристалічною, кристалобластичною) структурою. Масивність (або щільність) притаманна до порід катакlastичного метаморфізму (тектонічним брекчіям, катаклазитам, мілонітам).

Якщо на тлі масивної (або щільної) текстури проявляється орієнтоване розташування окремих мінеральних пластинок або лусочок (сланцювата текстура), агрегатів лусочок (листувата, пластинчаста текстура), окремих голчастих або призматичних зерен (волокниста, стеблова), лінзовидних агрегатів або окремих вкраплеників (очкова, лінзовидна), то крім приналежності породи до метаморфічної групи мож-

на віднести її і до порід регіонального метаморфізму. При яснозернистій структурі можливості макроскопічного визначення окремих мінералів і колірної характеристики можна віднести породу до фації зелених сланців (сланець хлоритовий, тальковий, кварц-серіцитовий, мусковітовий, актинолітова порода тощо), до фацій амфіболітів (амфіболіт гранатовий, амфіболіт польвошпатовий, епідотовий і т. ін.), до фації гранулітів (грануліт, гнейс).

Орієнтування часто проявляється в формуванні смужчатих текстур, однак подібну будову можна зустріти і у порід регіонального метаморфізму (гнейси), і у порід контактового метаморфізму (роговики), і у порід ультраметаморфізму (мігматити).

Породи катакlastичного метаморфізму відрізняються уламковими (катакlastичними, брекчієвими) текстурами, представляють собою щільно зцементовані уламки первинних порід, однак при зменшенні розміру уламків та сланцюватості катакlastична порода (катакlastит, мілоніт) може бути позбавлена чітких генетичних ознак в окремих штуфах і для її визначення необхідно мікроскопічне вивчення. Тонкозерниста катакlastична порода (філоніт) мікроскопічно не відрізняється від сланцю. У разі відсутності орієнтованих текстур слід звертати увагу на мінеральний склад. При мономінеральності або крупнозернистій структурі приналежність породи до метаморфічної групи встановлюється легко (скарн гранатовий, магнетитовий, піріксен-гранатовий, епідозит, березит, мармур, серпентиніт і т. ін.).

Достовірне визначення метаморфічної породи з віднесенням до певної генетичної групи і до певної фації метаморфізму може бути зроблено за допомогою опису в шліфі після визначення структури і мінерального складу. Оскільки мінеральний склад метаморфічних по-

рід відрізняється простотою і зводиться зазвичай до трьох (двом, іноді одному) породоутворюючим мінералам, то віднесення до відповідної фації метаморфізму робиться по мінералах-індикаторах або по мінеральним парагенетичним асоціаціям.

Таблиця 2.

Характеристика фацій контактового метаморфізму по головним мінералам та мінеральним асоціаціям.

Фація	Критичні мінерали	Заборонені мінерали
Спурит-мервінітова	Ларніт, спурит, мервініт, муліт, тридиміт (санідин)	Гранати, амфіболи, андалузит, доломіт
Піроксен-роговикова	Гросуляр + діопсид + воластоніт, форстерит + кордієрит + монтичеліт + меліліт + воластоніт	Амфіболи, мусковіт, епідот, доломіт
Амфібол-роговикова	Тремоліт + доломіт + діопсид, плагіоклаз + рогова обманка, антофіліт	Хлорит, мусковіт, епідот
Мусковіт-роговикова	Мусковіт, біотит, кордієрит + андалузит, хлорит + магнетит	Силіманіт, альмандин

Таблиця 3

Характеристика фацій середніх тисків регіонального метаморфізму по головним мінералам та мінеральним асоціаціям.

Фація	Критичні мінерали	Заборонені мінерали
Гранулітова (двопіроксенових гнейсів)	Гіперстен + діопсид, гіперстен + гранат	Амфіболи, ставроліт, мусковіт, епі-

	(піроп-альмандин). Силіманіт + калієвий польовий шпат + кор- дієрит	дот, дістен
Амфіболова (біотит- силіманітових гнейсів)	Біотит, амфіболи, си- ліманіт + біотит, став- роліт + гранат + силі- маніт, андалузит	Епідот, хлоритоїд, тремоліт, актиноліт
Епідот-амфіболітова (силіманіт- мусковітових сланців)	Епідот, амфіболи, ставроліт + силіманіт (андалузит) + муско- віт, біотит, альмандин	Хлорит, воластоніт
Зеленосланцева	Хлорит, доломіт, мус- ковіт, пірофіліт, аль- біт, актиноліт, стиль- пномелан, спесартин	Альмандин, кордіє- рит, ставроліт, си- ліманіт, андалузит

Таблиця 4.

Характеристика фацій високих тисків регіонального
Метаморфізму по головним мінералам і мінеральним
асоціаціям

Фація	Критичні мінерали	Заборонені мінерали
Жадеїт-лавсоніт- глаукофанова	Жадеїт, лавсоніт, глаукофан, арагоніт, епідот, цоїзит, хлорит	Гранат, кордієрит, силіманіт, дістен
Дістенових сланців	Дістен + ставроліт, дістен + мусковіт	Калієвий силіманіт, андалузит
Дістенових гнейсів	Основний плагіоклаз + дістен, гранат + омфацит, дістен + жєдрит	Силіманіт, андалу- зит, кордієрит
Еклогітова	Альмандин – піроп,	Силіманіт, кордіє-

	омфацит + рутил	рит, ставроліт, амфі- боли, гіперстен
--	-----------------	--

Навчальне видання

**МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ
ПО СИСТЕМАТИЦІ МЕТАМОРФІЧНИХ
ГІРСЬКИХ ПОРІД**

Вказівки надано за авторською редакцією

Відповідальний за випуск доц. Клевцов О.О.

Підписано до друку:..... Формат 60x84/16.
Друк різнографічний. Папір офсетний.
Умовн. друк. арк. 2.0. Обл.-вид. арк.....Зам. №.....
Тираж 100. Ціна договірна.

61077, м. Харків, пл. Свободи, 4,
Харківський національний університет ім. В.Н. Каразіна,
видавничий центр

Видавництво ХНУ імені В.Н. Каразіна. Тел. 705-24-32
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК №3367 від 13.01.09

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ
ДО ЛАБОРАТОРНИХ РОБІТ З ПЕТРОГРАФІЇ

(ДОСЛІДЖЕННЯ МІНЕРАЛІВ
У ПАРАЛЕЛЬНОМУ СВІТЛІ)

Харків 2018

Кристаллооптичний метод діагностики мінералів заснований на оптичних властивостях різних твердих тел. Основним інструментом, який використовується при кристаллооптичних дослідженнях, є поляризаційний мікроскоп.

1. УСТРІЙ ПОЛЯРИЗАЦІЙНОГО МІКРОСКОПА

Поляризаційний мікроскоп складається з тубуса, предметного столика і освітлювального дзеркала, які встановлені на рухомій станині. Збільшувальна система мікроскопа складається з двох лінз, які вставляються в тубус: окуляра і об'єктиву. Окуляри (5x, 8x, 12x, 17x в циліндровій обоймі) забезпечені хрестом і виступом-фіксатором, який при правильній установці повинен потрапити у виїмку тубуса. Окуляр повинен вставлятися в тубус так, щоб його вертикальна нитка лежала в площині симетрії мікроскопа.

Окуляр 6x - вимірювальний окуляр, або окуляр-мікрометр. Він може бути лінійним (лінійна шкала на 100 поділок) або сітчастим (квадрат 20 x 20) і слугує для оцінки розмірів під мікроскопом.

Об'єктиви (3x, 8x, 20x, 40x, 60x) вмонтовані в циліндричну обойму, верхня розширена частина якої забезпечена трьома виступами. Один з них, центральний, повинен при установці об'єктиву в тубус мікроскопа точно увійти до паза підтримуючої пружини. Два інші виступи призначено для центрировочних гвинтів.

Переміщення тубуса здійснюється мікро- та макрометричними гвинтами. Поворот гвинтів на себе - підйом тубуса.

Предметний столик з центральним отвором обертається навколо своєї осі і може бути закріплений гвинтами у ноніусів в нерухомому положенні. Для вимірювання кутів повороту на краю столика є поділки до 1°.

Освітлювальне дзеркало подвійне. При слабких збільшеннях використовується плоске дзеркало, при сильних - увігнуте.

Поляризаційна система мікроскопа складається з двох ніколей. Нижній ніколь - поляризатор - розміщується під столиком мікроскопа і може обертатися

навколо своєї осі. Нормальне положення поляризатора - збіг риси на його об'ємі з нульовою поділкою нерухомої частини об'єми. Аналізатор знаходиться в тубусі мікроскопа над об'єктивом, може висуватися з тубуса і таким чином вимикатися з оптичної системи мікроскопа.

Додатковими лінзами оптичної системи мікроскопа є лінза Лазо і лінза Бертрана.



Рис. 1. Схема поляризаційного мікроскопа.

Лінза Лазо (конденсатор) знаходиться під столиком мікроскопа між ним і нижнім ніколем. Використовується при великих збільшеннях в коноскопічних

установках, а також для отримання сильного освітлення при малопрозорих об'єктах. Може бути виведений з оптичної системи мікроскопа за допомогою відкидного важеля.

Лінза Бертрана знаходиться в тубусі мікроскопа між окуляром і аналізатором і може висуватися з тубуса. Має діафрагму і використовується при коноскопічних дослідженнях при великих збільшеннях.

2. УСТРІЙ ПРИЗМИ НІКОЛЯ

Для кристалооптичних досліджень використовується поляризоване світло. Відмінність поляризованого світла від звичайного полягає в тому, що всі світлові коливання здійснюються при його розповсюдженні в одній площині.

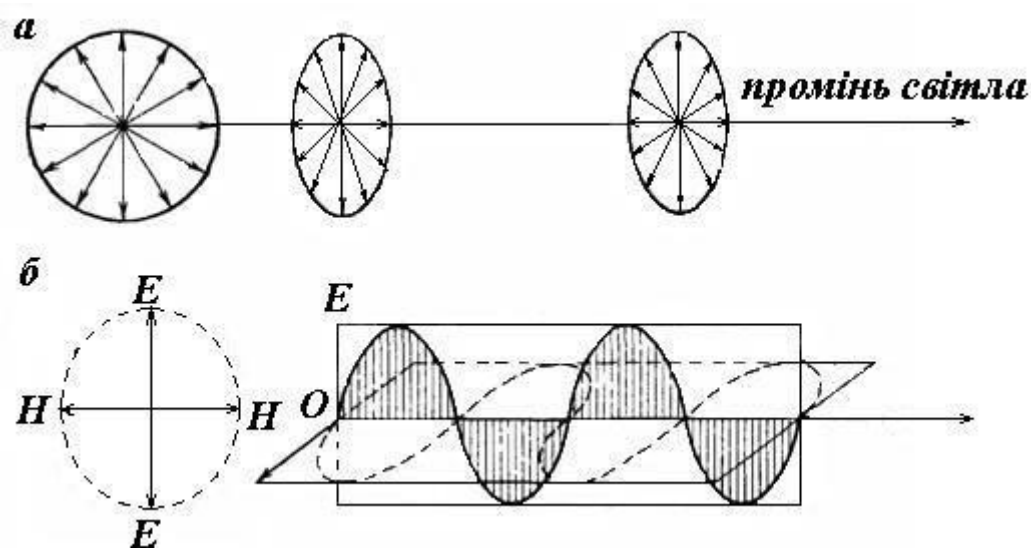
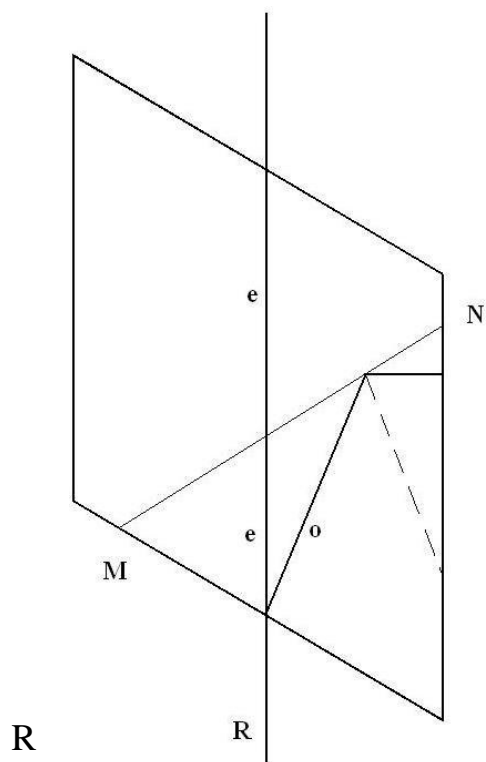


Рис 2. Напрямок коливань в промені природному (а) і лінійно поляризованому (б).

Поляризоване світло можна отримати при заломленні, віддзеркаленні і двозаломленні світла. На поляризації світла при двозаломленні заснований устрій більшості поляризаторів, що використовуються в кристалооптиці, у тому числі і поляризатор, названий за ім'ям його винахідника Ніколя (1828 р.) - призмоюніколя, або просто ніколем.



Ніколь готується із спайної виколки ісландського шпату (CaCO_3). Верхня і нижня грані слегда підпилюються до $< 68^\circ$ замість $< 71^\circ$ у природного кристала. Кристал розпилюється по лінії М N і зклеюється канадським бальзамом. Канадський бальзам отримують з ялицевої смоли. Його показник заломлення $N = 1,55 - 1,54$. Проміньсвітла R, увійшовши в прилад, розпадається на промені o та e. Для CaCO_3 величина n_o (показник заломлення для звичайної хвилі) = 1,658, n_e (для незвичайної, екстраординарної) = 1,486. Промінь

3. Схема ніколя.

направлений на нижню грань кристала так, що *Рис.* $n_{e'} = 1,515 - 1,52$. Промінь e (e') проходить безперешкодно прошарок канадського бальзаму, майже не змінюючи напряму, і виходить з приладу. Промінь o не проходить, терпить повне внутрішнє віддзеркалення і поглинається чорною оправою.

Світло, що виходить з ніколя-поляризатора, коливається в площині поляризатора. Верхній ніколь-аналізатор також пропускає тільки один промінь, але коливання його здійснюється в площині, перпендикулярній площині коливань світла, що пропускається поляризатором. При положенні схрещених ніколей, тобто при введеному в тубус аналізаторі, поле зору буде затемненим, оскільки аналізатор не може пропустити ті світлові коливання, які вийшли з поляризатора. При правильному положенні поляризатора (нижнього ніколя) і введенні аналізатора (верхнього ніколя) створюється система схрещених ніколей, через яку світло не проходить.

3. ПРЕПАРАТИ ДЛЯ МІКРОСКОПА

Оптичні властивості мінералів і мікроструктури гірських порід вивчаються в шліфах і порошкових препаратах (з використанням проходячого світла).

Шліф є тонкою пластинкою твердого тіла (гірської породи, мономінерального агрегату, скла, сплаву і таке інш.) завтовшки 0,02 - 0,03 мм. Шматочок породи приклеюється канадським бальзамом до предметного скла, шліфується на шліфувальному верстаті і покривається покривним склом також за допомогою канадського бальзаму. Можна готувати шліфи з рихлих об'єктів, занурених в канадський бальзам і проварених в ньому. Можна використовувати при роботі з мікроскопом порошкові препарати, коли порошок або відібрані зерна кладуть на предметне скло і покривають покривним, а між скельцями вводиться рідина з певним показником заломлення (імерсійний метод).

4. ПІДГОТОВКА МІКРОСКОПА ДО РОБОТИ

Підготовка мікроскопа до роботи складається з наступних операцій.

1. Вибір об'єктиву і окуляра і правильна установка їх в тубусі.
2. Наладка освітленості поля зору за допомогою дзеркал.
3. Перевірка схрещеності ніколей.

Перевірити правильну установку поляризатора (нульова поділка об'єктиву поляризатора повинна співпадати з рискою на зовнішній об'єктиві). Потім при освітленому полі зору ввести в тубус аналізатор. Якщо поле недостатньо затемнене, повернути поляризатор навколо осі до повного затемнення і закріпити гвинтом.

4. Установка шліфа і фокусування. Шліф встановлюється на столику предметним склом униз і підтримується затисками або кареткою. Фокусування проводиться за допомогою макрометричного гвинта. Мікрометричним гвинтом переміщення тубуса здійснюється тільки для остаточного доведення. Привеликих збільшеннях фокусування треба починати з опущеного положення тубуса коли він злегка торкається шліфа, поволі піднімаючи тубус, стежачи за появою зображення.

5. Перевірка збігу ниток хреста з напрямками коливань, які пропускаються ніколями. Перевірка здійснюється за допомогою кристала з відомим прямим згасанням (наприклад, біотита). Сумістивши ребро пластинки біотиту (з слідами чіткої спайності паралельно ребру) з однією з ниток, вдвигаємоаналізатор. Кристал біотиту повинен згаснути.

6. Центрування мікроскопа. Мікроскоп вважається центрованим, якщо зерно, розміщене в точці перетину ниток окулярного хреста, не зміщується при обертанні столика. При переміщенні зерна і при виході його з поля зору обов'язкова центрування мікроскопа, тобто суміщення осі обертання столика з віссю оптичної системи мікроскопа. Центрування здійснюється за допомогою двох центрувальних гвинтів, які переміщують об'єктив. Перш за все треба перевірити, чи правильно вставлений об'єктив. Якщо при обертанні столика зерно зміщується від центру, але зміщення його незначне, то можна з положення максимального відхилення повернути зерно в центр делікатним обертанням центрувальних гвинтів. Якщо зміщення є більшим, то, поставивши зерно в центр, треба: 1) повернути столик на 180° ; 2) розділивши на око відстань від нового положення зерна до центру, посунути шліф у напрямку до центру на половину відстані; 3) обертаючи центрувальні гвинти, сумістити центр хреста ниток із зерном; 4) повторити ще раз цю операцію.

5. РОБОТА З МІКРОСКОПОМ

В задачу мікроскопічних досліджень входить перш за все визначення мінералів. Для цього необхідний аналіз цілого ряду кристалооптичних і кристаломорфологічних ознак. Є певна послідовність операцій, результати яких використовуються для визначення мінералу по довідкових таблицях.

Характеристика форми зерен

Форма зерен може бути ідіоморфною, субідіоморфною (гіпідіоморфною) і ксеноморфною. Ідіоморфна форма визначається власними кристалографічними

елементами мінералу, ксеноморфна не несе ніяких кристалографічних ознак. Можна визначати форму, використовуючи поняття про габітус кристалів: ізометрична, призматична, пластинчаста, таблитчаста, тощо.

Вимірювання величини зерен здійснюється за допомогою вимірювального окуляра (6х). Ціна поділки окуляра-мікрометра різна при різних об'єктивах.

Об'єктив	Ціна поділки окуляра-мікрометра, мм
5х	0,05
8х	0,02
20х	0,008
40х	0,004

Розміри зерна суміщуються з певним числом поділок лінійки вимірювального окуляра і переводяться в мм. Зазвичай для ізометричних зерен подається один розмір, для пластинчастих - два. Оцінки розміру зерен потрібні для характеристики структури породи.

Рельєф і оцінка показників заломлення мінералів

Поверхня зерна може бути різною. Вона може здаватися рівною, гладкою, шорсткою або бути нерівною горбистою поверхнею. В цьому випадку поверхня зерна називається шагреневою. Відмінність в характері поверхні пояснюється відмінністю показників заломлення мінералу і показником заломлення канадського бальзаму (1,54), який покриває шліф знизу і зверху. Чим ближче показник заломлення мінералу до показника заломлення канадського бальзаму, тим менше видно нерівності на поверхні мінералу. Поява шагреневої поверхні свідчить про значну відмінність показників мінералу і канадського бальзаму. Для порівняльної характеристики показників заломлення мінералів користуються поняттям рельєфу. Якщо показники заломлення мінералу більше показників заломлення канадського бальзаму, говорять про позитивний рельєф, якщо менше - про негативний. Знак рельєфу визначається за допомогою смужки Бекке. Смушка Бекке виникає на межі двох порівнюваних середовищ з різними показниками заломлення. Легше всього її помітити при порушенні фокусування, пересуваючи тубус вгору і вниз (при невеликих збільшеннях користуючись макрометром)

гвинтом, при великих - мікротренім), але в таких межах, щоб контури зерен залишалися помітними. Світлова облямівка - смужка Бекке - буде рухатися від границі між середовищами (зерно-зерно, зерно-бальзам, зерно-рідина) на одне з середовищ при підйомі тубуса. При опусканні тубуса смужка Бекке піде назад, перетне межу між середовищами і перейде на друге середовище.

При піднятті тубуса смужка Бекке переходить на середовище з більш високим показником заломлення, при опусканні - на середовище з більш низьким показником заломлення.

По рельєфу мінерали можна розбити на такі групи:

I. Мінерали з різко позитивним рельєфом.

Поверхня шагренева. Контури різкі, обмежені широкою чорною облямівкою.

$$n_M \gg n_{к.б.} \quad (n_M > 1.70).$$

Олівін, піроксени, епідот, гранати, циркон, рутил.

II. Мінерали з позитивним рельєфом. Поверхня слабошагренева, шорстка. Контури різкі.

$$n_M > n_{к.б.} \quad (1.70 > n_M > 1.57).$$

Апатит, амфіболи, слюди, андалузит, дістен.

III. Мінерали з слабо додатнім і нейтральним рельєфом. Поверхня рівна, контури тонкі. Кварц, андезин, олігоклаз.

$$n_M \geq n_{к.б.} \quad (1.57 > n_M > 1.53).$$

IV. Мінерали з нейтральним і з слабо негативним рельєфом. Поверхня рівна.

$$n_M \leq n_{к.б.} \quad (1.53 > n_M > 1.51).$$

Нефелін, альбіт.

V. Мінерали з негативним рельєфом. Поверхня шорстка.

$$(1.51 > n_M > 1.47).$$

Ортоклаз, мікроклін. Гіпс.

VI. Мінерали з різко негативним рельєфом. Поверхня шагренева.

$$n_M \ll n_{к.б.}$$

Флюорит, содаліт.

Колір і плеохроїзм

Власне забарвлення мінералів в проходячому світлі пояснюється виборчим поглинанням (абсорбцією) ними світла. Забарвлення прозорих мінералів в шліфах зазвичай слабше, ніж в штуфах. Більшість мінералів безбарвні (кварц, польові шпати, діопсид, мусковіт, нефелін), проте серед породоутворюючих мінералів зустрічаються і забарвлені (біотит, зелена рогова обманка, хлорит). Іноді забарвлення мінералу не буває постійним, оскільки залежить від складу. Такими мінералами, які можуть в різних зразках міняти колір від темно-червоного і коричнево-червоного до зеленувато-сірого, є мінерали групи залізистих слюд (біотит, лепідомелан та ін.).

Якщо поглинання світла по різних напрямках у мінералу неоднакове, то при обертанні столика забарвлення мінералу змінюватиметься. Ця анізотропія забарвлення називається плеохроїзмом. Схема плеохроїзму відомих мінералів використовується для визначення напрямку коливань в поляризаторі. Частіше за все для цього служить біотит або турмалін. Обидва ці мінералу мають більш темне забарвлення по n_g , ніж по n_p . У турмаліна n_g розташоване перпендикулярно до подовження, у біотита - паралельно спайності.

У мінералів з великою силою двопроменезаломлення рельєф і характер поверхні в певних оптичних розрізах не залишаються постійними при обертанні столика мікроскопа. Це явище називається псевдоабсорбцією. Мінерал, що має псевдоабсорбцію, при обертанні столика здається або безбарвним, гладким, або сірим, темно-сірим, з різким рельєфом і шагреневою поверхнею. Сірі і темно-сірі тони не пов'язані із забарвленням мінералу, хоча явище це і нагадує плеохроїзм. Зміна забарвлення пояснюється тільки зміною рельєфу, наявністю показників заломлення мінералу, різко відмінних від показника заломлення канадського бальзаму. На відміну від плеохроїзма (абсорбції) це явище має назву псевдоабсорбції. Вона добре помітна в шліфах у кальцита і доломіта.

Спайність

Під мікроскопом тріщини спайності видно у вигляді серії більш менш тонких паралельних прямих ліній. Чим досконаліша спайність, тим виразніше ці лінії. Товщина їх залежить від рельєфу. Чим більше показник заломлення зерна відрізняється від показника заломлення канадського бальзаму, чим більш нерівний рельєф зерна, тим товще і чорніше лінії спайності. Спайність може бути видно не на всій поверхні зерна, вона може виявлятися у вигляді переривистих, але паралельних ліній. Зазвичай при описі вказується, є спайність або її немає. У разі спайності по двох площинах в шліфі можна бачити дві системи тріщин спайності, що перетинаються під яким-небудь кутом. Кут між спайностями є діагностичною ознакою мінералу. Вимірювання кута проводиться таким чином. Одна з систем тріщин спайності орієнтується поворотом зерна паралельно вертикальній нитці хреста ниток окуляра. Ведеться відлік на одному з ноніусів. Потім з вертикальною ниткою поєднується друга система тріщин спайності. Різниця відліків буде рівною куту між тріщинами спайності. Так, для піроксенів $\angle_{сп} = 90^\circ$, для амфіболів $\angle_{сп} = 56^\circ$.

Включення в зернах

Встановлюються при дослідженні без аналізатора за допомогою рельєфу, форми і забарвлення. Діагностичне значення мають епігенетичні включення, які часто або займають центральну частину зерен, або розташовуються по тріщинах спайності. Це є характерним для польових шпатів (пелітизація), нефеліну (шпреуштейнізація), слюди (серицитизація).

6. ДОСЛІДЖЕННЯ МІНЕРАЛІВ З АНАЛІЗАТОРОМ (В СХРЕЩЕНИХ НІКОЛЯХ)

Використання аналізатора створює, перш за все, можливість відрізнити мінерали оптично ізотропні від оптично анізотропних. До оптично ізотропних мінералів належать мінерали з постійною швидкістю розповсюдження світла по

всіх напрямках. До оптично ізотропних мінералів відносяться мінерали, що кристалізуються в кубічній сингонії, а також мінерали і породи, що не мають кристалічної будови (опал, вулканічне скло).

До оптично анізотропних мінералів належать мінерали, розповсюдження світла в яких пов'язане з явищем двозаломлення. Це мінерали середніх і низьких сингоній.

Проходження світла через систему поляризатор-кристалл-аналізатор

Якщо на столику мікроскопа лежить зерно мінералу оптично ізотропного, то при включенні аналізатора зерно буде невидимим. При обертанні столика положення не зміниться. Перевірку цього явища легко здійснити при спостереженні за оптично ізотропним канадським бальзамом, який розташовується по краях шліфа і в його тріщинах. Прозорий і безбарвний канадський бальзам при введенні аналізатора темніє. Якщо на столику мікроскопа лежить зерно оптично анізотропного мінералу, то при введенні аналізатора у

нього з'являється забарвлення, пов'язане з явищем двозаломлення і інтерференції.

Розглянемо рис.4. Нехай на столику лежить кристал, спроможний до двозаломлення, для якого можливі коливання світла по взаємоперпендикулярним напрямкам OI і OII . Світло розповсюджується перпендикулярно кресленню. Світло, що вийшло з поляризатора в амплітуду OP розкладеться в кристалі

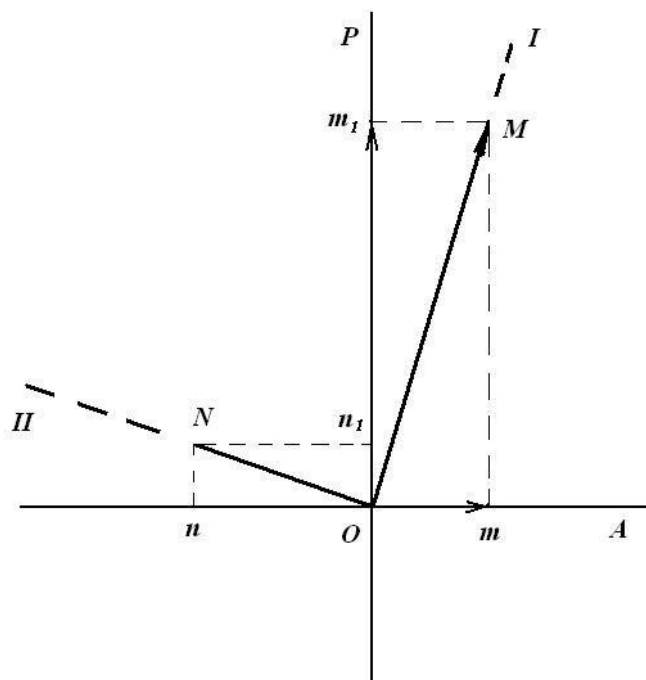


Рис. 4. Схема світлових коливань в анізотропному кристалі.

на дві складові з амплітудами OM і ON . В аналізаторі кожна з цих хвиль, у свою

чергу, розкладеться на дві по напрямках OP і OA .

Амплітуда OM розкладеться на o_m і o_{m1} , амплітуда ON - на o_n і o_{n1} . Хвилі з амплітудами o_{m1} і o_{n1} через аналізатор не пройдуть, поглинуться його оправою. Хвилі з амплітудами o_m і o_n пройдуть через аналізатор, тому кристал буде видимим. Крім того, він буде забарвлений, тільки забарвлення це буде не власним забарвленням мінералу, а забарвленням інтерференційним, оскільки воно виникає в результаті інтерференції білого світла з різними амплітудами і різними швидкостями. Якщо кристал мінералу повертати на столику, то напрями коливання світла, які є можливими для кристала, співпадатимуть з напрямками коливання світла в поляризаторі і аналізаторі. При такому збігу інтерференційне забарвлення мінералу зникне, і він здаватиметься темним. При повороті на 360° таких положень буде чотири. Називаються вони положеннями згасання. Чотирьохразове згасання (через 90°) зерна при повороті столика на 360° - ознака анізотропного мінералу.

Визначення оптичного характеру мінералу

Після орієнтування зерна в центрі поля зору ввести аналізатор і обертати столик. Повне затемнення - мінерал ізотропний, чотири положення затемнення (або згасання) - мінерал анізотропний. Подальшому дослідженню підлягають тільки анізотропні мінерали.

Визначення характеру згасання

Характер згасання залежить від співвідношення напрямку світлових коливань в перетині кристала з його кристалографічними елементами (ребрами, тріщинами спайності, слідами двійникової площини та інш.). Якщо анізотропне зерно ксеноморфне і не має спайності або двійникової будови, то сказати що-небудь про характер згасання не можна. Згасання може бути прямим, косим і симетричним. Якщо у момент згасання який-небудь кристалографічний елемент досліджуваного кристала є паралельним одній з ниток хреста, то згасання вважається прямим (щодо цього елемента). Якщо у момент згасання кристалографічний елемент (лінії спайності, ребра, двійниковий шов) утворюють

кут з ниткою хреста, то згасання називається косим, а кут - кутом згасання. Для вимірювання кута згасання беруть відліки по лімбу столика в двох його положеннях. Перше положення - у момент згасання зерна. Друге положення - коли кристаллографічний напрям, щодо якого вимірюється кут, розташований паралельно одній з ниток. Різниця відліків дорівнює куту згасання. Введений аналізатор дозволяє знайти по різночасному згасанню прості і полісинтетичні (рис. 5) двійники. Якщо один з індивідів двійника знаходиться на згасанні, другий буде просвітлений. Але якщо поворотом столика домогтися згасання другого індивіда, то просвітлюється перший. Якщо двійник складається з декількох пластинок, орієнтованих через одну паралельно одна одній, то він називається полісинтетичним двійником. Такі двійники властиві плагіоклазам. Можливі й складніші двійникові утворення. Залежно від орієнтування індивідів щодо один одного і щодо площини шліфу вони можуть мати обидва косе згасання, або один з них може гаснути прямо або згасання може бути симетричним. При симетричному згасанні кути згасання індивідів щодо двійникового шва однакові. Специфічним є згасання сферолитів - кристалічних агрегатів, які утворені при рості кристалів з центру, коли кристали витягнуті по радіусах.

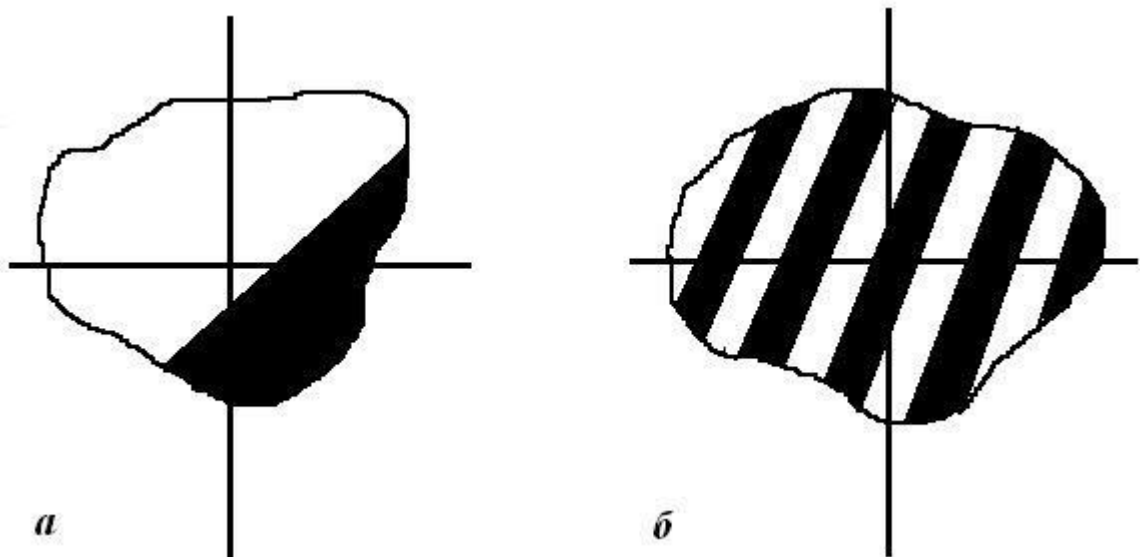


Рис. 5. Двійники у момент згасання одного з індивідів:

а - простий; б - полісинтетичний

В схрещених ніколях на сфероліті буде видний темний хрест, який не повертається при обертанні столика. Такі сфероліти характерні для халцедону, кальциту та ін.

Визначення сили подвійного променезаломлення по інтерференційному забарвленню

У схрещених ніколях спостерігається явище, яке називається інтерференцією світла. Проявляється воно в появі інтерференційного забарвлення кристалів. Це забарвлення виникає тоді, коли дві хвилі, на які розбивається хвиля світла, що входить в кристал, при виході з кристала мають деяку різницю ходу (L) через різну швидкість цих хвиль.

Якщо показники заломлення двох хвиль в кристалі n_1 і n_2 , а шлях, який вони проходять, або товщина кристала - d , то різниця ходу $\Delta = d / (n_1 - n_2)$, де $n_1 - n_2$ - сила двозаломлення даного перетину кристала.

Аналізатор зведе коливання двох світлових хвиль в одну площину, і результат їх інтерференції виявляється у вигляді відповідного даному перетину кристала інтерференційного забарвлення.

Кожній Δ відповідає своє інтерференційне забарвлення, причому при підвищенні різниці ходу інтерференційні кольори періодично повторюються. Шкалу інтерференційних кольорів в схрещених ніколях розбивають на порядки. Межі між порядками проводять по червоно-фіолетовому кольору. Тільки в I порядку є сірий і білий кольори, але немає синього і зеленого, присутніх в решті порядків. Сірий і білий кольори I порядку іменують низькими інтерференційними забарвленнями.

I порядок від 65 до 55 μ

II порядок від 550 до 1100 μ

III порядок від 1100 до 1600 μ

IV порядок > 1690 μ .

Головна сила двозаломлення ($n_g - n_p$) є важливою оптичною константою, проте треба пам'ятати, що величини показників в різних розрізах різні і величина

$n_g' - n_p'$ завжди менше $n_g - n_p$, що зв'язано і з характером інтерференційного забарвлення. Тому для визначення сили двозаломлення треба вибирати зерно мінералу з найвищим інтерференційним забарвленням.

Щоб визначити силу двозаломлення ($n_g - n_p'$), треба:

1. Вибрати зерно досліджуваного мінералу з найвищим інтерференційним забарвленням.

2. Оцінити Δ - різницю ходу.

3. Визначити $n_g' - n_p'$ за допомогою таблиці Мішель-Леві.

Оцінка Δ - різниці ходу проводиться по інтерференційному забарвленню. Якщо забарвлення сіре або біле, то Δ знаходимо по шкалі інтерференційних кольорів. Якщо забарвлення більш яскраве, то необхідно встановити його порядок. Для цього використовується кварцовий клин.

Кварцевий клин вводиться в проріз тубуса до положення компенсації (знищення інтерференційного забарвлення зерна), а потім повільно виводиться назад. При цьому на кристалі пройдуть кольори інтерференційної шкали, де межі порядків встановлюються по переходу від червоного кольору до синього. Кількість переходів укаже число порядків, що передують тому порядку, до якого відноситься забарвлення кристала.

Таблиця Мішель-Леві є номограмою (рис.6), де по горизонтальній осі нанесені $\Delta_{m\mu}$, по вертикальній - d_{mm} , а прями лінії, що радіально розходяться, відповідають певним значенням $n_g - n_p$.

Товщина шліфа зазвичай коливається між 0,02 і 0,03 мм. Якщо забарвлення мінералу виявилася зеленою II порядку (~ 750), а товщину шліфа можна прийняти рівною 0,025, то $n_g' - n_p' = 0,03$. Напівкількісна оцінка $n_g - n_p$ може бути дана шляхом спостереження за інтерференційним забарвленням кристала (див.таблицю) з виділенням груп.

Визначення знака подовження (зони)

Прийнято говорити, що кристал має позитивне подовження (позитивний знак зони), якщо по довжині кристала здійснюються коливання з великим

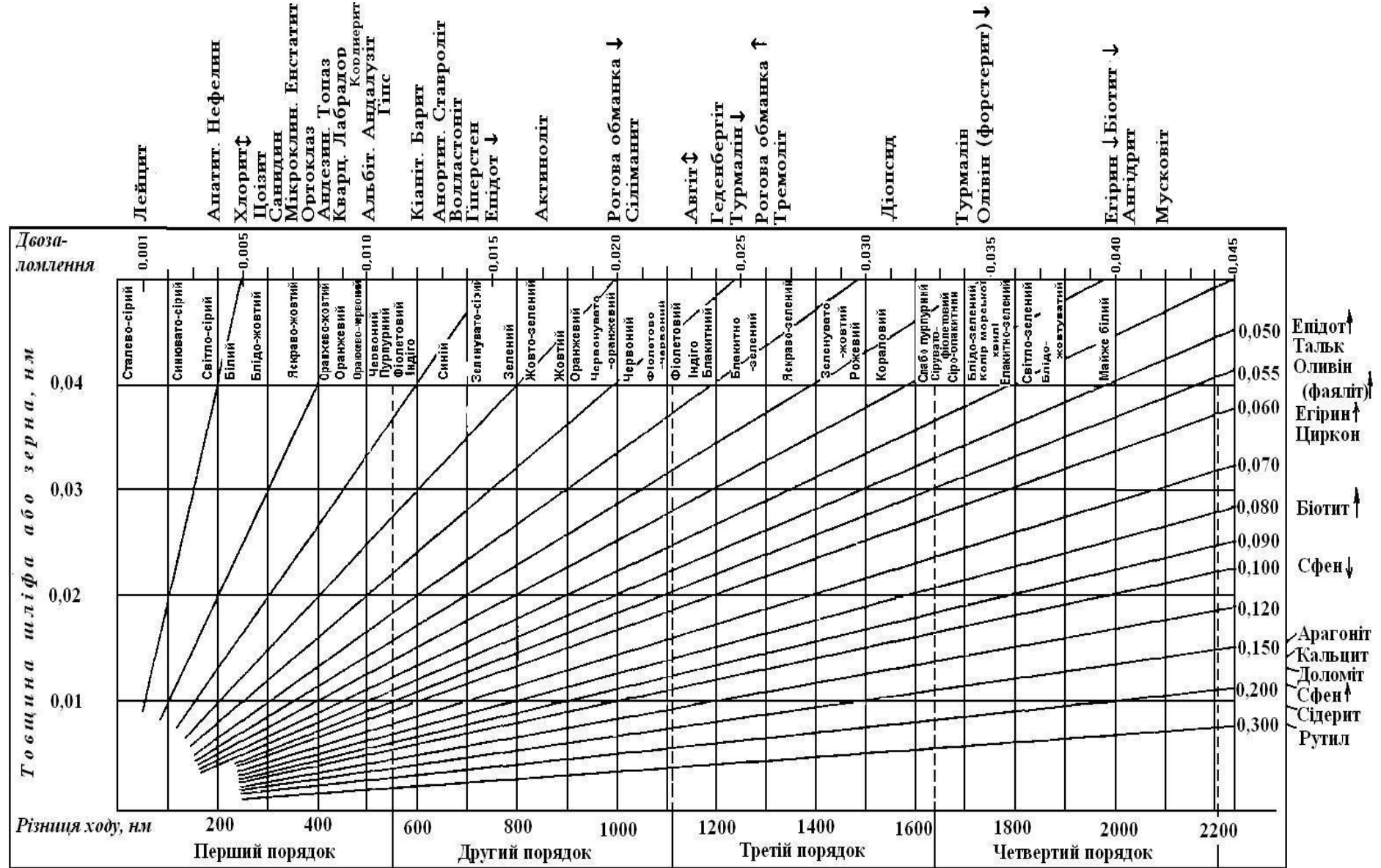


Рис. 6. Номограма двозаломлення Мішель-Леві.

показником заломлення - n_g (n_g'). Кристал має негативне подовження, якщо по його довжині здійснюються коливання з меншим показником n_p (n_p'). Визначення знака подовження можливе у тих випадках, коли кристал має виразно подовжену форму

Оцінки двозаломлення мінералів в шліфах

Номера груп	Двозаломлення	$n_g - n_p$	Інтерференційні забарвлення
1	Дуже слабке	$<0,005$	Не вище світло-сірого I порядку
2	Слабке	$0,005-0,01$	Не вище ясно-жовтого I порядку
3	Середнє	$0,01-0,025$	Не вище синього II порядку (немає зеленого)
4	Сильне	$0,025-0,10$	Є зелені
5	Дуже сильне	$0,6-0,18$	Є перламутрові
6	Виключно сильне	$>0,18$	Є білий колір вищих порядків

або має спайність, яка приймається за напрям його подовження. Знак подовження може визначитися і для напрямку двійникового шва.

У ксеноморфного кристала знак подовження не визначається. Існує декілька методів визначення знака подовження. У всіх випадках при його визначенні використовуються компенсаційні пластинки або компенсатори, в яких заздалегіть відоме розташування осей n_g і n_p . Зазвичай це пластинки, виготовлені з кристалів кварцу.

Метод компенсації

При визначенні знака подовження методом компенсації використовуються кварцеві клини, по довгій осі яких розташований n_p . Метод компенсації застосовується тільки у разі високих інтерференційних забарвлень. Якщо по подовженню кристала розташований менший показник n_p (n_p'), то при всуванні клина інтерференційне забарвлення підвищуватиметься. Якщо по подовженню кристала розташований n_g (n_g'), то забарвлення при всуванні клина

знижуватиметься. При його нульовому значень (потемніння кристала) настане компенсація різниці ходу в криоталі різницею ходу в клині. Для того, щоб визначити знак подовження методом компенсації, треба:

1) помістити подовжене зерно (або із спайністю по подовженню) в центр хреста ниток, поставити його на згасання і повернути на 45° проти годинникової стрілки до максимального інтерференційного забарвлення;

2) вводити клин тонким кінцем (кінець із стрілкою і літерами n_g і n_p в проріз мікроскопа і спостерігати зміну інтерференційних забарвлень. Якщо при цьому досягається положення компенсації, то це означає, що знак подовження позитивний. Якщо компенсація не може спостерігатися (або її можна спостерігати після повороту кристала на 90°), то знак подовження негативний.

Метод смужок, що біжать

Цей метод застосовується в тих випадках, коли кристал має різну товщину і на краях його видні інтерференційні облямівки. При всуванні клина тонким кінцем облямівки будуть переміщуватися. Якщо переміщення облямівок при всуванні клина тонким кінцем відбувається до центру зерна від його країв, то знак подовження позитивний.

Якщо переміщення облямівок при всуванні клина тонким кінцем відбувається від центру зерна до його країв, то знак подовження негативний.

Всування клина і спостереження за переміщенням інтерференційних облямівок проводиться після установки зерна в положення максимальної освітленості. Метод особливо зручний для густо забарвлених кристалів.

Метод компенсаційної пластинки

Компенсаційна пластинка (так звана червона пластинка I порядку) застосовується для визначення знака подовження у кристалів з низьким двозаломленням (сірий і білий кольори інтерференції 1-го порядку). Товщина кварцової пластинки така, що її Δ (різниця ходу) ~ 550 нм, так що в схрещених ніколях ця пластинка зафарбовує поле зору в червоний колір.

Для того, щоб визначити знак подовження за допомогою пластинки червоного кольору, треба:

- 1) поставити зерно (або індивід двійника) на згасання, повернути на 45° проти годинникової стрілки і ввести в тубус пластинку;
- 2) якщо інтерференційне забарвлення зерна (сіре або біле) зміниться на жовте, то зерно має позитивне подовження. Якщо зерно набуде синього забарвлення, то його подовження негативне.

Запитання до іспиту з петрографії

В кожному білеті 4 питання. За повну відповідь на кожне запитання 15 б.

1. Класифікація магматичних порід 10 б.
2. Евтектичний закон кристалізації магми 15 б.
3. Перитектичний закон кристалізації магми 15 б.
4. Закон розпаду твердих розчинів 15 б.
5. Ряд Боуена 10 б.
6. Форми інтрузивних магматичних тіл 10 б.
7. Форми ефузивних магматичних тіл 10 б.
8. Диференціація магми 10 б.
9. Ліквіація і кристалізаційна диференціація 10 б.
10. Структури та текстури магматичних порід 10 б.
11. Типи вулканічних вивержень 10 б.
12. Рифтова зона як геодинамічна обстановка магматизму 15 б.
13. Зона субдукції як геодинамічна обстановка магматизму 15 б.
14. Структури та текстури порід термального і регіонального метаморфізму 10 б.
15. Кислі інтрузивні та ефузивні породи (назви, мінеральний склад) 5 б.
16. Середні інтрузивні та ефузивні породи нормального ряду (назви порід, мінеральний склад) 5 б.
17. Середні інтрузивні та ефузивні породи сублужного ряду (назви порід, мінеральний склад) 5 б.
18. Середні інтрузивні та ефузивні породи лужного ряду (назви порід, мінеральний склад) 5 б.
19. Основні інтрузивні та ефузивні породи (назви порід, мінеральний склад) 10 б.
20. Ультрасилові інтрузивні та ефузивні породи (назви ефузивних і інтрузивних порід, мінеральний склад) 5 б.
21. Несилікатні магматичні породи (назви, мінеральний склад) 10 б.
22. Породи динамометаморфізму, структури динамометаморфічних порід 10 б.
23. Породи контактового метаморфізму 5 б.
24. Породи ударного метаморфізму (імпаکتити) 5 б.
25. Породи ударно-контактового метаморфізму (удари блискавок) 5 б.
26. Породи фації зелених сланців, що утворюються при метаморфізмі пелітових порід 10 б.
27. Породи фації зелених сланців, що утворюються при метаморфізмі силікатно-карбонатних порід 10 б.
28. Породи фації зелених сланців, що утворюються при метаморфізмі основних порід 10 б.

- 29.Породи фації зелених сланців, що утворюються при метаморфізмі ультраосновних порід 10 б.
- 30.Породи амфіболітової фації, що утворюються при метаморфізмі пелітових порід 10 б.
- 31.Породи амфіболітової фації, що утворюються при метаморфізмі силікатно-карбонатних порід 10 б.
- 32.Породи амфіболітової фації, що утворюються при метаморфізмі основних порід 10 б.
- 33.Породи амфіболітової фації, що утворюються при метаморфізмі ультраосновних порід 10 б.
- 34.Породи гранулітової фації, що утворюються при метаморфізмі пелітових порід 10 б.
- 35.Породи гранулітової фації, що утворюються при метаморфізмі силікатно-карбонатних порід 10 б.
- 36.Породи гранулітової фації, що утворюються при метаморфізмі основних порід 10 б.
- 37.Породи гранулітової фації, що утворюються при метаморфізмі ультраосновних порід 10 б.
- 38.Що називається гнейсом за сучасною класифікацією? 5 б.
- 39.Що називається сланцем за сучасною класифікацією? 5 б.
- 40.Що називається амфіболітом за сучасною класифікацією? 5 б.
- 41.Що називається кварцитом за сучасною класифікацією? 5 б.
- 42.Що називається залізістим кварцитом за сучасною класифікацією? 5 б.
- 43.Що називається мігматітом за сучасною класифікацією? 5 б.
- 44.Що називається еклогітом за сучасною класифікацією? 5 б.
- 45.Що називається гранофельсом за сучасною класифікацією? 5 б.
- 46.Феніти (мінеральний склад, умови утворення, корисні копалини) 15 б.
- 47.Альбітіти (мінеральний склад, умови утворення, корисні копалини) 15 б.
- 48.Вапнисті скарни (мінеральний склад, умови утворення, корисні копалини) 15 б.
- 49.Магнезіальні скарни (мінеральний склад, умови утворення, корисні копалини) 15 б.
- 50.Грейзени (мінеральний склад, умови утворення, корисні копалини) 15 б.
- 51.Пропіліти (мінеральний склад, умови утворення, корисні копалини) 15 б.
- 52.Березити (мінеральний склад, умови утворення, корисні копалини) 15 б.
- 53.Лиственіти (мінеральний склад, умови утворення, корисні копалини) 15 б.

54. Вторинні кварцити (мінеральний склад, умови утворення, корисні копалини) 15 б.
55. Аргілізити (мінеральний склад, умови утворення, корисні копалини) 15 б.
56. Ейсіти (мінеральний склад, умови утворення, корисні копалини) 15 б.