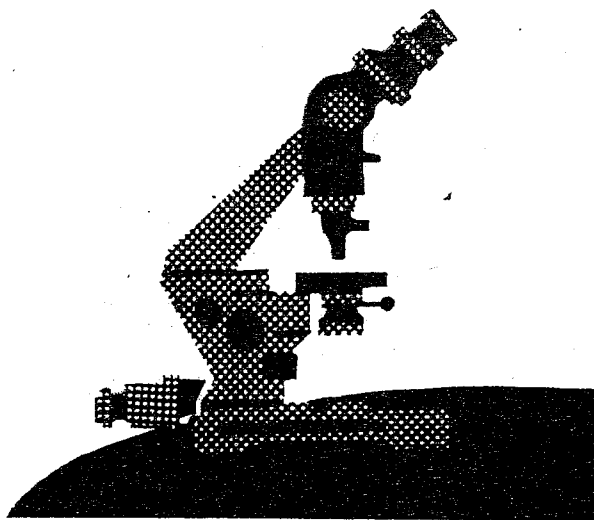


МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
НАЦІОНАЛЬНИЙ ГІРНИЧИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Л.І.КУЦЕВОЛ

**ВИЗНАЧЕННЯ ПОРОДОТВІРНИХ
МІНЕРАЛІВ У ПРОЗОРИХ ШЛІФАХ**

НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК



Дніпропетровськ
НГУ
2007

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
НАЦІОНАЛЬНИЙ ГІРНИЧИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

Л.І.КУЦЕВОЛ

**ВИЗНАЧЕННЯ ПОРОДОТВІРНИХ
МІНЕРАЛІВ У ПРОЗОРИХ ШЛІФАХ**

НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК

Дніпропетровськ
НГУ
2007

УДК 552.086

ББК 26.31

К95

Куцевол Л.І.

К95 Визначення породотвірних мінералів у прозорих шліфах: Навч. посібник. – Д.: Національний гірничий університет, 2007. – 127 с.

Викладено методичні поради для самостійної роботи студентів з вивчення оптичних властивостей мінералів у прозорих шліфах. Наведено короткий опис породотвірних мінералів з зазначенням їх кристалооптичних констант, вторинного змінювання у природі, умов утворення, розповсюженості у різних генетичних групах гірських порід, схожих мінералів та відмітних властивостей.

Призначено для студентів спеціальності 7.070701 вищих навчальних закладів.

Іл. 28. Бібліогр.: 21 назва.

ББК 26.31

© Л.І.Куцевол, 2007

© Національний гірничий університет, 2007

Зміст

<i>Передмова</i>	5
Розділ I. Методика кристалооптичних досліджень у шліфах.....	7
Навчальні цілі розділу.....	7
<i>Дослідження мінералів у паралельних променях світла без аналізатора</i>	7
Підготовка мікроскопа до роботи.....	7
Визначення лінійних розмірів мінеральних індивідів зерен.....	8
Забарвлення мінералів.....	9
Визначення форми мінеральних індивідів.....	10
Визначення спайності мінералів.....	11
Визначення показників заломлення мінералів.....	12
<i>Дослідження мінералів у паралельних променях світла з аналізатором</i>	17
Визначення двозаломлення мінералів.....	17
Визначення знака видовженості мінералів.....	23
Визначення кута загасання мінералів.....	24
Визначення плеохроїзму мінералів.....	25
<i>Дослідження мінералів у збіжних променях світла (коноскопія)</i>	26
Визначення осності мінералів.....	26
Визначення оптичного знака мінералів.....	31
Контрольні запитання до розділу.....	34
Підсумковий огляд розділу.....	35
Розділ II. Кристалооптичні властивості мінералів.....	37
Навчальні цілі розділу.....	37
Основні способи утворення й особливості морфології та анатомії мінеральних індивідів магматичного походження.....	37
Основні способи утворення та морфологічні властивості мінеральних індивідів метаморфічних гірських порід.....	40
Основні способи утворення та морфологічні особливості аутигенних мінералів осадових гірських порід.....	44
<i>Головні мінерали магматичних гірських порід</i>	46
Група олівіну.....	46
Група ромбічних піроксенів.....	47
Група моноклінних піроксенів.....	49
Група амфіболів.....	52
Група слюд.....	57
Група кварцу.....	59
Група фельдшпатоїдів.....	61
Група польових шпатів.....	63
Методи визначення плагіоклазів.....	67
Вулканічне скло.....	71
<i>Другорядні мінерали магматичних гірських порід</i>	72

Прозорі мінерали.....	72
Мінерали непрозорі та ті, що слабо просвічуються.....	78
<i>Вторинні мінерали магматичних гірських порід.....</i>	<i>79</i>
<i>Типоморфні мінерали метаморфічних гірських порід.....</i>	<i>84</i>
Оксиди і гідроксиди.....	84
Силікати острівної структури.....	86
Силікати стрічкової структури.....	91
Силікати шаруватої структури.....	93
Силікати каркасної структури.....	94
<i>Аутигенні мінерали осадових гірських порід.....</i>	<i>95</i>
Сульфіди.....	95
Карбонати.....	95
Фосфати.....	97
Сульфати.....	99
Оксиди і гідроксиди.....	100
Гідроксиди алюмінію.....	101
Група кремнезему.....	103
Гідроксиди заліза.....	103
Силікати шаруватої структури.....	104
Силікати каркасної структури.....	107
<i>Загальні відомості про групу аутигенних мінералів</i> <i>осадових гірських порід.....</i>	<i>108</i>
Контрольні запитання до розділу.....	109
Підсумковий огляд розділу.....	110
Список літератури.....	114
Додаток 1. Таблиця для визначення мінералів у шліфах.....	115
Показчик мінералів.....	118
Додаток 2. Мікрофотографії мінералів.....	120

Передмова

Сучасна технологія навчального процесу у ВУЗах передбачає зменшення обсягу обов'язкових аудиторних занять і водночас підвищення ролі самостійної роботи студентів з вивчення програмного матеріалу. Саме тому метою цього видання є інформаційне забезпечення навчального процесу з дисципліни „Лабораторні методи дослідження гірських порід”, що повинно сприяти досягненню головної мети дисципліни – дати майбутнім фахівцям-геологам знання та практичні уміння для вирішення у подальшій самостійній роботі різних наукових та виробничих проблем шляхом визначення мінерального складу гірських порід.

Навчальний посібник складається з двох розділів:

- 1) методика кристалооптичних досліджень у шліфах;
- 2) кристалооптичні властивості мінералів.

У першому розділі головна увага приділяється практичним порадам щодо визначення кристалооптичних властивостей мінералів, а другий – являє собою довідник з кристалооптичних властивостей найбільш поширених мінералів, які входять до складу трьох генетичних груп гірських порід – магматичних, метаморфічних та осадових.

Як відомо, залежно від умов кристалізації породотвірні мінерали розподіляють на дві групи:

- 1) первинні, кристалізація яких відбувається одночасно з утворенням самої гірської породи, в одному і тому ж природному середовищі;
- 2) вторинні, кристалізація яких відбувається в об'ємі гірської породи після її утворення.

Треба мати на увазі, що такі мінерали, як епідот, серпентин і хлорит виявляються типовими вторинними для магматичних порід, а для метаморфічних – первинними. Мінерали біотит і плагіоклаз є первинними для багатьох магматичних порід, але в окремих випадках вони можуть утворюватись як вторинні.

Залежно від ролі у складі гірської породи породотвірні мінерали розділяють на головні і другорядні або акцесорні (“додаткові”). Головні мінерали визначають назву гірської породи, а другорядні – можуть лише у деяких випадках бути основою для виділення різновидів порід.

Звертаємо увагу читачів на те, що існує велика група мінералів, які можуть утворюватись у різних фізико-хімічних умовах і тому зустрічатись у складі різних генетичних груп порід. Так, рогова обманка, піроксени, слюди, кварц та польові шпати разом складають понад 90% маси продуктів магматичної діяльності. У той же час їх можна зустріти у складі таких порід метаморфічного походження, як гнейси, кристалічні сланці, скарни. Повний опис цих хімічних сполук наведено у підрозділі “Головні мінерали

магматичних гірських порід”, а у підрозділі, присвяченому продуктам метаморфізму, залишено лише сполуки, які є типоморфними для цього процесу, тобто їх не знайдеш у складі магматичних порід. Каолініт, карбонати, халцедон та гідроксиди зустрічаються у складі порід різного походження, а опис їх наведено лише у підрозділі, присвяченому складовим осадових порід.

Характеристику мінералів викладено за такою схемою:

- 1) назва мінералу, хімічна формула, кристалографічна сингонія;
- 2) забарвлення у шліфах, форма кристалічних індивідів, спайність;
- 3) кристалооптичні константи: показники заломлення світла, двозаломлення, вид загасання, характер видовженості індивідів, кут $2V$ та дисперсія оптичних осей;
- 4) змінення мінералів;
- 5) умови утворення та розповсюдженість у різних генетичних групах порід;
- 6) схожі мінерали та відмітні властивості.

Прийняті позначення:

N_g, N_m, N_p – напрямки осей індикатриси;

N_o, N_e – напрямки коливань звичайного та екстраординарного променів світла;

n_g, n_m, n_p – найбільший, середній і найменший показники заломлення двовісних кристалів;

n_o, n_e – показники заломлення для звичайного та екстраординарного променів у кристалах середньої категорії;

$Z:N_g$ – кут загасання відносно осі N_g оптичної індикатриси;

$Z:N_p$ – кут загасання відносно осі N_p оптичної індикатриси;

n – показник заломлення мінералу;

$(n_g - n_p)$ або $(n_e - n_o)$ – двозаломлення мінералів;

$N_g \geq N_m \geq N_p$ – схеми абсорбції: інтенсивність забарвлення у відповідних напрямках;

$2VN_p, 2VN_g$ – кути оптичних осей, коли N_p або N_g є гострими бісектрисами;

$r > v, r < v$ – дисперсія оптичних осей, коли кут оптичних осей у червоному світлі більший або менший, ніж у фіолетовому.

При складанні навчального посібника оптичні константи мінералів та рисунки кристалів подано з довідкової літератури, а показники заломлення гідроксидів марганцю – відповідно до власних досліджень автора. Атлас кольорових мікрофотографій для ілюстрації оптичних властивостей мінералів є власною розробкою автора і публікується вперше. Послідовність вивчення породотвірних мінералів та порядок дій при визначенні їх властивостей прийнято такими, що відповідають багаторічному досвіду роботи викладачів кафедри мінералогії та петрографії НГУ.

За допомогою у підготовці рукопису до друку автор висловлює щирю подяку І.Л. Пивовар (комп'ютерна верстка), О.І. Рубінштейну, К.О. Олійник, О.В. Логутувій (набір тексту), асистенту кафедри мінералогії і петрографії Чернубуку О.І. (кольорові мікрофотографії) та доценту кафедри геології і розвідки родовищ корисних копалин НГУ Рузіній М.В. за слушні поради.

Розділ I

Методика кристалооптичних досліджень у шліфах

Навчальні цілі розділу

Програмний матеріал розділу викладено як провідний поради́к для встановлення діагностичних ознак породотвірних мінералів у прозорих шліфах. У результаті вивчення цього методичного матеріалу студенти повинні вміти визначити у шліфах таке:

- 1) морфологію мінеральних індивідів та їх лінійні розміри;
- 2) наявність у мінералів ознак спайності, ступінь її досконалості, кути між площинами спайності;
- 3) рельєф та шагрень мінералів; їх показники заломлення;
- 4) забарвлення мінералів, схему плеохроїзму;
- 5) товщину шліфа, порядок кольорів інтерференції за зохроматичними смужками на потоншеному краї зерна та за допомогою компенсаторів;
- 6) двозаломлення мінералів;
- 7) положення оптичної індикатрисы у мінеральних індивідах шляхом вивчення характеру видовженості та характеру загасання мінералів;
- 8) кут загасання мінералів;
- 9) осність мінералів;
- 10) оптичний знак мінералів;
- 11) прояв дисперсійних явищ: дисперсію показників заломлення, дисперсію двозаломлення, дисперсію бісектрис, дисперсію кутів оптичних осей для двовісних кристалів.

Дослідження мінералів у паралельних променях світла без аналізатора

Підготовка мікроскопа до роботи

Для досягнення успіху під час вивчення кристалооптичних властивостей мінералів необхідно кожного разу, розпочинаючи ці дослідження, контролювати робочий стан поляризаційного мікроскопа.

Перш за все слід відрегулювати освітлення поля зору мікроскопа. При користуванні мікроскопами МП-3 та Мин-5 кращим джерелом світла є розсіяне сонячне проміння, але можна використовувати для цього і звичайну електричну лампу у футлярі, затемненому матовим склом або аркушем кальки.

Мікроскопи Мин-8 мають автономне освітлення – електричну лампу потужністю 20 Вт, яку вмонтовано у спеціальному корпусі. Це дає дослідникові можливість регулювати інтенсивність освітлювання за допомогою трансформатора, що має велике значення при вирішенні різних завдань, а також

при замінюванні об'єктів. Застосовують білий матовий або синій світлофільтри.

Не менш важливим є центрування мікроскопа, тобто суміщення оптичної осі (лінія, що з'єднує центри лінз об'єктива і окуляра) та центра обертання столика мікроскопа. Замірювання кутів загасання мінеральних індивідів, кутів між двома системами тріщин спайності, вивчення багатьох оптичних констант мінералів можливо за умови, коли виведений у центр поля зору окуляра об'єкт (мінеральне зерно або довільна точка у межах шліфа) при повертанні столика буде залишатися на перехресті ниток окуляра. У протилежному разі виконують центрування, для чого за допомогою спеціальних ключів поступово вгвинчують або відгвинчують центрувальні гвинти на корпусі об'єктива.

Перевірку схрещуваності ніколів мікроскопа, тобто поляризатора і аналізатора, проводять при невеликому збільшенні (об'єктиви $3\times$ або $8\times$). Для цього рівномірно освітлюють поле зору окуляра і включають аналізатор. Якщо поле зору не стане зовсім темним (ніколи не схрещені), необхідно звільнити стопорний гвинт і обернути оправу поляризатора до повного затемнення.

Вивчення будови поляризаційного мікроскопа та знайомство із його перевітками – це тема спеціальної лабораторної роботи, яка зазвичай передує вивченню оптичних властивостей мінералів у шліфах. Практичні навички, набуті студентами при виконанні цієї лабораторної роботи, є необхідною передумовою для виконання кристалооптичних досліджень.

Визначення лінійних розмірів мінеральних індивідів (зерен)

Для визначення лінійних розмірів мінеральних індивідів у шліфах застосовують лінійний окуляр-мікрометр, що являє собою скляну пластинку з зображенням лінійки, поділеної на 100 частин. Така пластинка вмонтована у звичайний окуляр (збільшення $5\times$ або $6\times$) замість пластинки з перехресними нитками.

При лінійних вимірюваннях необхідно знати ціну цих поділок у долях міліметра, яка змінюється при використанні різних об'єктів. Для цього на столик мікроскопа кладуть так званий об'єкт-мікрометр. Це скляна пластинка, на якій фотографічним методом розміщено лінію довжиною 1 мм, розподілену на 100 частин. Отже, одна поділکا об'єкт-мікрометра дорівнює 0,01 мм. Після того, як у полі зору окуляра досягнуто чітке зображення лінійки об'єкт-мікрометра, необхідно шляхом переміщення об'єкт-мікрометра на столику мікроскопа привести цю лінійчку у стан паралельності із лінійкою окуляра-мікрометра (рис. 1).

Для встановлення лінійної ціни поділок окуляра-мікрометра візуально визначають, скільки поділок об'єкт-мікрометра вміщується у 10, 50 або 100 поділках окуляра-мікрометра. Якщо, наприклад, при застосуванні об'єктива $8\times$ було зафіксовано, що вся шкала об'єкт-мікрометра (100 поділок) припадає на 50 поділок окуляра-мікрометра, то виходить, що ціна поділки окуляра-мікрометра складає 0,02 мм (дві поділки об'єкт-мікрометра по 0,01 мм).

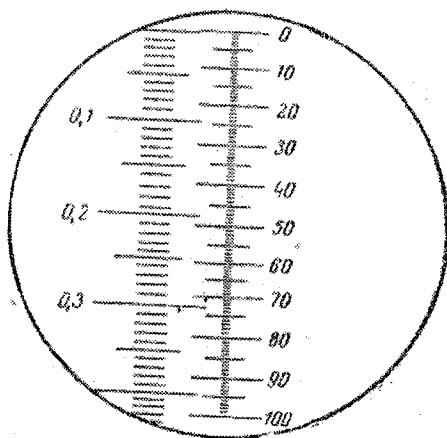


Рис. 1. Визначення ціни поділки окуляра-мікрометра (шкала у центрі рисунка) за допомогою об'єкт-мікрометра (шкала зліва)

Для варіанта, зображеного на рис. 1 (об'єktiv 40^x), маємо: на 100 поділок окуляра-мікрометра припадає 43 поділки об'єкт-мікрометра, тобто 0,43 мм (ціна поділки 0,01 мм помножена на кількість поділок). Отже, ціна поділки окуляра-мікрометра становить: $0,43 \text{ мм} : 100 = 0,0043 \text{ мм}$.

Далі кладуть на столик мікроскопа шліф і шляхом переміщення його виводять досліджуване зерно у таке положення, щоб якийсь із його країв збігся з початком вимірювальної шкали окуляра-мікрометра, та визначають, скільки поділок шкали вміщується у поперечнику зерна. Лінійні розміри зерна встановлюють множенням одержаного числа поділок на ціну поділки для даного об'єктива. Для призматичних, стовпчастих і табличчастих індивідів необхідно виконувати вимірювання довжини та ширини.

Наближену оцінку розмірів мінеральних індивідів у шліфах проводять порівнянням їх із довжиною перехресних ниток окуляра, для чого насамперед визначають діаметр поля зору мікроскопа за допомогою об'єкт-мікрометра для кожного об'єктива.

Забарвлення мінералів

Визначення забарвлення мінералів у шліфах складності не викликає. Разом із тим ця властивість потребує належної уваги, оскільки колір, який ми помічаємо при вивченні мінералів у шліфах у першу чергу, має велике діагностичне значення.

Установлення кольору зручно проводити на індивідах розміром 0,1 – 0,5 мм у поперечнику з об'єктивами 8^x або 9^x при добре відрегульованому освітленні поля зору мікроскопа. Оцінка забарвлення мінералу повинна

включати не тільки основний тон, але і його інтенсивність та відтінок, наприклад: темний зеленувато-бурий; світлий голубувато-синій.

Із найбільш поширених породотвірних мінералів ясно забарвленими у шліфах є такі, до складу яких входить залізо. Це, перш за все, велика група амфіболів (зелені, зеленувато-бурі, сині), лужні піроксени (зелені, бурувато-зелені), біотит (коричневий, бурий, іноді зеленуватий), деякі представники групи серпентину (світлі зеленувато-жовті) і хлорити (зелені). Під час вивчення густо забарвлених мінералів з високими показниками заломлення, які слабо просвічуються (хроміт, рутил та інші), спостереження рекомендують проводити при включеній лінзі Лазо.

Визначення форми мінеральних індивідів

Для глибокого вивчення всіх властивостей мінералів із застосуванням поляризаційного мікроскопа треба завжди пам'ятати про будову шліфа, який найчастіше є об'єктом дослідження. Основу цього препарату становить тонка (0,02 – 0,03 мм) плоско-паралельна пластинка гірської породи, яка закріплена за допомогою смолоподібної оптично-аморфної речовини, так званого канадського бальзаму, на поверхні скляної пластинки розміром близько 25x50 мм (предметне скло).

Заготовка для виготовлення шліфа має таблитчасту форму, яку одержують із зразка гірської породи при обробці алмазною пилкою або на шліфувальному дискові. Для збереження цілісності цей зразок попередньо проварюють у канадському бальзамі, який заповнює пори і тріщинки. Одну поверхню заготовки додатково шліфують із застосуванням тонкого корундового порошку, після чого закріплюють шліфованою площиною на предметному склі канадським бальзамом.

Закріплений таким чином зразок породи поступово шліфують до одержання пластинки потрібної товщини і за допомогою відомого бальзаму покривають зверху скляною пластинкою, яка має розміри 20x20 мм при товщині 0,1 мм. Під час роботи шліф розміщують на предметному столику мікроскопа так, щоб накривне скло було зверху.

Відтепер дослідник повинен уявляти, що через мікроскоп можна бачити лише форму випадкових розрізів мінеральних індивідів. Для визначення об'ємної форми кристалічних зерен необхідно вивчати велику кількість цих розрізів у межах шліфа.

Окремі мінерали у складі гірської породи зустрічаються у формі кристалів. Такі мінеральні індивіди називають ідіоморфними, контури їх зрізів мають форму трикутника, шестикутника, прямокутника, ромба та ін. Ксеноморфними називають індивіди, які не мають власного ограновування.

За морфологічними ознаками мінеральні індивіди можуть належати до однієї з таких груп:

- 1) ізометричні;
- 2) пластинчасті (таблитчасті, листові, лускоподібні);
- 3) видовжені (призматичні, стовпчасті, голчасті);

- 4) індивіди неправильної форми (контури не підкоряються ніяким закономірностям).

Зазначимо, що морфологічні особливості мінералів, показники заломлення яких близькі до світлозаломлення канадського бальзаму, вивчають при включеному аналізаторі. Форма мінеральних індивідів у складі гірських порід зумовлюється, перш за все, типом кристалічної структури мінералу та умовами кристалізації. Наприклад, для моноклінних силікатів шаруватої структури (слюди, хлорити та інші) характерними є пластинчасті, листуваті або лускаті індивіди; моноклінні та ромбічні силікати ланцюжкової та стрічкової структури часто утворюють призматичні кристали, а для гранатів, які належать до кубічної сингонії, типовими є кристали та неогранені індивіди ізометричної форми.

У складі ефузивних магматичних гірських порід можна спостерігати ідіоморфні кристали кварцу, лужних польових шпатів, піроксенів. Для цих же мінералів у інтрузивних магматичних породах характерними є неогранені індивіди, а кварц має вигляд зерен неправильної форми. Амфіболи з магматичних порід мають таблитчасту або видовжено-призматичну форму індивідів, а от у складі метаморфічних порід мінерали цієї групи часто зустрічаються у вигляді голчастих або волокнистих індивідів.

У разі кристалізації мінералів з магми ідіоморфними бувають ті мінерали, які утворюються раніше інших, а у складі метаморфічних порід можна зустріти кристали правильної форми тих мінералів, що ростуть як метакристали, тобто у твердому середовищі гірської породи.

У вигляді метакристалів часто можна зустріти гранати, дистен, ставроліт. При метасоматичних заміщеннях мінеральних агрегатів пегматитового походження утворюються метакристали апатиту, мусковіту. Багатогранники, які виникли таким чином, бувають насичені механічними домішками мінералів, що входять до складу вмішуючої гірської породи. Так, футлярподібні кристали апатиту з пегматитів Кольського півострову мають включення кварцу, альбіту, слюди.

Визначення спайності мінералів

У шліфах спайність мінералів проявляється у вигляді чорних ліній, які перетинають їх кристалічні індивіди. Поява цих ліній зумовлена утворенням тріщин по площинах спайності. Розрізняють такі ступені досконалості спайності:

- 1) дуже досконала – густа система тонких прямих паралельних ліній (тріщинок) спайності, які проходять від одного краю зерна до протилежного;
- 2) досконала – лінії спайності розміщені не дуже густо, паралельні, часом переривчасті;
- 3) ясна (середня) – тріщини спайності прямі, короткі, переривчасті;
- 4) недосконала – тріщини спайності мають вигляд грубих нерівних штрихів, близьких за орієнтуванням.

Існує цілий ряд мінералів, які мають спайність у двох напрямках. У цьому разі слід не тільки характеризувати ступінь досконалості спайності, а й визначати кут між двома системами тріщин спайності, які спостерігаються під мікроскопом.

Для вимірювання цього кута необхідно спочатку старанно відцентрувати об'єктив, а далі вибрати зерно, у якому тріщини спайності орієнтовані перпендикулярно відносно зрізу шліфа (лінії спайності тонкі і при підйманні тубуса мікроскопа не зміщуються). Таке зерно виводять у центр поля зору мікроскопа шляхом переміщення шліфа, суміщають з вертикальною ниткою окуляра одну систему тріщин спайності і беруть відлік по одному з ноніусів столика мікроскопа. Після цього повертанням столика мікроскопа суміщають з вертикальною ниткою окуляра другу систему тріщин спайності і знову беруть відлік по тому ж ноніусу. Різниця цих двох відліків покаже величину кута між тріщинами спайності.

Уявлення про те, який вигляд мають ознаки спайності при дослідженні мінералів у шліфах, дають мікрофотографії з додатка 2, розмішеного у кінці книги: фото 5 (спайність досконала), фото 19 (спайність дуже досконала), фото 20 та 24 (спайність у двох напрямках).

Визначення показників заломлення мінералів

При вивченні мінералів у шліфах показники заломлення визначають лише наближено шляхом порівняння їх з канадським бальзамом, показник заломлення якого становить близько 1,54 (точніше $n=1,537\pm 0,004$). Оптичні явища, що мають місце при проходженні світла крізь шліф (заломлення променів світла та повне внутрішнє відбиття деяких з них), зумовлюють появу оптичних ефектів, які одержали такі назви: рельєф, шагрень, світлова кайма (смужка Бекке), обмежування або контурні лінії індивідів.

Рельєфним, тобто добре помітним у шліфах, мінерал буде у тому разі, коли його показники заломлення значно більші або значно менші від показника заломлення канадського бальзаму. Промені світла, які вийшли з освітлювального апарата, проникають у шліф і зустрічають на своєму шляху межу розділу „мінерал-бальзам”. Якщо ці дві фази значно відрізняються за оптичною щільністю, на краї зерна відбувається явище повного внутрішнього відбиття. Внаслідок цього формується чорна контурна лінія, яка обмежує мінеральне зерно, і чим більш значна різниця між показниками заломлення примежових фаз, тим більш широкою і помітною ця лінія буде.

Заломлення променів світла та оптичний ефект повного внутрішнього відбиття призводять до нерівномірного освітлення лінії стикування мінералу і канадського бальзаму або лінії стикування індивідів різних мінералів. Це зумовлює появу несправжнього, уявного рельєфу у межах шліфа: фази з більш високими показниками заломлення здаються дещо піднятими відносно тих фаз, що мають низький показник заломлення. Для мінералів, які мають показники заломлення вищі від канадського бальзаму, рельєф оцінюють як позитивний, а у протилежному разі – як від'ємний.

Вигляд поверхні мінерального зерна у шліфах теж залежить від співвідношення показників заломлення мінералу та канадського бальзаму. У випадку, коли за світлозаломленням мінерал суттєво відрізняється від канадського бальзаму, явища заломлення світла та повного внутрішнього відбиття променів на контакті “мінерал-бальзам” (верхня та нижня площини зрізу) зумовлюють уявну нерівність, шершавість, що нагадує шагрєневу шкіру або поверхню ватману. Цей оптичний ефект і називають шагрєневою поверхнею або просто шагрєнню (рис. 2).

При порівняно невеликій різниці між показниками заломлення мінералу та канадського бальзаму вздовж контурної лінії мінерального зерна можна спостерігати тонку світлову облямівку (смужку Бекке), яка зміщується при піднятті тубуса мікроскопа у бік середовища з вищим світлозаломленням. Причина її виникнення – явище повного внутрішнього відбиття на контакті мінерального зерна з канадським бальзамом або іншим мінералом, що призводить до несиметричності розподілу світлових променів: більша частина з них відхиляється у бік фази, яка має вище двозаломлення.

За співвідношенням названих оптичних ефектів усі прозорі у шліфах мінерали ділять на групи. Загальноприйнятого підходу щодо кількості цих груп немає, тому рядові дослідники керуються методичними розробками відомих петрографів, наприклад Лодочникова В.Н. і Дамінової А.М. (виділяють 7 груп мінералів), Сиротіна К.М. (8 груп) та ін. Найбільш практичним та логічно обґрунтованим ми вважаємо запропонований М.О.Доморацьким [6] розподіл прозорих мінералів у шліфах за показниками заломлення на 5 груп:

1) рельєф непомітний або майже непомітний, поверхня майже не відрізняється від поверхні канадського бальзаму. Мінеральні індивіди чітко помітні тільки при включеному аналізаторі. Світлова смужка непомітна або помітна слабо:

$$n=1,53-1,54 \text{ або } 1,54-1,56.$$

Приклади мінералів: кислі плагіоклази, нефелін, халцедон, кварц;

2) рельєф слабопомітний, поверхня слабошершава. Контурні лінії слабопомітні:

$$n = 1,48-1,53 \text{ або } 1,56-1,60.$$

Приклади мінералів: ортоклаз, плагіоклази (від № 20 до № 100), мусковіт (дод. 2, фото 19);

3) рельєф та контурні лінії ясні, шагрєнева поверхня також ясна:

$$n=1,41-1,48 \text{ або } 1,60-1,65.$$

Приклади мінералів: опал, флюорит, апатит, тремоліт (дод. 2, фото 20);

4) рельєф різкий, позитивний, шагрєнь та контурні лінії також різкі:

$$n=1,65-1,78.$$

Приклади мінералів: олівін, піроксени, епідот (дод. 2, фото 21 – 24);

5) обмежування зерен дуже темне і різке, рельєф та шагрєнь дуже різкі:

$$n>1,78.$$

Приклади мінералів: гранати, циркон, сфен (дод. 2, фото 25, 26).

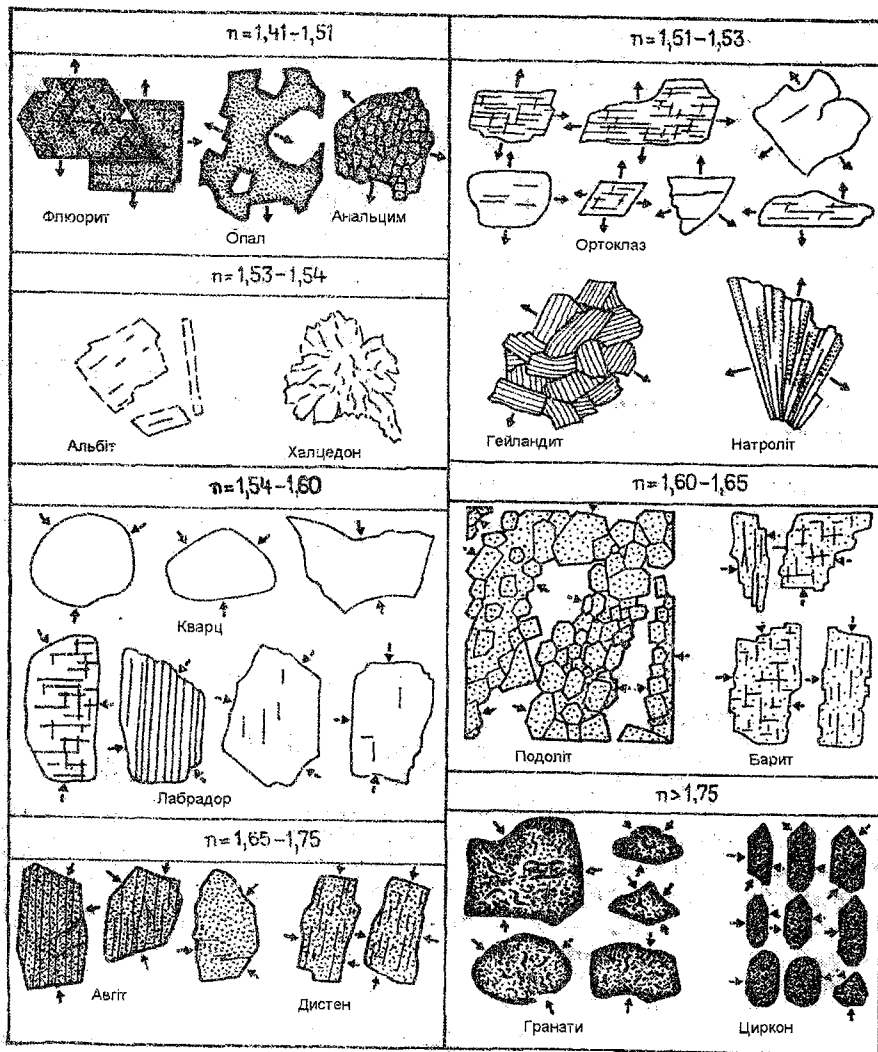


Рис. 2. Вигляд рельєфу та шагрені різних мінералів залежно від показників заломлення [11]. Стрілками показано напрямок переміщення світлової смужки при підйманні тубуса мікроскопа

Для визначення відносного показника заломлення мінералу у шліфах слід вивчити характер його рельєфу та шагрені, встановити належність за цими

ознаками до тієї чи іншої групи, а за допомогою світлової облямівки (смужки Бекке) порівняти його світлозаломлення з канадським бальзамом (більше-менше).

Спостереження за рельєфом, шагренню та світловою смужкою рекомендується проводити з дещо прикритою діафрагмою при робочих об'єктивах 8^x або 20^x . Світлова облямівка буде помітною, коли контакт мінералу з бальзамом безпосередній, а у зоні контакту відсутні сторонні мінеральні домішки. Широка і темна контурна лінія мінерального зерна (при $n > 1,78$ або $n < 1,47$) маскує світлову облямівку. У цьому випадку спостереження ведуть за центральною освітленою зоною зерна. При підйманні тубуса мікроскопа вона буде звужуватись, якщо n мінералу $\gg n$ бальзаму, або розширюватись, якщо n мінералу $\ll n$ бальзаму.

Показник заломлення мінералу за допомогою смужки Бекке орієнтовно оцінюють також відносно інших, знайомих дослідникові мінералів, що знаходяться у безпосередньому контакті.

У деяких мінералів (кальцит, мусковіт) різниця між максимальним та мінімальним показниками заломлення дуже велика, тому при повертанні столика мікроскопа рельєф та шагрень одного й того ж кристала можуть змінюватись від різких до слабпомітних. Це явище називають псевдоабсорбцією, а ознаки появи його (змінення рельєфу та шагрени) використовують для діагностики відповідних мінералів.

Як ми вже знаємо, відносний показник заломлення середовища визначається шляхом порівняння швидкості розповсюдження світла у повітрі та даному середовищі. Усе, що було сказано вище про методикку визначення показників заломлення мінералів, так само як і інших оптичних констант, мова про які піде далі, слід розуміти з урахуванням того, що у природі існує *дисперсія світла*, тобто залежність фазової швидкості світла у якомусь середовищі від довжини світлової хвилі. Це виявляється у тому, що показники заломлення для світлових коливань з різною довжиною хвилі будуть різними. Ілюстрацією цього є відомий ефект розкладання "білого" світла у спектр при проходженні крізь призму.

Змінення показників заломлення мінералів, пов'язане зі зміною довжини хвилі електромагнітних світлових коливань, називають *дисперсією показників заломлення*. У прозорих ізотропних або анізотропних мінералах існує так звана нормальна дисперсія показників заломлення, коли показники зростають при зменшенні довжини хвиль світла.

Ступінь виявлення дисперсії світла у різних мінералах неоднакова. Так, для кам'яної солі, яка кристалізується у кубічній сингонії, показник заломлення змінюється від 1,5394 у червоній частині спектра до 1,5690 у фіолетовій. Якщо у мінералах дисперсія світла виявляється інтенсивно, довідкові дані про показники заломлення наводять для певних довжин хвиль світла.

При дослідженні гірських порід у прозорих шліфах інколи можна спостерігати, що у зоні контакту "мінеральне зерно – бальзам" або на контакті зерен різних мінералів з'являється не звичайна смужка Бекке, а тонка кольорова, яка повторює контурні лінії мінеральних індивідів. При цьому така

кольорова облямівка має різне забарвлення: у середині одного зерна поблизу контурної лінії вона золотисто-рожева, а у сусідньому зерні іншого мінералу – зеленувато-блакитна. Це є наслідком виявлення так званого дисперсійного ефекту Лодочникова, зумовленого дисперсією світла.

При переході світла з одного середовища в інше відбувається заломлення променів, а при досягненні певних значень кутів нахилу світлових променів до поверхні кристалічного зерна — явище повного внутрішнього відбиття. При цьому для короткохвильової частини світлових коливань (зелені, сині, фіолетові кольори) значення критичного кута повного внутрішнього відбиття помітно менші, аніж для довгохвильової частини (червоні, оранжеві, жовті). З цієї причини у тій частині світлових променів, які підходять до межі двох фаз під кутами, близькими до критичних, відбувається дисперсія світла. Промені, які знаходяться у короткохвильовій частині спектра, зазнають повне внутрішнє відбиття, відхиляються у бік середовища з вищим показником заломлення. При підйманні тубуса мікроскопа будуть спостерігатись світло-зелені або зеленувато-блакитні кольорові смужки на боці зерна з більшими показниками заломлення. Світлові промені, які мають довжину хвиль у межах від 780 до 560 нм (червоні, оранжеві, жовті), проходять крізь межу розділу двох фаз і при переміщенні тубуса мікроскопа вниз буде спостерігатись золотисто-рожева або жовта облямівка з боку середовища з нижчим показником заломлення світла.

Ширина цих кольорових смужок не перевищує 0,01 – 0,02 мм. У тому разі, коли мінеральне зерно має розміри близько сотих долей міліметра у поперечнику, уся площа цих зерен при підйманні або опусканні тубуса мікроскопа забарвлюється відповідно у золотисто-рожевий або зеленувато-блакитний колір.

Виявлення дисперсійного ефекту Лодочникова спостерігається тільки у безбарвних мінералів, показники заломлення яких мало відрізняються від показників заломлення середовища. В інших випадках буде чітко помітною звичайна смужка Бекке. Так, для мінералів з показниками заломлення у межах 1,48 – 1,53 дисперсійний ефект чітко помітний на контактні зерен кварцу та ортоклазу, дозволяє легко відрізнити кварц, альбіт і калієвий польовий шпат у зрощуваннях.

Охарактеризовані вище кольорові смужки як прояв дисперсійного ефекту Лодочникова мають не дуже інтенсивне забарвлення, тому спостереження необхідно проводити при середніх збільшеннях (об'єктиви 9^x або 20^x) та доброму рівномірному освітленні поля зору окуляра.

Вимірювання показників заломлення мінералів з точністю більш високою, ніж при вивченні їх у шліфах, проводять за так званим імерсійним методом. Дрібні уламки мінерального зерна розміщують на предметному склі, зверху кладуть тонке накривне скло, під яке вводять 1 – 2 краплі рідини з відомим показником заломлення. Такий препарат за будовою схожий із звичайним петрографічним шліфом. Після цього спостерігають за контурними лініями мінеральних уламків та світловою смужкою на межі “мінерал – рідина” і послідовно замінують імерсійну рідину у препараті, підбираючи таку, яка за показником заломлення наближається до досліджуваного мінералу. Після

досягнення такого стану, коли показник заломлення однієї рідини буде порівняно більший за показник заломлення мінералу, а показник заломлення другої рідини – порівняно менший за показник заломлення мінералу, використовують імерсійну рідину з проміжним значенням показника заломлення, звужуючи таким чином одержану “вилку”. Показник заломлення мінералу визначається як середнє значення показників заломлення двох імерсійних рідин, які утворюють найвужчу “вилку”.

Дисперсія світла в імерсійних рідинах є вищою, ніж у більшості твердих тіл, тому при рівності світлозаломлення мінералу і рідини світлова смужка стає кольоровою, спостерігається червоно-оранжеве і фіолетово-синє забарвлення. При підйманні тубуса мікроскопа червоно-оранжева смужка переміщується у бік мінерального зерна, а фіолетово-синя – у бік імерсійної рідини.

Дослідження мінералів у паралельних променях світла з аналізатором

Визначення двозаломлення мінералів

Двозаломлення є важливою діагностичною ознакою анізотропних кристалічних речовин, фізична сутність якої – різниця між найбільшим (n_g) та найменшим (n_p) показниками заломлення цієї речовини. Ця величина – абстрактна і за абсолютним значенням менша від одиниці. Двозаломлення мінералів, або силу двозаломлення, визначають з точністю до третього знака після коми.

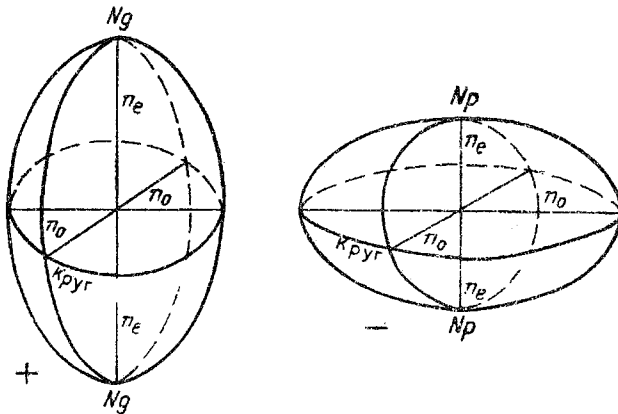


Рис. 3. Оптична індикатриса одновісного позитивного (+) та негативного (-) кристалів

Для розуміння фізичної сутності явища двозаломлення світла необхідно згадати, що при вивченні оптичних властивостей мінералів користуються

особливою допоміжною поверхнею, яку називають оптичною індикатрисою (рис.3, 4). Кожний радіус-вектор індикатриси своїм розміром виражає показник заломлення тієї світлової хвилі, коливання якої відбуваються у напрямку цього вектора. Оптичні властивості кожного мінерального зерна у складі шліфа залежать від орієнтування площини зрізу цього зерна відносно оптичних осей індикатриси мінералу, тобто від центрального перерізу індикатриси. Мінеральні індивіди, зрізи яких перпендикулярні оптичним осям індикатриси, відповідають круговому перерізу індикатриси. Такі індивіди у шліфах є оптично ізотропними. Усі інші перерізи оптичної індикатриси являють собою еліпси, а мінеральні зерна, що відповідають таким перерізам, – оптично анізотропні.

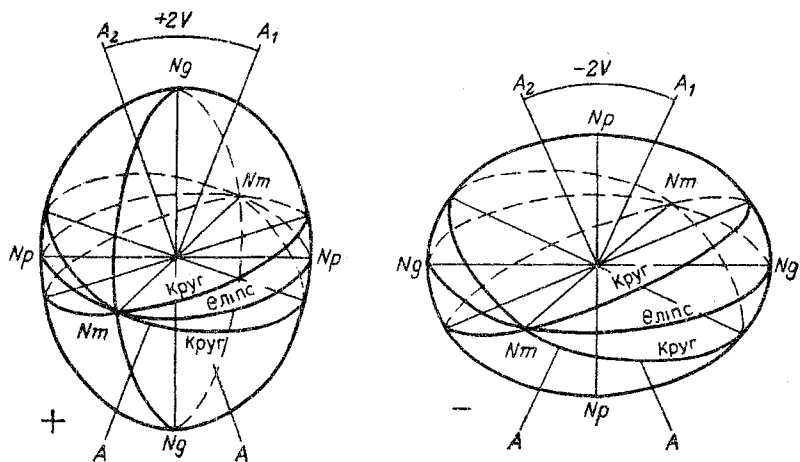


Рис. 4. Оптична індикатриса двовісного позитивного (+) та негативного (-) кристалів

Згідно з правилом індикатриси крізь анізотропний кристал у шліфах проходять лише ті світлові хвилі, коливання яких збігаються з напрямками осей Ng та Np еліптичного зрізу індикатриси. Швидкості цих двох хвиль у кристалі будуть різними, тому на виході з кристала один із променів (той, що збігається з напрямком Np) буде обганяти другий (той, що збігається з напрямком Ng) на деяку відстань, яку назвали різницею ходу Δ (дельта) двох плоскополяризованих променів. Після проходження цих двох променів через аналізатор має місце інтерференція світла, внаслідок чого виникає відповідне інтерференційне забарвлення кристала.

Між різницею ходу Δ , величиною двозаломлення мінералу ($n_g - n_p$) і товщиною шліфа або мінерального зерна d існує така залежність: $\Delta = d(n_g - n_p)$.

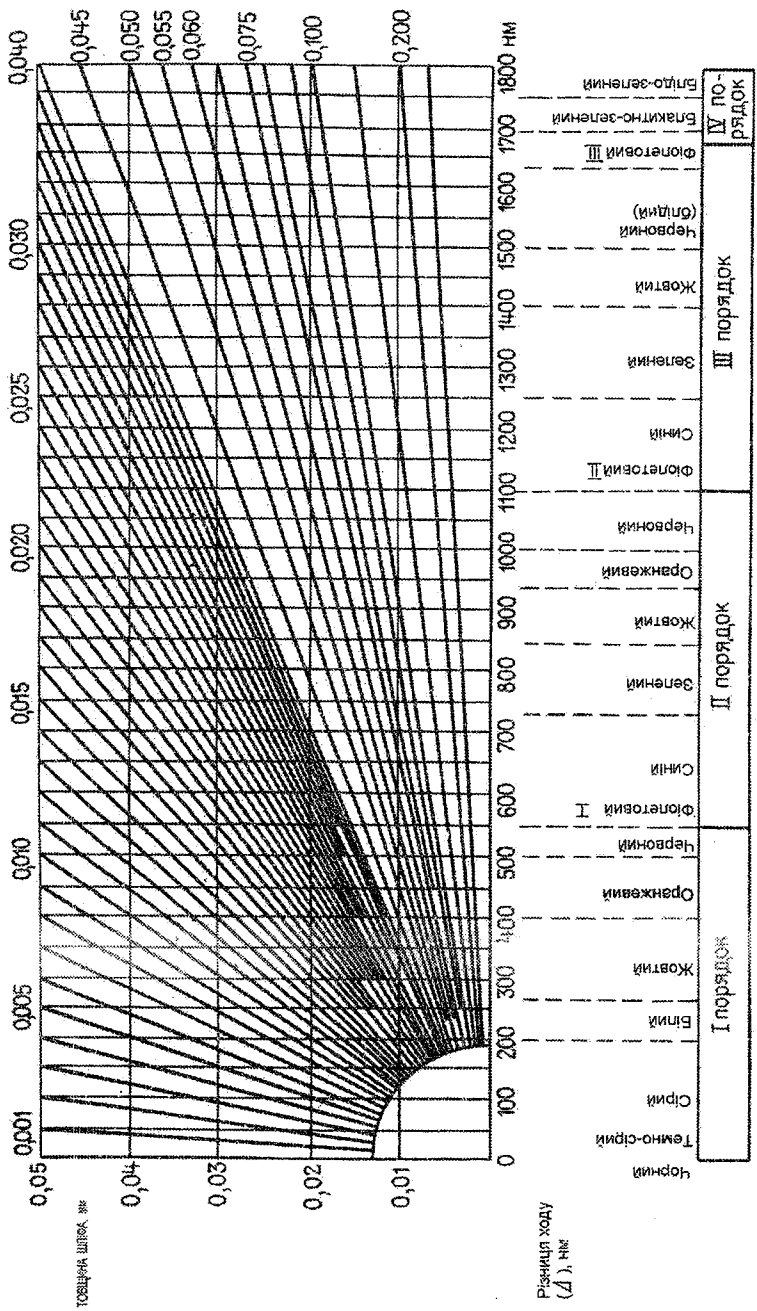


Рис. 5. Шкала кольорів інтерференції (схема номограми Мішель-Леві)

Графічно цей математичний вираз ілюструє номограма Мішель-Леві (рис.5), на якій двозаломлення мінералу відображають похилі прямі лінії, що радіально розходяться від вершини номограми. Кожна така лінія являє собою геометричне місце точок з однаковим двозаломленням при різних значеннях товщини шліфа та різниці ходу.

Із наведеної формули виходить, що для визначення двозаломлення мінералу за допомогою номограми Мішель-Леві потрібно знати товщину шліфа і різницю ходу світлових променів, які зумовлюють інтерференційне забарвлення мінералу у шліфі та визначають порядок інтерференційного кольору.

При вирішенні навчальних завдань товщину шліфа можна визначити за інтерференційним забарвленням кварцу або плагіоклазів, які дуже поширені у гірських породах і мають стабільне двозаломлення (відповідно 0,009 та 0,010). Якщо, скажімо, у складі шліфа знаходиться кварц (а він легко розпізнається), необхідно вибрати його зерно з найбільш високим інтерференційним забарвленням (сіре, біле, жовте або світло-оранжеве), після чого знайти на номограмі точку перетину такої ж кольорової вертикальної смужки з похилою прямою, яка відповідає двозаломленню кварцу, тобто 0,009. Ордината цієї точки буде показником товщини шліфа.

Далі слід проаналізувати інтерференційне забарвлення багатьох кристалічних зерен нового досліджуваного мінералу з метою визначення порядку кольорів інтерференції. Найпростіше це завдання вирішується шляхом вивчення кольорових облямівок на потоншеному клиноподібному краї мінерального зерна, у межах якого товщина змінюється від максимальної (у центральній частині) до мінімальної (край зерна). Тут можна спостерігати поступову зміну кольорів інтерференції від низьких першого порядку у тонкій частині зерна до більш високих у його центральній частині. Співставляючи чергування кольорових облямівок у межах тонкого краю зерна з номограмою Мішель-Леві, визначають порядок кольору певного зерна. Якщо, наприклад, мінеральне зерно при включеному аналізаторі було забарвлено у червоний колір другого порядку, то на потоншеному краї це забарвлення змінюється оранжевим, жовтим, а далі зеленим та синім, після чого знову з'являється червона смуга, а після неї – оранжева, жовта, біла першого порядку (дод. 2, фото 13, 14).

Після вибору зерна з найвищими кольорами інтерференції на номограмі знаходять відповідну їм кольорову смугу і простежують її до перетину з горизонтальною лінією, що відображає знайдену раніше товщину шліфа. Похила пряма лінія, яка проходить через цю точку, показує цифровий вираз двозаломлення мінералу (цифри біля верхнього або правого краю номограми).

Цей загальний порядок дій при визначенні двозаломлення розглянемо на згаданому вище прикладі, коли для мінералу встановлено, що найвищі кольори інтерференції його кристалів у шліфі відповідають червоному другого порядку. Різниця ходу для такого інтерференційного забарвлення становить близько 1050 нм. Просліджуємо на номограмі вертикальну лінію від $\Delta = 1050$ нм (нижній край номограми) до перетину з горизонтальною лінією товщини шліфа

$d = 0,03$ мм, вибираємо радіальну похилу пряму лінію, яка проходить через цю точку, і біля верхнього краю номограми знаходимо значення двозаломлення цього мінералу $-0,038$.

У тому разі, коли порядок кольорів інтерференції за методом кольорових каймок визначити не вдається, це завдання вирішують із застосуванням компенсатора. Нагадаємо правило компенсації.

Якщо над мінералом у тубусі мікроскопа помістити компенсатор так, щоб однойменні осі оптичної індикатриси мінералу і компенсатора опинилися паралельними, то загальна різниця ходу буде дорівнювати сумі різниць ходу мінералу і компенсатора: $\Delta_{\text{сум}} = \Delta_{\text{мін}} + \Delta_{\text{комп}}$. Колір інтерференції підвищиться і відповідатиме новому значенню різниці ходу.

У разі перехрещеного (обернено паралельного) положення осей індикатриси мінералу і компенсатора остаточна різниця ходу буде зменшена: $\Delta_{\text{сум}} = \Delta_{\text{мін}} - \Delta_{\text{комп}}$ або $\Delta_{\text{сум}} = \Delta_{\text{комп}} - \Delta_{\text{мін}}$. У даному випадку буде спостерігатися зниження порядку кольору інтерференції. При рівності різниць ходу мінералу і компенсатора $\Delta_{\text{мін}} = \Delta_{\text{комп}}$ остаточна різниця ходу дорівнює нулю, зерно мінералу при включеному аналізаторі стає чорним.

Послідовність виконання роботи з компенсатором:

- 1) вибране зерно мінералу з найвищим інтерференційним забарвленням виводять у центр поля зору окуляра мікроскопа і включають аналізатор;
- 2) повертанням столика мікроскопа приводять зерно у стан повного загасання і від цього положення повертають столик на 45° (у будь-який бік);
- 3) поступово вводять компенсатор кварцовий клин у проріз тубуса мікроскопа, спостерігаючи за порядком зміни кольорів інтерференційного забарвлення мінералу;
- 4) у разі, коли спостерігається поступова зміна кольорів у бік зниження їх порядку, компенсатор вводять до повного затемнення мінерального зерна. Повна компенсація настає тоді, коли різниця ходу світлових променів у компенсаторі відповідає різниці ходу світла у анізотропному мінералі;
- 5) не змінюючи положення компенсатора, обережно приймають шліф зі столика мікроскопа. Після цього поле зору окуляра буде забарвлено у той колір, який збігається з інтерференційним забарвленням мінерального зерна до введення компенсатора;
- 6) поступово виводять компенсатор з прорізу мікроскопа і спостерігають через окуляр за зміною кольорів. Порівнюючи це змінення з чергуванням кольорів на номограмі, визначають порядок кольорів інтерференції мінералу;
- 7) якщо компенсація не відбувається і зерно не стає чорним (див. п. 4), компенсатор виймають, а столик мікроскопа повертають на 90° , після чого продовжують роботу згідно з пп. 4 – 6.

У зв'язку з тим, що, як сказано вище, існує дисперсія показників заломлення, цілком імовірно є поява іншої аномалії оптичних властивостей

мінералів – дисперсії сили двозаломлення світла. Оскільки має місце різниця у характері зміння показників заломлення мінералів для світлових хвиль різної довжини (нерівномірне зміння, різке або поступове, сильне або слабке), то виявляється також зміння величини двозаломлення для різних кольорових променів спектра, а при включеному аналізаторі спостерігаються кольорові аномалії двозаломлення. Це виявляється незвичними кольорами інтерференції, які відсутні у Номограмі Мішель-Леві та у нормальній Ньютонівській шкалі (чорнильно-фіолетові, червоно-фіолетові, індигово-сині, коричневі, бурі), аномально ясним інтерференційним забарвленням, а також появою при включеному аналізаторі інтерференційних кольорів, які не відповідають дійсній різниці ходу світлових променів.

Наприклад, у цоїзиту $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{OH})\text{O}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$ двозаломлення для фіолетових променів вище, ніж для червоних, у зв'язку з чим спостерігається аномальне синє інтерференційне забарвлення його, хоч у дійсності двозаломлення цоїзиту сягає лише 0,004 – 0,008. Це повинно було зумовити появу сірого або сірувато-білого забарвлення при включеному аналізаторі. Аномальні сині кольори інтерференції властиві також для везувіану та деяких хлоритів, аномальне коричневе і буре забарвлення спостерігається у деяких представників групи хлоритів, аномально ясні інтерференційні кольори, так зване «килимове забарвлення», характерне для епідоту. Приклади аномального двозаломлення показано на фото 11, 12 (дод. 2).

Для епідоту аномалія оптичних властивостей виявляється у тому, що у цього мінералу двозаломлення для фіолетової частини спектра світла вище, аніж для червоних променів, тому інтерференційні кольори першого порядку дуже інтенсивні, ясні.

Аномалія сили двозаломлення є важливою діагностичною ознакою деяких мінералів, тому слід навчитись її розпізнавати. Так, на потоншеному краї аномально синіх при включеному аналізаторі зерен цоїзиту буде спостерігатись лише темно-сіре інтерференційне забарвлення, тоді як у разі нормального синього інтерференційного забарвлення тут синій колір повинен змінюватись червоним (перший порядок), далі оранжевим, жовтим, білим.

Для виконання самостійної роботи з визначення породотвірних мінералів у контрольних шліфах гірських порід автор пропонує користуватись спеціальною таблицею, наведеною у кінці посібника (дод. 1). У цій таблиці прийнята така градація двозаломлення мінералів:

- 1) дуже слабке (0 – 0,005);
- 2) слабке (0,005 – 0,010);
- 3) середнє (0,010 – 0,020);
- 4) сильне (0,020 – 0,030);
- 5) дуже сильне (0,030 – 0,060);
- 6) надзвичайно сильне (більше 0,060).

Приклади мінералів, які належать до зазначених груп за силою двозаломлення, та відповідне інтерференційне забарвлення показано на кольорових фото 1–10 (дод. 2).

Визначення знака видовженості мінералів

Прийнято вважати видовженість мінералів позитивною, якщо вздовж кристала або під кутом менше 45° до нього розміщена вісь Ng, і від'ємною, коли вздовж кристала орієнтована вісь Np оптичної індикатриси. Порядок виконання роботи:

- 1) вибирають зерно з добре помітною видовженістю (призматичне, голчасте) або зі спайністю в одному напрямку і виводять його, переміщуючи шліф, на точку перетину ниток окуляра;
- 2) включають аналізатор і повертають столика мікроскопа ставлять кристал на загасання так, щоб у момент затемнення видовженість його (довге ребро, тріщини спайності) збігалася з вертикальною ниткою окуляра (у разі прямого загасання) або розміщувалась під кутом менше 45° відносно неї (у разі косоного загасання);
- 3) від положення загасання повертають столик мікроскопа проти годинникової стрілки на 45° ;
- 4) у проріз тубуса мікроскопа вводять компенсатор.

Якщо спостерігається зниження порядку кольорів інтерференції, то з видовженістю або з напрямком спайності збігається вісь Ng еліптичного зрізу оптичної індикатриси, отже, знак видовженості позитивний. Якщо порядок кольору інтерференції підвищується – знак видовженості від'ємний.

Слід мати на увазі, що при вивченні тих мінералів триклінної та моноклінної сингоній, у яких з видовженістю збігається вісь Nm, для різних зрізів кристалів знак видовженості може бути і позитивним, і від'ємним.

При вивченні мінералів з дуже високим двозаломленням або з густим власним забарвленням, яке маскує кольори інтерференції, користуються компенсатором кварцовий клин і визначають знак видовженості кристалів за напрямком руху (напрямом переміщення) ізохроматичних смужок на потоншеному клиноподібному краї зерна.

Порядок роботи:

- 1) вибирають видовжене зерно, у якого центральна частина має високе інтерференційне забарвлення, а на потоншеному краї добре помітні ізохроматичні інтерференційні смужки;
- 2) виводять зерно на перехрестя ниток окуляра та повертають столик мікроскопа до повного загасання зерна;
- 3) від положення загасання повертають столик мікроскопа на 45° так, щоб видовженість зерна або тріщини спайності були орієнтовані у бік прорізу в тубусі мікроскопа;
- 4) якщо з видовженістю кристалів збігається вісь Ng індикатриси, при поступовому введенні компенсатора ізохроматичної смужки будуть переміщуватись у напрямку від периферії зерна до центра;
- 5) якщо з видовженістю кристала (або з напрямком спайності) збігається вісь Np, ізохроматичні смужки при введенні компенсатора переміщуються від центра зерна у напрямку до його периферії.

Визначення кута загасання мінералів

Загасання мінерального зерна при включеному аналізаторі символізує момент, коли осі еліптичного розрізу індикатриси збігаються з напрямками коливань променів світла, які можуть проходити крізь поляризатор та аналізатор. Сам по собі факт загасання – це лише ознака оптичної анізотропності мінералу. Важливою кристалооптичною ознакою для мінералу є орієнтування індикатрис у самому кристалі. З цієї причини звертають увагу на положення осей індикатрис відносно елементів ограновування мінеральних індивідів або ліній спайності у тих розрізах, де спостерігається тільки одна система цих ліній. *Кут між однією з осей індикатрис і кристалографічною віссю називають кутом загасання.* Прийнято вважати оптичною константою мінералу кут між кристалографічною віссю та віссю Ng індикатрис. Лише для плагіоклазів, лужних піроксенів та лужних рогових обманок кут загасання визначають відносно найкоротшої осі індикатрисі Np. Для мінералів, у яких проявляється двійникування, характер загасання індивідів вивчають також і відносно двійникових швів.

У мінералів, які належать до тригональної, тетрагональної, гексагональної та ромбічної сингоній кут загасання близький до нуля. Таке загасання називають прямим. У кристалах моноклінної, триклінної і дуже рідко у деяких зрізах ромбічних кристалів кут загасання відрізняється від нуля, таке загасання називають косим.

Порядок роботи при дослідженні загасання мінералу:

- 1) вибирають зерно з найвищим інтерференційним забарвленням, у якого спостерігається одна система паралельних ліній спайності або чітко виражені елементи ограновування (видовжено-призматична або стовпчаста форма); зріз таких зерен збігається з площиною Ng-Np оптичної індикатрис, а тріщини спайності вказують напрямок осі Z кристала;
- 2) переміщенням шліфа зерно виводять на місце перетину ниток окуляра;
- 3) повертанням столика мікроскопа напрямок ліній спайності або напрямку видовженості зерна суміщають з напрямком вертикальної нитки окуляра і включають аналізатор;
- 4) якщо у цьому положенні зерно загасло (стало темним або чорним), то кут загасання дорівнює нулю, у мінерала загасання пряме;
- 5) якщо зерно не загасло, беруть відлік по одному з ноніусів на градусній шкалі столика мікроскопа, повертають столик у бік меншого кута до повного загасання мінерального зерна і знов беруть відлік по тому ж ноніусу. Різниця між цими двома відліками дасть величину кута загасання;
- 6) від положення загасання повертають столик мікроскопа у напрямку проти годинникової стрілки на 45° і вводять у проріз тубуса кварцовий компенсатор для визначення осі індикатрис, яка орієнтована близько до видовженості кристала;

7) якщо з напрямком руху компенсатора збігається вісь Ng, буде мати місце зниження кольорів інтерференції зерна, а підвищення порядку кольорів інтерференції свідчить про те, що паралельно до видовженості компенсатора у кристалі розміщена вісь Np індикатриси.

Якщо для якогось мінералу встановлено, що кут загасання дорівнює 35° , а при введенні компенсатора спостерігалось зниження кольорів інтерференції, результат дослідження записується так: $Z:Ng=35^\circ$. Якщо для іншого мінералу встановлено характер загасання $Z:Np=20^\circ$, то правильніше записати так: $Z:Ng=70^\circ$, оскільки $(Z:Np)+(Z:Ng)=90^\circ$, а константою вважається кут між осями Z мінералу та Ng індикатриси.

Наслідком дисперсії світла при проходженні крізь кристал є поява *дисперсії положення головних осей оптичної індикатриси*, тобто змінення положення індикатриси у кристалі залежно від довжини світлових хвиль. Ця оптична аномалія виявляється у кристалах моноклінної і триклинної сингоній і має другу назву «*дисперсія бісектрис*». З такої причини у зрізах мінеральних зерен, перпендикулярних відносно світлових променів у мікроскопі, буде два еліптичних розрізи, один з яких відповідає індикатрисі для синіх променів, а другий – для червоних.

Як згадано вище, при включеному аналізаторі загасання мінеральних зерен спостерігається у той момент, коли осі індикатриси будуть суміщатись з вертикальною та горизонтальною нитками поля зору окуляра. У разі аномального положення індикатрис повного загасання окремих кристалів не буде, оскільки момент загасання для синіх і червоних променів світла буде наступати при різному положенні столика мікроскопа.

Однією з причин, які обумовлюють аномальне загасання або аномальне двозаломлення мінералів, є стан напруження у кристалічній структурі, що виникає внаслідок пластичних деформацій, ізоморфних заміщувань хімічних елементів тощо. Так виникає плямисте і хвилясте загасання і з'являється аномальне двозаломлення оптично ізотропних мінералів, наприклад, у деяких гранатів, а також аномальна анізотропія зрізів зерен, перпендикулярних до оптичної осі (дод. 2, фото 11).

Визначення плеохроїзму мінералів

Забарвлення мінералів у шліфах зумовлено вибіркоvim поглинанням (абсорбуванням) світлових хвиль певної довжини. Колір мінеральних індивідів визначають візуально шляхом порівняння зі шкалою кольорів видимого спектра. Абсорбція світлових променів може змінюватись у різних кристалографічних напрямках анізотропного зерна. Це явище називають плеохроїзмом, а наслідком його є зміна кольору деяких мінералів при повертанні столика мікроскопа.

Можуть спостерігатись такі варіанти плеохроїзму:

- 1) змінюється колір мінералу;
- 2) змінюється лише інтенсивність забарвлення;
- 3) змінюються колір та інтенсивність забарвлення.

Плеохроїзм мінералу як оптичну ознаку прийнято наводити у вигляді схеми абсорбції, яка відображає інтенсивність забарвлення у різних кристалооптичних напрямках, а точніше – у напрямках осей оптичної індикатриси.

Порядок проведення роботи:

- 1) знаходять зерно мінералу з найвищими кольорами інтерференції (головний оптичний переріз), переміщують його на перехрестя ниток окуляра;
- 2) включають аналізатор і повертають столик мікроскопа до повного загасання зерна. У цей момент осі Ng та Np збігаються з напрямками ниток окуляра;
- 3) виключають аналізатор. Забарвлення мінералу в такому положенні шліфа відповідає тій осі індикатриси, яка збігається з вертикальною ниткою окуляра. Виконують схематичну зарисовку зерна, наносять на неї напрямки осей індикатриси;
- 4) повертанням столика мікроскопа на 90° суміщують з вертикальною ниткою мікроскопа другу вісь індикатриси і спостерігають відповідне їй забарвлення мінералу;
- 5) визначають найменування осей індикатриси, положення яких у кристалі відображено на рисунку. Для цього кожному з них поперемінно встановлюють під кутом 45° до вертикальної нитки окуляра, паралельно напрямку руху компенсатора, включають аналізатор і вводять у проріз тубуса компенсатор;
- 6) знаходять зерно мінералу з найнижчим інтерференційним забарвленням або ізотропний розріз. Колір його при виключеному аналізаторі відповідає осі Nm індикатриси.

Результати вивчення плеохроїзму мінералу записують у вигляді схеми абсорбції, яка відображає інтенсивність забарвлення у різних напрямках. Наприклад, біотит у шліфах має густе темно-коричнє забарвлення по Ng і по Nm та світло-коричнє або світло-жовте по Np. Схема абсорбції для біотиту: Ng=Nm>Np.

Плеохроїзм мінералів на прикладах рогової обманки і рибекіту показано на кольорових фото 20, 22 (дод. 2), які відображають різне забарвлення мінеральних зерен залежно від їх орієнтування відносно ниток окуляра (аналізатор виключено).

Дослідження мінералів у збіжних променях світла (коноскопія)

Визначення осності мінералів

Відомо, що мінерали тригональної, тетрагональної та гексагональної сингоній є оптично одновісними, а мінерали ромбічної, моноклінної та

триклінної сингоній – двовісними. Отже, визначення осності для мінералу рівнозначно визначенню його кристалографічної категорії. Для свідомого виконання досліджень у збіжному світлі потрібно пам'ятати:

- 1) індикатриса одновісного оптично позитивного мінералу має форму еліпсоїду обертання, видовженого по осі обертання. Із віссю обертання збігається показник заломлення n_e , а з радіусом єдиного кругового перерізу індикатриса – показник заломлення n_o , отже $n_e > n_o$;
- 2) індикатриса одновісного оптично від'ємного мінералу має форму сплющеного еліпсоїду. Із віссю обертання теж збігається n_e , але $n_e < n_o$;
- 3) індикатриса двовісних кристалів має форму тривісного еліпсоїда з двома круговими перерізами, а перпендикуляри до цих перерізів є оптичними осями. Кут між оптичними осями має позначку $2V$;
- 4) у двовісних оптично позитивних мінералів бісектрисою гострого кута $2V$ є найбільша вісь індикатриса N_g , а в оптично від'ємних – вісь N_p .

Визначення осності проводять на зрізах, які орієнтовані перпендикулярно оптичній осі. Мінеральні зерна, що відповідають цій вимозі, у шліфах при включеному аналізаторі будуть чорними (це є ізотропний зріз). Для двовісних мінералів можна вибрати також зріз, орієнтований перпендикулярно відносно гострої бісектриси. Двозаломлення таких мінеральних зерен має середнє значення порівняно з усіма іншими зернами цього ж мінералу, які зустрічаються у складі шліфа (середні кольори інтерференції).

Порядок виконання роботи:

- 1) при об'єктиві 8^x (або 9^x) знаходять потрібне мінеральне зерно і сумішують його з перехресуванням окуляра;
- 2) замінюють об'єктив 8^x на 60^x , обережно досягають різкого зображення (об'єктив короткофокусний) і проводять центрування об'єктива. Вибране зерно при такому збільшенні повинно займати не менше двох третин поля зору;
- 3) піднімають освітлювальний апарат до верхнього положення;
- 4) відкривають нижню діафрагму;
- 5) включають лінзу Лазо, яка дає збіжні світлові промені;
- 6) включають аналізатор;
- 7) включають лінзу Бертрана.

Після цього у полі зору мікроскопа можна спостерігати своєрідний рисунок, який називають фігурою інтерференції або коноскопичною фігурою мінералу.

Фігура інтерференції одновісних мінералів (рис. 6) являє собою чорний хрест на світло-сірому фоні (якщо у мінералі двозаломлення низьке) або на фоні кольорових кілець (у мінералів з високим двозаломленням). Балки хреста орієнтовані паралельно відносно ниток окуляра і не змінюють свого положення при повертанні столика мікроскопа. У тому разі, коли зріз мінерального зерна має невеликий нахил відносно оптичної осі, центр хреста не збігається з центром поля зору мікроскопа або зовсім виходить з поля зору при повертанні

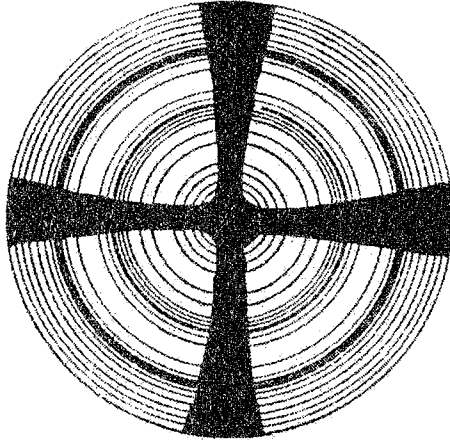


Рис. 6. Фігура інтерференції одновісного мінералу у зрізі, перпендикулярному відносно оптичної осі

столика, хоч балки його все одно залишаються при цьому паралельними ниткам окуляра.

Фігура інтерференції двовісного кристала у зрізі, орієнтованому перпендикулярно відносно однієї з оптичних осей індикатриси, має вигляд гіперболи (ізогіри), яка обертається у полі зору при повертанні столика мікроскопа і перетворюється на пряму балку при збігу площини головного розрізу індикатриси з напрямком коливань світлових променів, які проходять крізь поляризатор або аналізатор (рис. 7). Окрім гіперболи на коноскопічній фігурі спостерігаються також ізохроматичні кільця, центр яких відповідає точці виходу оптичної осі.

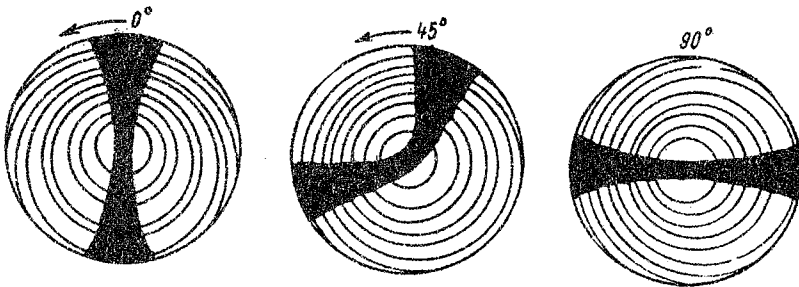


Рис. 7. Фігура інтерференції двовісного мінералу у зрізі, перпендикулярному відносно однієї з оптичних осей (схема), та змінення її при повертанні столика мікроскопа

Фігура інтерференції двовісного кристала у зрізі, орієнтованому перпендикулярно відносно гострої бісектриси (рис 8), являє собою систему ізохроматичних кілець, центри яких збігаються з точками виходу двох оптичних осей. Далі від виходу оптичних осей ізохроматичні кільця з'єднуються і переходять у лемніскати. До складу коноскопічної фігури входять також чорні балки, які утворюють хрест (коли площина оптичних осей збігається з площиною коливань променів світла, що виходять із поляризатора або аналізатора), а при повертанні столика мікроскопа перетворюються на дві гіперболи, обернені випуклістю у бік точки виходу гострої бісектриси.

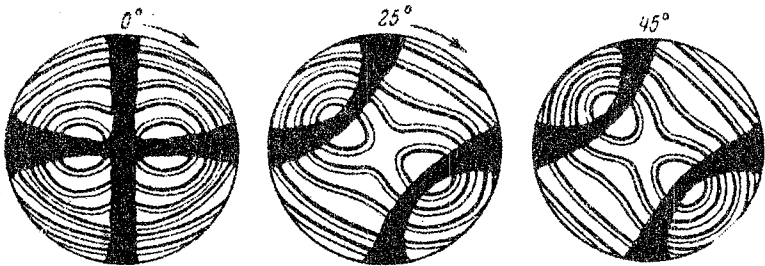


Рис. 8. Фігура інтерференції двовісного мінералу у зрізі, перпендикулярному відносно гострої бісектриси, та змінення її при повертанні столика мікроскопа

Поява ізогіри або чорного хреста у полі зору мікроскопа пояснюється дуже просто. Ці фігури відображають геометричне місце точок на зрізі мінерального зерна, у яких напрямком коливань світлових променів збігається з напрямком коливань світлових хвиль, що можуть проходити крізь поляризатор та аналізатор. Такі промені будуть загасати при включеному аналізаторі.

Світлові явища в інших точках поля зору приводять до появи ізохроматичних кілець. Кожне таке кольорове кільце являє собою геометричне місце точок виходу на коноскопічну фігуру тих променів світла, які пройшли крізь кристал з однаковими кутами нахилу відносно оптичної осі, а тому мають однакову різницю ходу. Чим більше відхиляються промені від напрямку оптичної осі, тим більше буде різниця ходу і, як наслідок, вищим буде порядок інтерференційного забарвлення у межах кольорового кільця.

На коноскопічній фігурі мінералів, які мають низьке двозаломлення, буде спостерігатись лише сіре та біле інтерференційне забарвлення.

Кут $2V$ для двовісного мінералу можна орієнтовно оцінити шляхом порівняння ступеня вгнутості ізогіри (коноскопічна фігура на зрізі, перпендикулярному до оптичної осі) з еталонною діаграмою Райта (рис. 9). На коноскопічній фігурі зрізу, перпендикулярного до гострої бісектриси, як сказано вище, можна спостерігати чорний хрест. При повертанні столика

мікроскопа хрест розривається, утворюються дві гіперболи. Відстань між вершинами гіпербол збільшується при збільшенні кута $2V$.

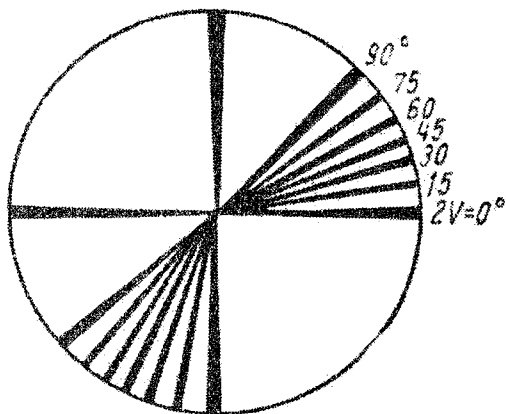


Рис. 9. Діаграма Райта для наближеного визначення кута $2V$ у зрізі, перпендикулярному відносно однієї з оптичних осей

У тому разі, коли кут $2V$ не перевищує $45 - 50^\circ$, ці гіперболи не виходять з поля зору окуляра мікроскопа при повертанні столика, що дає можливість для визначення кута між оптичними осями непрямим методом. Для цього, повертаючи столик мікроскопа, орієнтують площину оптичних осей кристала (точки виходу кожної осі на коноскопічній фігурі виявляються вершинами гіпербол) під кутом 45° до вертикальної нитки окуляра. Після цього за допомогою окулярного мікрометра вимірюють відстань між точками виходу оптичних осей і використовують цю лінійну величину для визначення кута $2V$ розрахунковим методом за формулою Малляра: $\sin V = kD/n_m$. Тут D – максимальна відстань між вершинами двох гіпербол, k – постійний коефіцієнт, який визначається для оптичної системи даного мікроскопа.

Цей метод дає більш точні результати, ніж візуальне порівняння ступеня вгнутості гіпербол з діаграмою Райта, але для розрахунків необхідно обов'язково знати середній показник заломлення двовісного мінералу n_m .

Найбільш достовірні результати отримують при вивченні оптичних констант мінералів із застосуванням спеціального пристрою, який називають столиком Федорова. У цьому випадку кут $2V$ вимірюють безпосередньо між точками виходу оптичних осей у площині головного оптичного розрізу індикатриси.

Кут між оптичними осями кристала є важливою оптичною константою, але треба знати, що величина $2V$ у багатьох мінералів змінного хімічного складу суттєво коливається. Так, у мінералів групи олівіну $(Mg, Fe)_2 [SiO_4]$ кут оптичних осей змінюється від $2V_{Ng} = 86^\circ$ для форстериту до $2V_{Np} = 47^\circ$ для фаяліту.

Важливою діагностичною ознакою деяких мінералів є також аномальне явище, яке називають *дисперсією оптичних осей*. У цьому разі дисперсія світла у кристалах виявляється у тому, що для світлових хвиль різної довжини трохі змінюється форма оптичних індикатрис, співвідношення осей індикатриси N_g , N_p , N_m , а також положення оптичних осей у кристалах нижчої категорії. З цієї причини будуть різними кути $2V$ для світлових променів з різних областей спектра.

У довідковій літературі для мінералів, на яких проявляється дисперсія оптичних осей, а кут між цими осями для довгохвильових променів світла (червона область спектра) більше, ніж для короткохвильової частини спектра (фіолетові промені), наводять такий символ: $r > v$. Символ складається з початкових літер назв кольорів: r – червоний (від французького rouge) і v – фіолетовий (від французького violet). Якщо для мінералу характерна дисперсія оптичних осей, а кут $2V$ для червоних променів менше, аніж для фіолетових, символ має такий вигляд: $r < v$.

Зазначають також інтенсивність прояву дисперсії (слабка, сильна, дуже сильна).

Прояв цієї оптичної аномалії чітко помітно на фігурі інтерференції двовісних кристалів у зрізі, перпендикулярному до однієї з оптичних осей або до гострої бісектриси кута між оптичними осями. На таких коноскопічних фігурах спостерігається відповідно одна або дві ізогіри. Кожна з них відображає собою геометричне місце точок на зрізі мінерального зерна, у яких напрямки коливань світлових променів збігаються з напрямками коливань світла, яке може проходити крізь поляризатор та аналізатор. При включеному аналізаторі у цих точках світло повинне загасати, що і призводить до появи чорної кривої лінії.

У разі наявності дисперсії оптичних осей, тобто дисперсії кутів $2V$ для червоних і фіолетових променів, фігура інтерференції має вигляд чорної гіперболи, у якій на ввігнутому і опуклому боках спостерігаються сині і червоні смужки (облямівки). Якщо на опуклому боці гіперболи розміщується червона світлова облямівка, а на ввігнутому – синя, то кут $2V$ для червоних променів більший, аніж для синіх. Така дисперсія помічається символом $r > v$. У випадку, коли на опуклому боці гіперболи спостерігається синя облямівка, а на ввігнутому – червона, символ дисперсії $r < v$, тобто кут $2V$ для червоних променів менше, ніж для фіолетових.

Нагадаємо, що для цього спостереження гіпербола (або гіперболи) повинна знаходитись у другому або четвертому квадранті.

Визначення оптичного знака мінералів

Завдання вирішується із застосуванням компенсаторів кварцова пластинка (якщо двозаломлення мінералу не високе) або кварцовий клин (для мінералів з високим двозаломленням). Розглянемо варіанти послідовності дій залежно від типу коноскопічної фігури.

Варіант 1. Фігура інтерференції одновісного мінералу у зрізі, орієнтованому перпендикулярно до оптичної осі.

Після одержання коноскопічної фігури у проріз тубуса мікроскопа вводять компенсатор кварцова пластинка і спостерігають за зміною забарвлення у квадрантах, розміщених на шляху руху компенсатора (другий і четвертий). Якщо при введенні компенсатора у цих квадрантах біля балок хреста з'являється жовте або оранжеве забарвлення, то оптичний знак мінералу позитивний, а якщо синє – від'ємний.

Варіант 2. Фігура одновісного кристала у косому зрізі.

Спочатку при повертанні столика мікроскопа спостерігають за переміщенням балок хреста. Виводять у поле зору мікроскопа другий або четвертий квадрант коноскопічної фігури, вводять компенсатор, після чого приходять до належного висновку, як і у варіанті 1.

Варіант 3. Одержана фігура інтерференції двовісного мінералу у зрізі, орієнтованому перпендикулярно відносно гострої бісектриси (рис. 10).

Спочатку повертанням столика мікроскопа орієнтують площину оптичних осей так, щоб вона збігалась з напрямком руху компенсатора. При такому положенні коноскопічної фігури дві гіперболи обмежують другий і четвертий квадранти. Після цього вводять компенсатор кварцова пластинка. Мінерал є оптично позитивним, якщо світле поле біля угнутого боку гіперболи (другий і четвертий квадранти) зміниться на жовте. Мінерал є оптично від'ємним, якщо після введення компенсатора поле біля угнутого боку гіпербол у цих же квадрантах забарвиться у синій колір.

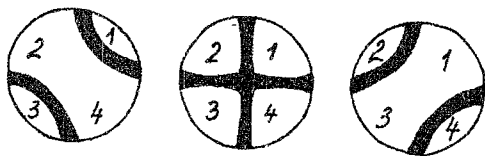


Рис. 10. Елементи фігури інтерференції двовісного кристала у різних квадрантах (зріз, перпендикулярний до гострої бісектриси)

Варіант 4. Одержана фігура інтерференції двовісного кристала у зрізі, орієнтованому перпендикулярно до однієї з оптичних осей.

Повертанням столика мікроскопа ізогіру виводять у таке положення, щоб вона знаходилась у четвертому квадранті і була орієнтована вгнутих боком назустріч компенсатора. Після цього вводять компенсатор кварцова пластинка і приходять до належного висновку, як і у варіанті 3.

На рис. 11 стрілками показано напрям руху лемніскат при введенні компенсатора кварцовий клин. Кольори компенсації „ж” – жовтий, „с” – синій.

Тип компенсатора	Розрізи, перпендикулярні до оптичної осі			
	Одновісні мінерали		Двовісні мінерали	
	+	-	+	-
Кварцова пластинка				
Кварцовий клин				

Рис. 11. Визначення оптичного знака одно- та двовісних мінералів у зрізі, перпендикулярному до оптичної осі (за В.А. Наумовим [11])

При вивченні мінералів з високим двозаломленням (одно- та двовісних) зручно користуватись компенсатором кварцовий клин і при введенні його стежити за напрямком переміщення ізохроматичних кілець на коноскопічній фігурі. Мінерал є оптично позитивним, якщо кольорові кільця у квадрантах, розміщених у напрямку руху компенсатора (другий і четвертий), переміщуються від центра коноскопічної фігури до її периферії. Мінерал є оптично від'ємним, якщо кольорові кільця при введенні кварцового клину будуть зміщуватись у напрямку центру коноскопічної фігури.

Визначення оптичного характеру мінералів у збіжному світлі (із застосуванням лінзи Лазо) базується на явищі компенсації. Розглянемо це на прикладі оптично одновісного мінералу.

На фігурі інтерференції цього мінералу центр чорного хреста є точкою виходу оптичної осі. Як відомо, коливання вектора екстраординарних променів завжди відбуваються у площині головного оптичного розрізу кристала, тобто на коноскопічній фігурі вектори n_e будуть орієнтовані у напрямках її радіусів. У тих квадрантах, які ми вибираємо для спостереження оптичних явищ, вектор променів n_e буде знаходитись у тій же площині, що і вектор N_p індикатриси кварцового компенсатора. Отже, у тому разі, коли у мінералу $n_e > n_o$, тобто мінерал є оптично позитивним, назустріч осі N_p компенсатора орієнтована більша вісь індикатриси мінералу – N_g . Згідно з правилом компенсації у цьому випадку повинна зменшуватись сумарна різниця ходу. Якщо, скажімо, ми спостерігали за білим зохроматичним полем ($\Delta=100$ нм) і використовували компенсатор кварцова пластинка ($\Delta=575$ нм), то сумарний ефект буде таким:

$$\Delta_{\text{сум}} = \Delta_{\text{комп}} - \Delta_{\text{мін}}, \text{ тобто } \Delta_{\text{сум}} = 575 - 100 = 475 \text{ нм,}$$

що відповідає оранжевому кольорові на номограмі.

Якщо мінерал є оптично від'ємним, тобто $n_e < n_o$, то назустріч осі Nr компенсатора буде орієнтована менша вісь індикатриси мінералу Nr. У цьому разі сумарна різниця ходу буде збільшуватись:

$$\Delta_{\text{сум}} = \Delta_{\text{комп}} + \Delta_{\text{мін}}, \text{ тобто } \Delta_{\text{сум}} = 575 + 100 = 675 \text{ нм},$$

що відповідає синьому забарвленню.

Компенсатор кварцовий клин при визначенні оптичного знака мінералів застосовують тоді, коли на коноскопічній фігурі спостерігаються ізохроматичні кольорові кільця, тобто коли у мінералу двозаломлення досить високе. Послідовність дій при виконанні завдання у даному випадку залишиться такою ж, як і у розібраних вище чотирьох варіантах, змінюється лише тип компенсатора.

Для одновісних мінералів загальне правило визначення оптичного знака буде таким: якщо при введенні компенсатора кварцовий клин у квадрантах, розмічених у напрямку руху компенсатора (другий і четвертий), ізохроматичні кільця переміщуються у напрямку периферії, то оптичний знак мінералу позитивний. Якщо ізохроматичні кільця переміщуються від периферії у напрямку центра (до перехрестя балок), то оптичний знак мінералу від'ємний.

Для двовісних мінералів після одержання коноскопічної фігури у зрізі, перпендикулярному до гострої бісектриси або до однієї з оптичних осей, оптичний знак визначають за такими правилами:

- 1) якщо при введенні компенсатора кварцовий клин спостерігається переміщення ізохроматичних кілець від виходу оптичної осі до периферії, то оптичний знак мінералу позитивний;
- 2) якщо при введенні компенсатора кварцовий клин на ввігнутому боці гіперболи спостерігається переміщення ізохроматичних кілець від периферії до виходу оптичної осі (до вгнутості), то оптичний знак мінералу від'ємний.

Контрольні запитання до розділу

1. Поясніть поведінку смужки Бекке при підйманні тубуса мікроскопа, якщо до складу шліфа входять зрошення зерен кварцу ($n_o=1,544$; $n_e=1,553$) та флюориту ($n=1,434$).
2. Визначте максимально можливу різницю ходу поляризованих променів, які пройшли крізь зерна кварцу у шліфах нормальної товщини ($d=0,03\text{мм}$).
3. Поясніть явище дисперсії бісектрис та його вплив на оптичні властивості мінералів.
4. У чому полягає сутність явища дисперсії показників заломлення?

5. У якому випадку інтерференційне забарвлення мінералу у шліфах буде знижуватись при введенні компенсатора кварцовий клин? Поясніть фізичну сутність цього явища.
6. Зобразіть головний оптичний розріз індикатриси двовісного оптично позитивного кристала.
7. Поясніть, у яких випадках індивіди анізотропного мінералу не повністю загасають у шліфах при повертанні столика мікроскопа?
8. Як визначити схему дисперсії оптичних осей?
9. Поясніть сутність правила індикатриси.
10. Поясніть сутність правила компенсації.
11. У чому полягає відміна оптичних індикатрис одновісного позитивного та одновісного негативного кристалів?
12. Які фактори зумовлюють формування рельєфу і шагреневої поверхні мінеральних зерен у шліфах?
13. Визначити товщину шліфа, якщо кристали плагіоклазу у ньому мають жовте інтерференційне забарвлення першого порядку.
14. Як і чому зміниться біле поле другого і четвертого квадрантів коноскопічної фігури одновісного позитивного кристала після введення компенсатора кварцова пластинка?
15. Який вигляд має фігура інтерференції одновісного кристала у зрізі, перпендикулярному до оптичної осі?
16. Які фактори зумовлюють появу інтерференційного забарвлення мінералів у шліфах?
17. Поясніть сутність явища псевдоабсорбції.
18. Назвіть порядок дій при визначенні знака видовженості мінералів.
19. Як побудована номограма Мішель-Леві?
20. Укажіть порядок дій при визначенні осності мінералу.
21. Як визначають кут оптичних осей?
22. Для чого визначають порядок кольорів інтерференції мінеральних індивідів?
23. Як визначають порядок кольорів інтерференції для мінералу, який має власне густе забарвлення у шліфах?

Підсумковий огляд розділу

У паралельних променях світла без аналізатора визначають такі діагностичні властивості мінералів у шліфах: форму та лінійні розміри мінеральних індивідів, власне забарвлення, спайність, показники заломлення світла. При визначенні ознак мінералів необхідно завжди вести спостереження за якомога більшою кількістю мінеральних зерен у межах шліфа з урахуванням того, що шліф має розміри близько 20x20 мм, а діаметр поля зору окуляра мікроскопа при об'єктиві 9^x становить 2 мм.

Спайність як один з проявів анізотропності кристалічних речовин є наслідком прояву векторіальності сил хімічного зв'язку у кристалічній ґратці.

Ця властивість мінералів виявляється під впливом зовнішніх відносно мінералу зусиль. У процесі виготовлення петрографічного шліфа мінеральні індивіди переходять у напружений стан, а при охолодженні ця напруга реалізується появою тріщин, площини яких збігаються з площинами ослаблених хімічних зв'язків між структурними одиницями кристалічної речовини.

Разом з тим треба пам'ятати, що у деяких випадках поява системи закономірно орієнтованих тріщин може бути проявом іншої властивості мінералів, яка має назву *окремність*. Морфологічно окремність дуже близька до спайності, але у неї інше генетичне походження. Площинами окремності виявляються скупчення у певних площинах кристалів мінералу-хазіяна дуже дрібних врощувань індивідів мінералів-домішок, площини зрощування двійникових індивідів та ін. Окремність спостерігається на кристалах корунду, дистену, деяких піроксенів, має діагностичне значення для апатиту (дод. 2, фото 2), силіманіту, тремоліту. Також вона може спостерігатись разом з проявом спайності (піроксени) або у мінералів без спайності (апатит).

При виконанні спеціальних наукових досліджень показники заломлення мінералів визначають з точністю до $\pm 0,001$ за допомогою імерсійного методу. При рядових петрографічних роботах для діагностики мінералів часто достатнім є наближене визначення показників заломлення відносно канадського бальзаму, а іноді – відносно сусідніх мінералів з відомим світлозаломленням. Це завдання вирішують шляхом спостереження за проявами оптичних ефектів, які виникають на контакті мінералу з канадським бальзамом або на контактах мінерал-мінерал: рельєфу, шагреневої поверхні, світлової смужки Бекке, контурних ліній мінеральних індивідів, дисперсійного ефекту. Чим більше відрізняються показники заломлення мінералу від показника заломлення бальзаму, тим чіткішими і більш різкими будуть контурні лінії мінеральних зерен і тим більш різкими будуть рельєф та шагрень. При незначній різниці між показниками заломлення мінералу і канадського бальзаму необхідно частково прикривати ірисову діафрагму, перемішувати донизу освітлювальний пристрій мікроскопа, а світлова смужка більш помітною буде при застосуванні об'єктиву $20\times$.

У паралельних променях світла при включеному аналізаторі (при схрещених ніколях) визначають такі діагностичні константи і властивості мінералів: силу двозаломлення, характер загасання і кут загасання, характер видовженості (оптичний знак головної зони), схему плеохроїзму.

При визначенні двозаломлення мінералів порядок кольорів інтерференції вивчають за кольоровими інтерференційними смужками на потоншеному краї зерна або із застосуванням компенсатора кварцовий клин. Досліджуючи положення оптичної індикатрисы у кристалів, застосовують компенсатори кварцова пластинка (якщо інтерференційне забарвлення мінерального індивіду не вище білого першого порядку), кварцовий клин або слюдяна пластинка. При цьому слід звернути увагу на таку деталь: якщо у мінералу інтерференційне забарвлення сіре або біле (перший порядок), то змінення забарвлення після введення компенсатора кварцова пластинка слід порівнювати з різницею ходу та інтерференційним забарвленням самого компенсатора. Іншими словами,

спостерігають за напрямком змінення інтерференційного забарвлення вправо або вліво відносно фіолетового кольору на номограмі Мішель-Леві.

У збіжних променях світла визначають осність мінералів, кут оптичних осей і оптичний знак.

Розділ II

Кристалооптичні властивості мінералів

Навчальні цілі розділу

Програмний матеріал розділу викладено як довідник з кристалооптичних властивостей мінералів, зазначено схожі мінерали та їх відмітні властивості. У результаті вивчення цього матеріалу студент повинен уміти таке:

- 1) визначати у шліфах головні породотвірні мінерали вивержених порід;
- 2) знаходити ознаки вторинних змінювань і використовувати їх для діагностики головних мінералів магматичних гірських порід;
- 3) визначати хімічний склад плагіоклазів за кутами симетричного загасання полісинтетичних двійників;
- 4) установлювати мінеральний склад гірських порід метаморфічного походження;
- 5) визначати мінеральний склад осадових порід (за виключенням соляних).

Основні способи утворення й особливості морфології та анатомії мінеральних індивідів магматичного походження

Геологічні та фізико-хімічні умови утворення магматичних гірських порід спричинюють появу тих чи інших кристалічних фаз, впливають на структурні взаємозв'язки між складовими компонентами порід, на оптичні й морфологічні властивості мінералів. Звідси легко зробити висновок, що вивчення морфології мінералів у шліфах важливе не тільки для їх визначення, але також і для розуміння історії формування гірської породи. Дуже коротко розглянемо морфологічні властивості мінералів магматичного походження.

Зародження та ріст мінералів відбувається у магматичному розплаві, тобто у рухомому середовищі. З цієї причини нерідко спостерігається так званий *кристаломорфний* ріст індивідів, коли вони мають власне кристалографічне обмежування. Такими можуть бути рогова обманка, піроксени, плагіоклази, іноді лужні польові шпати, а у складі ефузивних порід також високотемпературний кварц, олівін, лейцит. Разом з тим у складі інтрузивних порід для лужних польових шпатів часто, а для кварцу завжди складаються умови, коли кристалізація відбувається з утворенням *ксеноморфних* (грануломорфних) індивідів. Характерною особливістю ефузивних магматичних порід є присутність вулканічного скла, а також типові *порфірові структури*, коли крупні мінеральні індивіди вкраплені в основній

масі, яка може бути склоподібною або мікролітовою. Механізм утворення цієї структури дуже простий. Такі мінерали, як плагіоклази, піроксени та рогова обманка, можуть зароджуватись і рости у магмі, а після виливання магматичного розплаву на поверхню Землі відбувається його швидко охолодження і ранні кристали (фенокристали) цементуються вулканічним склом або дуже дрібними кристалами (мікролітами). Порфірові вкрапленики відрізняються за хімічним складом від зерен тих же мінералів у основній масі породи: плагіоклази є більш основними – у них вищий вміст анортитової молекули, а у складі піроксенових або роговообманкових вкраплеників менший вміст заліза. Звичайно це відповідно впливає на оптичні властивості мінералів.

У складі деяких гранітів зустрічаються досить крупні кристали мікрокліну, які виникли вже після формування магматичної породи внаслідок метасоматичного заміщення під дією хімічних розчинів, тобто, на відміну від порфірових вкраплеників, вони є *метакристалом*. У зрізах таких індивідів легко визначаються релікти зерен кварцу, плагіоклазів та лужних польових шпатів, які незакономірно розміщені в об'ємі метакристала і мають ознаки заміщення. При послідовному рості мінералів з магматичного розплаву іноді відбувається механічне захоплення кристалом мінеральних індивідів, які виділялись із магми раніше. Прикладом можуть бути зерна моноклінних піроксенів з вросцями індивідів плагіоклазу. У цьому разі метасоматичне заміщення не відбувалось, тому такий індивід піроксену називають *пойкілітом*. Механізм утворення метакристалів та пойкилітів більш детально висвітлено у підрозділі, присвяченому типоморфним мінералам метаморфічних порід, оскільки такі кристали-вкрапленики часто зустрічаються саме у метаморфічних і метаморфізованих агрегатах.

Процес кристалізації мінерального індивіду має значну протяжність у часі, протягом якого змінюються фізико-хімічні умови мінералоутворювального середовища, що зумовлює формування *зональності* як характерної риси мінеральних індивідів. Ріст мінерального індивіду можна уявити собі як послідовне нарощування на його поверхні все нових і нових шарів (плоских або спіральних), створених атомами або іонами хімічних елементів. Різновікові шари завжди відрізняються між собою за хімічним складом або навіть за особливостями внутрішньої будови, а тому часто відрізняються за фізичними властивостями. Широко відомими є зонально забарвлені кристали турмаліну, флюориту і слюд, зональними часто бувають циркони і плагіоклази.

До складу плагіоклазів входять молекули альбіту $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ та анортиту $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Експериментально встановлено, що при охолодженні магматичного розплаву, який відповідає двокомпонентній системі альбіт – анортит, найбільш ранні порції твердої кристалічної фази не будуть чистим анортитом, хоч температура кристалізації його помітно вища порівняно з температурою кристалізації альбіту (відповідно 1550 і 1100 °C). Перші новоутворені кристали вже будуть твердим розчином, тобто ізоморфною сумішшю альбіту та анортиту. Якщо вихідний магматичний розплав за хімічним

складом відповідає основним породам, у ранніх плагіоклазах буде переважати анортит.

При подальшому поступовому охолодженні системи змінюватиметься хімічний склад розплаву, а також хімічний склад нових кристалів плагіоклазів: поступово зменшується роль анортиту і підвищується вміст альбіту, тобто поступово зменшується основність плагіоклазів. З цієї причини можуть утворюватись зональні кристали, центральні зони яких будуть збагачені високотемпературним компонентом (анортитом). Таку зональність плагіоклазів називають прямою. Коливання температури та різкі змінення тиску в мінералоутворювальному середовищі іноді зумовлюють більш складний характер зональності.

Слід зазначити, що новоутворена кристалічна фаза реагує із вміщуючим розплавом. Це приводить до змінення складу кристалів, до зростання ролі альбіту в них. У зв'язку з цим зональність плагіоклазів частіше спостерігається у тих випадках, коли охолодження системи відбувалось порівняно швидко (ефузивні породи).

Зональна будова мінеральних індивідів може бути виражена характером розміщення у їх об'ємі твердих влючень мінералів-супутників або попередників, влючень мікропорцій мінералоутворювального середовища (газові, газорідні та тверді влючення у кристалах циркону), а також вибіркоvim характером вторинного змінення (серицитизація збагачених анортитом зон у зернах плагіоклазів).

Згідно із законом Бекке-Леммлейна-Григор'єва "реальний кристал складено пірамідами росту граней, поверхнями росту ребер і лініями росту вершин" [1]. Піраміда росту грані – частина об'єму кристала, яка виникає внаслідок відкладення речовини на даній грані від центра росту. Піраміди росту, які відповідають різним граням кристала, фізично та хімічно неоднакові. Вони відрізняються за хімічними домішками, тому можуть мати у шліфах різне забарвлення, різні показники заломлення і двозаломлення. У таких кристалів будова секторіальна. Кристали авгіту, наприклад, дуже часто мають зональну будову та секторіальність різних типів (так звані структури пісочного годинника, мальтійського хреста та ін.). Зазначимо, що зональна і секторіальна будова мінеральних індивідів зустрічається також часто і у метаморфічних породах: у кристалів хлоритоїду, ставроліту, гранатів (дод. 2, фото 11, 21), іноді в осадових породах.

Змінювання магматичних порід під впливом флюїдів, які заповнюють міжзерновий простір та пустоти тріщин, у деяких випадках супроводжується перевідкладенням мінеральної речовини з укрупненням розмірів мінеральних індивідів. Це приводить до формування крупнокристалічних скупчень тих мінералів, які входять до складу гірської породи. Утворюються жило- або лінзоподібні агрегати, структуру яких називають *пегматоїдною*.

Таким чином, існує декілька різних механізмів утворення кристалів головних мінералів магматичних гірських порід: 1) пряма кристалізація з розплаву; 2) реакції хімічної взаємодії ранніх мінералів і магматичного

розплаву; 3) метасоматичні заміщення; 4) перевідкладення мінеральної речовини (повторна кристалізація).

Основні способи утворення та морфологічні властивості мінеральних індивідів метаморфічних гірських порід

Розміри кристалічних індивідів та морфологічні особливості мінералів метаморфічних гірських порід значною мірою зумовлюються особливостями їх генезису. У цьому короткому вступі до опису мінералів мова не йтиме про фізико-хімічну сторону багатогранного поняття “генезис мінералів”, це недоцільно для нашого навчального посібника. Наведемо лише короткий огляд онтогенічної історії кристалічних продуктів метаморфізму і тлумачення важливих термінів.

Способи утворення мінеральних індивідів у метаморфічному процесі можна звести до таких основних явищ: 1) фазові перетворення без змінення хімічного складу гірської породи; 2) перекристалізація; 3) метасоматичні змінення за умови привнесення одних хімічних компонентів і виносу інших; 4) перевідкладення мінеральної речовини; 5) рекристалізація (грануляція). Слід пам'ятати, що всі названі явища відбуваються у кристалічній (твердій або пластичній) гірській породі, але часто у присутності невеликої кількості флюїдів, які заповнюють пустоти і сприяють міграції хімічних елементів.

Метаморфічним перетворенням підлягають осадові, магматичні та метаморфізовані раніше породи. Змінення фізико-хімічних умов порівняно з тими, у яких утворились вихідні породи, приводить до мінеральних перетворень. Хімічні сполуки переходять в інші мінеральні фази, які є стійкими у нових умовах. Так, глинисті породи в умовах регіонального метаморфізму ізохімічно перетворюються на кристалічні сланці, мінеральний склад яких змінюється при підвищенні температури і зростанні тиску в такій послідовності (спрощено): мусковіт – хлорит; мусковіт – біотит – альмандин; біотит – дистен – ставроліт; гранат – силіманіт – біотит – польовий шпат. Подібні мінеральні перетворення часто безпідставно називають перекристалізацією. Для явищ ізохімічного змінення мінерального складу гірських порід у процесах метаморфізму Д.П.Григор'єв ще у 1961 році запропонував термін *перетворення* [2]. Зазначимо, що при цих перетвореннях має місце *пряма кристалізація* метаморфічних мінералів за рахунок руйнування і знищення мінералів-попередників.

У формуванні структурних особливостей метаморфічних гірських порід надзвичайно важливу роль відіграють явища *перекристалізації*, тому необхідно мати уяву про їх сутність. Генетична мінералогія у наш час визначає перекристалізацію як “зміну форми, розмірів, анатомії мінеральних індивідів без істотного привносу – виносу речовини й без зміни фазового складу системи” [13, с. 326]. Найкраще наслідок цього явища можна спостерігати на прикладах змінення в умовах метаморфізму структури гірських порід, у складі яких дрібні кристалічні індивіди всебічно стикаються з іншими кристаликами.

Мікрозернистий та дрібнозернистий кальцит, який входить до складу пористих вапняків, унаслідок перекристалізації перетворюється на мармур – щільну породу. Перекристалізація кременистих уламкових (пісок), хомогенних (гейзерити) і біогенних (діатоміти) осадових порід в умовах регіонального метаморфізму перетворює їх із збільшенням індивідів на кварцити.

Загальні ознаки перекристалізації [16]:

1) ізометризація індивідів, утворення так званих *поліедрів перекристалізації*, поверхня обмежування яких є плосогранною, але не збігається з кристалографічними формами. Структура таких мінеральних агрегатів називається *гранобластовою*;

2) кристалічні індивіди звільнюються від різних дефектів (скупчень пор, блоків, двійників, зональності, секторальності), які підвищували їх енергію;

3) під час перекристалізації межі між мінеральними індивідами пересуваються до центра їх кривизни, намагаючись зайняти положення мінімальної протяжності.

Головна руйнівна сила явища перекристалізації полягає у тому, що кожна природна система прагне наблизитися до мінімуму внутрішньої вільної енергії. У дрібнозернистому агрегаті підсумкова поверхня, а отже, і поверхнева енергія системи значно вищі порівняно із крупнозернистими скупченнями індивідів.

У науковій літературі наводяться приклади, коли перекристалізація має місце не тільки у мономінеральних, але й у полімінеральних агрегатах. У добре перекристалізованих породах ізометричну форму набувають і такі різко анізотропні мінерали, як піроксени, слюди тощо. Разом з тим зустрічаються випадки неповної перекристалізації полімінеральних агрегатів, якщо енергія активації цього процесу досягнута не для всіх мінералів [16, с. 90]. Процес перекристалізації іноді гальмується деякими механічними домішками, а збільшення індивідів можливе лише для одного мінералу породи [14, с. 329; 16, с. 90].

Метасоматичне змінення гірських порід приводить до виникнення *метакристалів (метасом)*, які зростають у твердому середовищі способом *заміщення* кристалів або агрегатів інших мінералів. Привнесення і спряжений з ним винос хімічних речовин здебільшого відбувається за допомогою тонкої плівки живлячого розчину, яка “окутувала” метакристал у процесі його росту. Відомі приклади, коли такі метасоматичні заміщення відбувались без участі розчинів, а хімічні елементи способом дифузії проникали крізь кристалічну ґратку мінералу. Метакристали зустрічаються не тільки у метаморфічних породах, але також у пегматитах, осадових породах, гідротермальних рудних жилах, тому слід стисло охарактеризувати ознаки, за якими їх рекомендують відрізняти від кристалів іншого походження [1,3,13]:

1) наявність серед метакристалів псевдоморфоз;

2) усебічна огранка кристалічних індивідів та “бідність” на прості форми; присутні лише грані, які відповідають кристалічним сіткам з найвищою ретикулярною щільністю;

3) часто мають сплющений або видовжений обрис унаслідок анізотропії середовища;

4) порівняно часто утворюють скелетні, у тому числі футляроподібні форми;

5) часто утримують релікти мінералу-попередника, які мають загальне оптичне орієнтування. Інколи зберігаються загальні деталі будови ("тіні") протокристалів: ознаки двійникування, тріщинок спайності, окремості, зональності та секторіальності;

6) нерідко мають зональну будову, яка підкреслюється закономірним розміщенням у них реліктових вклучень мінералів-попередників;

7) ланцюжкове розміщення у породі вздовж каналів міграції мінеральної речовини (площини розривних тріщин, площини окремості у кристалічних сланцях);

8) можуть розрізати зональність і смугастість уміщуючої породи.

Дуже близькими до метакристалів за походженням та внутрішньою будовою є *пойкіліти*. Відміна між цими поняттями полягає у способах утворення. Зародження метакристала може відбуватися у міжзерновому просторі з порових розчинів, а подальший ріст проходить шляхом заміщення мінералів-попередників. Якщо ріст нової кристалічної фази після зародження відбувається без метасоматичного заміщення мінеральних індивідів, які його оточують, тобто новоутворена мінеральна речовина лише відіграє роль цементу, то кристал називають *пойкілітом* або *пойкілокристалом*. Класичним прикладом таких кристалів є так званий "репетекський гіпс" (від географічної назви), досить крупні та правильні багатогранники якого утворились у шарах осадової гірської породи і пересичені дрібними уламками зерен кварцу, плагіоклазів та інших мінералів.

Структуру метаморфічної породи, у складі якої мінеральні індивіди помітно відрізняються між собою за розмірами, називають *гетеробластовою* (від грецького "гетерос" – інший, другий). У скарнах, амфіболітах та деяких інших породах відмінність зерен за розмірами може бути дуже контрастною. Гірська порода має дві складові частини: дрібнозернистий базис (основна маса породи) і вкрапленики мінеральних індивідів, розміри яких у багато разів перевищують розміри кристалів базису. Таку структуру метаморфічної породи називають *порфіробластовою*, а крупні вкрапленики – *порфіробластами*. Ці назви походять від грецького "бластез", що різними авторами перекладається як "перекристалізація" або як "ріст". Така будова породи нагадує порфірову структуру магматичних порід, але тут є генетичні відмінності: порфірові вкрапленики магматичної породи утворювались раніше ніж основна маса породи, а порфіробласти кристалізуються одночасно або пізніше оточуючих дрібнозернистих агрегатів. Слід мати на увазі, що:

1) у магматичній породі, яка має порфірову структуру, мінерали порфірових вкраплеників можуть зустрічатись і у дрібнозернистому базисі, а мінерали порфіробластів у складі основної дрібнозернистої маси зустрічаються рідко;

2) порфіробласти нерідко кристалізуються пізніше ніж мінерали основної маси породи, тому захоплюють мінеральні індивіди базису, а у порфірових вкрапленнях магматичних порід включення мінералів базису відсутні.

Виходячи з власного досвіду вивчення метаморфічних порід та на базі аналізу відповідної наукової літератури, В.А.Попов дійшов висновку, що "...переважна більшість прикладів у літературі стосується порфіробластів, які є пойкилітами (гранат, ставроліт, польові шпати та ін.), ростовими двійниками (ставроліт, дистен, польові шпати та ін.), ідіоморфними індивідами, зональними і секторіальними кристалами, неізометричними індивідами" [16, с. 89]. Отже, порфіробласти не могли утворитись унаслідок перекристалізації. В окремих випадках у них спостерігаються ознаки метакристалів або протокристалів, тобто ознаки прямої кристалізації у процесах метаморфізму, метасоматичного заміщення або росту із розплаву (фенокристали або бластопорфірові вкраплення метаморфізованих магматичних гірських порід). Це треба розуміти так, що термін "порфіробласти" характеризує особливості будови метаморфічної породи (її структуру), але генетичне значення цього поняття має певну невизначеність.

Древні породи регіонального метаморфізму мають складну геологічну історію: процеси прямої кристалізації за рахунок розкладу та знищення первинних мінералів змінювались пластичними деформаціями і перекристалізацією; тектонічні сили зумовлювали утворення систем тонких відкритих тріщин і наступну пряму кристалізацію у рухомому середовищі (флюїди, різні розчини), метасоматичні замінювання, а далі знову відбувались пластичні деформації та перекристалізація.

Крім розглянутих вище механізмів росту мінеральних індивідів (пряма кристалізація, метасоматичні заміщення, перекристалізація), на певних етапах геологічної історії метаморфічних порід мало місце і *перевідкладення* мінеральної речовини. Цьому сприяла зворотна залежність швидкості розчинення зерен даного мінерального виду від їх розмірів, наявність градієнта температури, а також анізотропія середовища внаслідок дії стресового тиску. За таких умов відбувались явища розчинення дрібних індивідів певного мінералу, міграції речовини і наступної повторної кристалізації. Такий процес називають збиральною перекристалізацією [2, 3], а наслідком його могли стати порфіробласти пойкилітового типу.

У гнейсах і кристалічних сланцях спостерігається орієнтоване розміщення у просторі деяких мінералів: видовженість стовпчастих індивідів та широкі поверхні сплюснених індивідів знаходяться у субпаралельних площинах. Вважається, що така будова гірської породи є наслідком перекристалізації мінералів за принципом Рікке. В умовах дії одностороннього (скерованого) тиску у приповерхневих зонах мінерального індивіду, які знаходяться під прямим кутом до вектора зростання тиску, утворюються дефекти кристалічної структури, ці грані виходять зі стану рівноваги, розпочинається їх розчинення. Розчин, який при цьому утворюється, стає

пересиченим для тих граней мінерального індивіду, які не є перпендикулярними до вектора тиску, ці грані починають рости.

У гірських породах інколи відбувається явище, наслідком якого є перебудова крупних мінеральних індивідів з утворенням дрібнозернистих агрегатів. Це називають *рекристалізацією* або *грануляцією* мінеральних індивідів. Наукові спостереження показали, що грануляції підлягають такі крупні мінеральні індивіди, у яких попередньо під впливом одностороннього тиску (при тектонічних процесах) виникали пластичні або крихкі деформації, внаслідок чого зростала їх внутрішня потенційна енергія. Зняття цієї напруги шляхом утворення багатьох дрібних мінеральних індивідів з недеформованою структурою і є причиною рекристалізації. “У зв’язку з цим метаморфізм починається з грануляції таких деформованих зерен, що особливо добре видно у мономінеральних породах: кварцитах, мармурах, плагіоклазитах” [15, с. 84]. Явище рекристалізації вивчалось також на прикладі метаморфізованих пегматоїдних кварцових жил Уралу.

На завершення зазначимо, що здатність деяких мінералів утворювати властиві для них кристалічні багатогранники під час росту у твердому середовищі пов’язують з їх *кристалізаційною силою*. Ще на початку минулого сторіччя петрографи виявили такі кристалобластичні ряди мінералів метаморфічних порід [15]:

- 1) сфен, рутил, магнетит, гематит, ільменіт, гранат;
- 2) турмалін, ставроліт, кіаніт (дистен);
- 3) епідот, цоїзит;
- 4) піроксени, рогова обманка;
- 5) кальцит;
- 6) кварц, плагіоклаз, ортоклаз, мікроклін.

У наведеному переліку кристалізаційна сила мінералів зменшується зліва направо та зверху вниз.

Основні способи утворення та морфологічні особливості аутигенних мінералів осадових гірських порід

На поверхні земної кори та у гірських масивах під впливом кисню, води, вуглекислого газу й інших факторів мають місце процеси руйнування гірських порід магматичного і метаморфічного походження та осадових порід, які сформувалися у минулі часи. Це стадія *гіпергенезу*, протягом якої мінеральна речовина перебудовується відповідно до нових фізико-хімічних умов. Типоморфними новоутвореннями цієї стадії літогенезу є силкати (каолініт, галуазит, гідрослюди, монтморилоніт, нонтроніт, ортохлорити), багаточисленні оксиди і гідроксиди заліза, марганцю та алюмінію, мінерали групи кремнезему, кальцит, магнезит, доломіт та інші, які входять до складу сипких або щільних агрегатів. Отже, на цій стадії відбувається розкладання мінералів-попередників і утворення нових сполук. Відомо, що майже вся тверда фаза кори вивітрювання знаходиться у колоїдному стані або пройшла через нього. Тут

відбуваються явища розкristалізації колоїдів та метасоматичні заміщення колоїдними мінералами інших кристалічних речовин.

Наступною є стадія *седиментогенезу*, протягом якої новоутворення кори вивітрювання і зони окиснення рудних родовищ у вигляді хімічних розчинів або твердих частинок переміщуються різними способами до водного басейну, де і відбувається накопичування цього матеріалу. Гірські породи, які відповідають цій стадії, можуть бути хемогенними (з колоїдних чи дійсних розчинів) або механічними осадами. Типовими хемогенними осадами є мінерали, які утворюють соляні породи: хлориди (галіт, сильвін, карналіт), сульфати (гіпс, ангідрит, полігаліт), а також деякі карбонати (кальцит, доломіт). За рахунок речовини, яка переміщується переважно у вигляді колоїдних розчинів, у мілководних морських затоках або в озерно-болотних водоймах накопичуються осади, які з часом перетворюються на руди заліза (гетит, тюрингіт, шамозит, сидерит), марганцю (родохрозит, манганокальцит, манганіт), алюмінію (гідраргіліт, беміт) або на глинисті відклади.

Стадію перетворення таких багатоводних осадів у тверду породу називають *діагенезом*. Найбільш поширеними мінералами, які утворюються на цьому етапі літогенезу, є сульфіди заліза (пірит, марказит), оксиди і гідроксиди (опал, халцедон, гетит, манганіт), сульфати (барит, целестин), карбонати (кальцит, доломіт, родохрозит, сидерит), фосфати групи апатиту, силікати (глауконіт, гідрослюда, монтморилоніт, цеоліти). На стадії діагенезу широко розвинені явища біогенного та хемогенного розчинення деяких мінералів, пряма кристалізація з новоутворених розчинів, перевідкладення мінеральної речовини з утворенням оолітів, конкрецій, іноді перекристалізація із збільшенням індивідів (наприклад у карбонатних породах).

Подальші перетворення осадкової породи відбуваються вже після поховання її під шарами нових осадів в умовах підвищення температури, збільшення тиску. Це стадія *катагенезу* – вторинного змінення порід, яке викликає їх гравітаційне ущільнення, розчинювання і регенерацію кварцу, польових шпатів, перекристалізацію карбонатів.

Далі відбуваються процеси *метагенезу*, які розцінюються як початок метаморфічних перетворень: глинисті породи перетворюються у сланці аспідні або філітоподібні, пісковики змінюються кварцитоподібними породами, спостерігається мармуризація карбонатів доломітового та кальцитового складу.

Особливість аутигенних мінералів, які виникають на різних стадіях процесу літогенезу, полягає у тому, що багато з них, за винятком хіба що соляних осадів, утворюють мікрозернисті агрегати, розміри індивідів яких становлять 0,01 – 0,001 мм або навіть менше 0,001 мм. Це гідроксиди заліза, марганцю, алюмінію, силікати шаруватої структури, що входять до складу глинистих порід, деякі карбонатні породи. До того ж такі новоутворення нерідко бувають полімінеральними. У деяких випадках карбонатні агрегати у шліфах втрачають прозорість, а скупчення дуже дрібних індивідів глинистих мінералів зумовлює ефект агрегатної поляризації, коли загасання певного індивіду стає майже непомітним.

У таких ситуаціях дослідження фазового складу гірських порід проводять із залученням комплексу лабораторних методів дослідження: рентгенівського аналізу та електронної мікроскопії для вивчення кристалічної структури мінералів, електронної мікроскопії для вивчення форми найдрібніших індивідів, а також диференційного термічного аналізу.

Слід зазначити, що у деяких випадках застосування термінів «аутигенні» та «алотигенні» мінерали має певну невизначеність. Одним з прикладів цього є так звані глинисті мінерали. На стадії гіпергенезу утворюються каолінит, галуазит, монтморилоніт, нонтроніт, гідрослюди. Кожний з цих мінералів або суміші декількох з них можуть складати глинисті породи кори вивітрювання, для яких названі мінерали є аутигенними. У разі руйнування кори вивітрювання кожен з цих мінералів може бути перенесений до морського басейну і далі увійти до складу алеврито-глинистих порід, маючи тепер статус алотигенного поряд з іншими компонентами цих порід, які утворились на стадіях седиментогенезу або діогенезу (каолінит, нонтроніт, гідрослюда). В.А. Наумов з цього приводу висловлювався так: «Серед алотигенних мінералів значне місце посідають глинисті утворення, характер яких змінюється у часі. У сучасних осадах вони мають усі риси алотигенності, але у давніх відкладах зазнають значних трансформацій і аутигенного утворення» [10, с. 30].

Головні мінерали магматичних гірських порід

Група олівіну $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_2[\text{SiO}_4]$

У природних асоціаціях найбільш поширеними є магнезіально-залізисті олівіни ізоморфного ряду **форстерит** $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ – **фаяліт** $\text{Fe}_2^{2+}[\text{SiO}_4]$. Сингонія ромбічна. У шліфах безбарвні, лише фаяліт буває жовтуватий або рожево-жовтий. Форма мінеральних індивідів (зерен) у глибинних магматичних породах неправильна або округла, а в ефузивних – утворюються кристали з характерним розрізом у вигляді стиснутого шестикутника. Нерідко кристали несуть ознаки корозії, розплавлення. Інколи зерна оконтурюються кристалами ромбічного піроксену (“вінкова структура”). Спайність зазвичай не спостерігається, помітна лише тріщинуватість, але залізисті різновиди та олівіни з ефузивних порід мають чітко проявлену спайність по пінакоїду (010) і слабку по (001), тобто два напрямки спайності під прямим кутом.

Показники заломлення світла коливаються у межах 1,64 – 1,87 і різко змінюються відповідно до зміни хімічного складу, зростають від форстериту до фаяліту:

$$n_p = 1,640 - 1,820; \quad n_g = 1,670 - 1,870.$$

Рельєф і шагрень добре помітні. Двозаломлення 0,035–0,052; яскраві кольори інтерференції першого та другого порядків. Загасання пряме (помітне на кристалах з ефузивних порід), кут оптичних осей змінюється від $2VN_g = 86^\circ$ у форстериту до $2VN_p = 48^\circ$ у фаяліту. Дисперсія: $r > v$, у форстериту $r < v$.

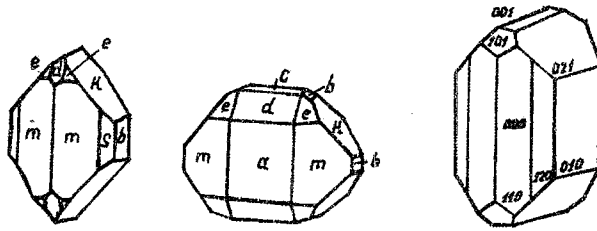


Рис. 12. Кристали олівіну: a (100), b (010), c (001), m (110), k (021)

Вторинні змінення: часто заміщуються серпентином, інколи тальком, бруситом, ідінгітом, боулінгітом, хлорофейтом. Серпентинізація супроводжується утворенням магнетиту або гетиту за рахунок заліза, що входило до складу олівіну (дод. 2, фото 15, 17).

Схожі мінерали та їх відмітні властивості:

1) моноклінні піроксени мають буруватий або зеленуватий відтінок, косе загасання відносно тріщин спайності, завжди два напрямки досконалої спайності;

2) іноді важко відрізняються від гіперстену (ромбічний піроксен), для якого властиве більш низьке двозаломлення (не більше ніж 0,020) та слабо помітний, але характерний плеохроїзм від зеленого (по осі Ng) до рожевого (по Np);

3) монтichelіт $\text{CaMg}[\text{SiO}_4]$ має нижче двозаломлення.

Мінерали групи олівіну входять до складу багатьох магматичних порід: перидотитів, дунітів, піроксенітів, габро, базальтів. Чистий форстерит зустрічається у контактово-метаморфічних породах – форстеритових мармурах, а чистий фаяліт знайдено у деяких різновидах залізистих кварцитів (метаморфічні породи).

Група ромбічних піроксенів $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Ізоморфний ряд енстатиту $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ – феросиліту $\text{Fe}_2^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, проміжні фази: бронзит, гіперстен (50 – 70% молекули енстатиту), ферогіперстен, евліт.

Енстатит і бронзит безбарвні, гіперстен та евліт мають яскравий плеохроїзм від світло-рожевого або рожево-коричневого по Np до світло-зеленого або сірувато-зеленого по Ng. Забарвлення навіть у залізистих мінералів цього ряду не таке густе, як у біогіту або амфіболів, це більш схоже на відтінок.

Форма індивідів: таблитчасті або неправильні, інколи призматичні, видовжені.

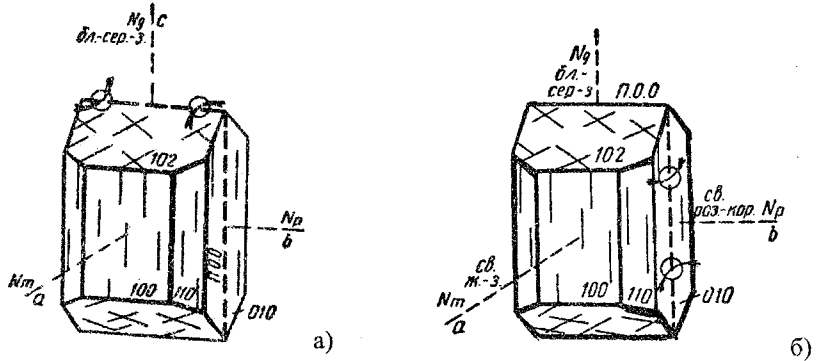


Рис. 13. Кристали бронзиту (а) та гіперстену (б)

Спайність ясна або досконала у двох напрямках, паралельних граням призми (110), під кутом $87-90^\circ$. У розрізах, які косо орієнтовані до видовженості кристалів, може спостерігатись лише одна система тріщин спайності.

Показники заломлення найчастіше коливаються у межах $1,65-1,78$ ($n_p=1,650-1,768$; $n_g=1,658-1,788$), тобто рельєф та шагрень достатньо різкі. Двозаломлення у найбільш поширених ромбічних піроксенів невелике, збільшується від енстатиту (0,009) до гіперстену (0,015), тобто інтерференційне забарвлення від сірого або білого (як у кварцу) до жовтуватого. Тільки у високозалізного евліту двозаломлення може підвищуватись до 0,022 (дод. 2, фото 4, 5).

У розрізах з однією системою тріщин спайності загасання пряме, видовженість позитивна. Інколи спостерігається полісинтетичне загасання, в ефузивних породах – зональне. Двійники або тонкопластинчасті вrostання моноклінного піроксену можуть зумовлювати косе загасання (до $Z:N_g = 10^\circ$).

Кут оптичних осей змінюється від $2VN_g = 60-90^\circ$ для енстатиту та бронзиту до $2VN_p = 45^\circ$ для гіперстену.

Вторинні змінення: 1) серпентинізація, тобто заміщення серпентином; 2) оталькування (заміщення тальком); 3) тремоліт, хлорит (рідко).

Процес заміщення серпентином ромбічних піроксенів, особливо їх магнезійних різновидів, може відбуватися так, що один кристал мінералу-попередника заміщується одним кристалом новоутвореного мінералу. Серпентин утворюється як суцільний монокристал з певним кристалографічним орієнтуванням. Такий тип псевдоморфоз називають гомоосовим, а новоутворений кристал серпентину – баститом. У цього мінералу досконала спайність по (001) орієнтована паралельно окремоті піроксену по (010).

Схожі мінерали та відмітні властивості:

1) від олівіну відрізняються тим, що завжди мають спайність у двох

напрямок по (110); у тих рідких випадках, коли олівін теж має спайність (ефузивні породи), слід узяти до уваги, що у зрізах з двома системами тріщин спайності в олівіну буде пряме загасання до ліній спайності, а у ромбічного піроксену – косе, симетричне;

- 2) у разі косоного загасання, зумовленого полісинтетичним двійникуванням, на відміну від моноклінних піроксенів треба звертати увагу на інші ознаки ромбічних піроксенів: плеохроїзм, низьке двозаломлення, тонкопластинчасту будову, вторинні мінерали. Крім того, моноклінні піроксени мають позитивний оптичний знак, $2VN_g \leq 60^\circ$, а у ромбічних – спостерігається $2VN_g > 60^\circ$ або $2VN_p$;
- 3) андалузит має від'ємне видовження;
- 4) силіманіт – волокнистий, $2VN_g = 20-30^\circ$;
- 5) в амфіболів досконала спайність по (110) під кутом 56° .

Група моноклінних піроксенів

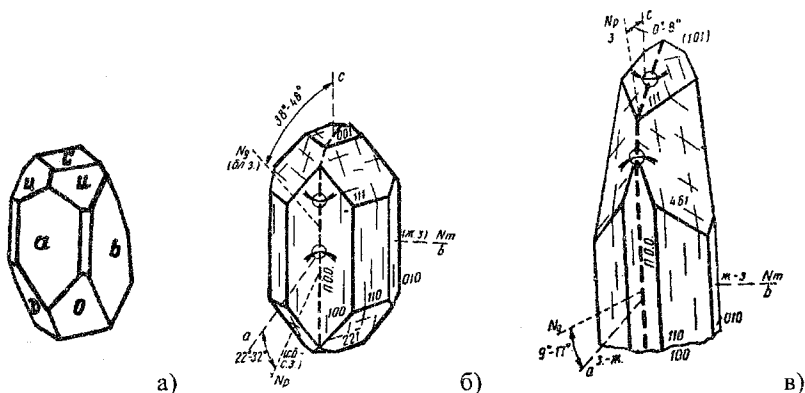


Рис. 14. Кристали моноклінних піроксенів: діопсиду (а), діопсид-геденбергіту (б), егірину (в)

Діопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. У шліфах безбарвний або блідо-зелений без плеохроїзму. Форма кристалічних зерен неправильна, таблитчаста, стовпчаста, призматична. Спайність досконала по призмі (110), тобто є дві системи тріщинко спайності, що проходять уздовж кристала і перетинаються під кутом 87° . Зустрічаються діопсиди з простими або полісинтетичними двійниками.

Показники заломлення світла коливаються в межах 1,66–1,70; двозаломлення 0,022–0,032.

Загасання косе, видовження позитивне, $Z:N_g = 38^\circ$. Оптичний знак позитивний, $2VN_g = 60^\circ$.

Геденбергіт $\text{CaFe}^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. У шліфах забарвлений, плеохроїзм від зеленого по Ng до світло-зеленого по Np. Форма індивідів неправильна, пластинчаста, стовпчаста, голчаста.

Рельєф та шагрень різко виражені: $n_p=1,66-1,73$, $n_g=1,73-1,76$. Двозаломлення 0,025–0,030.

Значимо, що діопсид і геденбергіт утворюють ізоморфний ряд, проміжні члени якого називають салітом та феросалітом. У цьому ряду збільшення вмісту заліза супроводжується зростанням показників заломлення, а також кута загасання від 38° (діопсид) до 48° (геденбергіт). Знак видовження залишається позитивним, 2V та оптичний знак не змінюються. У залізистих моноклінних піроксенів спостерігається помірна або сильна дисперсія оптичних осей ($r > v$).

Діопсид входить до складу основних та ультраосновних магматичних порід, а саліт і геденбергіт зустрічаються переважно в контактово-метасоматичних породах – скарнах.

Авгіт $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$. Забарвлення світло-буре, інколи зелене, а у титанавгітів рожево-коричневе з плеохроїзмом від коричневого (Ng) до фіолетово-синього (Np).

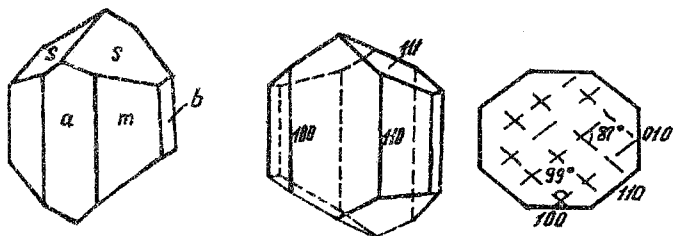


Рис. 15. Короткопризматичні кристали піроксену (авгіту) і спайність по (110) у поперечному зрізі

Форма кристалічних зерен: неправильна, таблитчаста, стовпчаста. В ефузивних породах зустрічаються добре виражені кристали з характерним поперечним зрізом: грані призми та пінакоїдів розвинуті однаково. Такий зріз має форму восьмикутника на відміну від кристалів діопсиду, у яких грані пінакоїдів більш розвинені порівняно з гранями призми. Двійники, як і у діопсиді, прості або полісинтетичні.

Спайність досконала у двох напрямках паралельно граням призми. Кут між системами тріщин спайності 87° .

Оптичні константи змінюються відповідно до зміни хімічного складу. У звичайних авгітів $n_p=1,67$; $n_g=1,70$. Підвищення вмісту заліза або титану викликає зростання показників заломлення до 1,73–1,76. Рельєф та шагрень різко виражені. Двозаломлення 0,025 (інтерференційне забарвлення другого порядку). При включеному аналізаторі частіше, ніж у інших піроксенів, спостерігається зональна будова, найбільш виражена у титан-авгітів.

Загасання косе, $Z:Ng = 39-47^\circ$, $2VNg = 60^\circ$. Характерна дисперсія оптичних осей ($r > v$) та сильна дисперсія бісектрис, унаслідок чого зрізи, паралельні (010), не загасають.

Авгіт – типовий мінерал основних магматичних порід, зустрічається також у контактово-метаморфічних утвореннях.

Егірин $NaFe^{3+}[Si_2O_6]$ – це лужний піроксен, який у природі утворює безперервний ізоморфний ряд з авгітом (егірин-авгіт). Забарвлення насичене зелене з різко вираженим плеохроїзмом від ізумрудно-зеленого або темно-зеленого по Np до зеленувато-жовтуватого, коричнево-жовтого по Ng. Рідко зустрічається егірин безбарвний (у шліфах), світло-зелений без плеохроїзму та коричнево-бурий (акміт) з плеохроїзмом від коричневого (Np) до зеленувато-жовтого (Ng). Схема абсорбції біотитова, тобто спостерігається максимально густе забарвлення відносно видовження кристалів, коли вони паралельні площині поляризації променів світла у поляризаторі.

Форми індивідів: призматичні, голчасті, рідко пластинчасті.

Спайність “піроксенова” – у двох напрямках під кутом 87° , добре виражена у поперечних розрізах призматичних кристалів, які сплюснуті відносно першого пінакоїду.

Рельєф та шагрень різко виражені, оскільки показники заломлення досить високі (1,77–1,83) і трохи змінюються залежно від коливань хімічного складу. Двозаломлення становить 0,048–0,060, інтерференційне забарвлення другого і третього порядків (дод. 2, фото 13, 25).

Високе двозаломлення егірину є для нього важливою діагностичною константою, але інтерференційне забарвлення часто затушоване власним густим забарвленням. У зв'язку з цим порядок кольорів інтерференції зручно визначати на краях зерен, що мають клиноподібну форму. Особливо яскравими виглядають кольорові облямівки у тому разі, коли кристали егірину стикаються з кварцом, нефеліном або польовими шпатами, які безбарвні і мають низьке двозаломлення.

Загасання пряме або близьке до прямого, характер видовженості, на відміну від інших піроксенів, від'ємний, $Z:Np$ до 8° , $2VNp = 60^\circ$, дисперсія сильна: $r < v$.

Егірин – головний породотвірний мінерал лужних магматичних порід, в метаморфічних породах зустрічається рідко.

Вторинні змінення моноклінних піроксенів:

- 1) уралітизація, тобто заміщення тонковолокнистими агрегатами амфіболів – актиноліту, тремоліту (ряд діопсиду-геденбергіту) та рогової обманки (авгіт);
- 2) хлоритизація – заміщення хлоритами, що супроводжується нерідко появою магнетиту, лейкоксену, карбонату;
- 3) епідотизація (рідко).

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) моноклінні піроксени, на відміну від ромбічних, мають косе загасання;

- 2) досконала спайність амфіболів у двох напрямках під кутом 56° ; кут загасання дуже рідко буває більше ніж 20° , тоді як у моноклінних піроксенів він завжди більше за 30° ; в амфіболів, нарешті, оптичний знак від'ємний (за винятком паргаситу), а у моноклінних піроксенів – позитивний (за винятком егірину);
- 3) у залізистих егіринів є схожість з епідотом, але у нього характерне аномальне інтерференційне забарвлення;
- 4) егірин можна сплутати з роговою обманкою, коли не спостерігаються розрізи з двома системами тріщин спайності. У звичайної рогової обманки видовженість позитивна, а в егірину – від'ємна. Крім того, ці два мінерали мають різні схеми абсорбції: для егірину $N_p > N_g$, а для рогової обманки $N_g > N_p$;
- 5) егірин і турмалін бувають схожі, але чітко відрізняються за типом плеохроїзму (в егірину – біотитовий) та за оптичним знаком (турмалін – одновісний, від'ємний).

Група амфіболів

Найбільш поширеними силкатами стрічкової структури у магматичних гірських породах є схожі за хімічним складом мінерали групи рогових обманок. До них належать силкати з підвищеним умістом заліза, помірним умістом натрію (або без нього) та з алюмінієм у тетраедричних пустотах кристалічної ґратки, тобто вони є алюмосилкатами. Головною роллю тут відіграють такі мінерали: рогова обманка звичайна, еденіт, фероеденіт, чермакіт, ферочермакіт, паргасит, ферогастинґсит, базальтова рогова обманка, керсутит, баркевікіт.

Другорядна роль належить так званим лужним амфіболам, які мають по два-три атоми натрію у кристалохімічній формулі, без алюмінію у тетраедричній координації, але з великою кількістю алюмінію або заліза у позиціях магнію. До цієї групи належать рибекіт і арфведсоніт.

Переважна кількість залізо-магнезійних амфіболів є типовими для гірських порід метаморфічного походження, а у складі магматичних порід вони не зустрічаються або присутні як вторинні новоутворення (актиноліт, тремоліт, антофіліт). Виняток – кумінґтоніт, який може бути і магматоґенним, і метаморфоґенним.

Рогова обманка звичайна

$(Ca, Na, K)_{2-3}(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_5[Si_3(Al, Si)O_{11}]_2(OH, F)_2$. Сингонія моноклінна. Хімічний склад змінний. Вивчення оптичних констант і визначення рогової обманки ускладнюється тим, що вона є членом ряду мінералів, пов'язаних між собою поступовою зміною хімічного складу. Змінення хімічного складу, природно, призводить до суттєвих коливань кристалооптичних констант. У зв'язку з цим існує номенклатурний термін широкого користування – “група рогових обманок”. Найближчими до звичайної рогової обманки членами цього ізоморфного ряду є еденіти (бідні глиноземом, містять натрій) та чермакіти (багаті глиноземом різновиди, які не мають натрію).

Звичайні рогові обманки мають у шліфах густе забарвлення і чітко виражений плеохроїзм. Характерним є те, що якийсь певний колір рогової обманки у даному шліфі завжди зберігається при повертанні столика мікроскопа, змінюється лише інтенсивність та відтінок кольору. Тому часто говорять про зелену звичайну рогову обманку, синьо-зелену, буру, зеленувато-буру, маючи на увазі, що цей колір зберігається по всіх трьох осях оптичної індикатриси. Схема абсорбції: $N_g \gg N_m > N_p$. Для найбільш поширених рогових обманок по осі N_p спостерігається світло-жовто-зелене, світло-жовте або жовтувато-коричневе забарвлення, а по осі N_g – оливково-зелене, синьо-зелене або буре.

Форма індивідів короткостовпчаста, таблитчаста, неправильна. В ефузивних, а іноді і в інтрузивних магматичних породах зустрічаються правильні кристали – комбінація призми ромбічної та пінакоїду з характерним поперечним розрізом, що має форму шестикутника. У таких зрізах чітко проявлені тріщини спайності, паралельні граням призми, які перетинаються під кутом 56° .

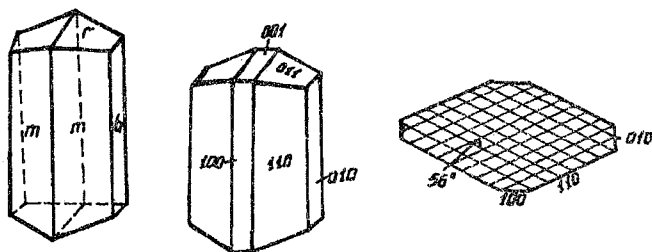


Рис. 16. Призматичні кристали рогової обманки і спайність по (110) у поперечному зрізі

Показники заломлення коливаються найчастіше у межах 1,63–1,70. У різновидів, багатих на магній, $n_p=1,630$; $n_g=1,644$. Для різновидів, збагачених залізом, $n_p=1,678$; $n_g=1,704$. Двозаломлення становить 0,014–0,026.

Загасання косе від 15 до 27° , видовженість позитивна ($Z:N_g=15-27^\circ$). $2VN_p=63-87^\circ$ (дод. 2, фото 6, 20).

Звичайні рогові обманки є типоморфними мінералами магматичних порід групи діориту. У габро рогові обманки збагачені магнієм, а у гранітах і лужних породах – залізом. Входять також до складу продуктів регіонального метаморфізму – амфіболітів, гнейсів.

Базальтова рогова обманка

$Ca_2(Na,K)_{0,5-1,0}(Mg,Fe^{2+})_2(Fe^{3+},Al)_2[Si_3AlO_{11}]_2(OH,F)_2$. У шліфах інтенсивно забарвлена, плеохроїзм від темного, червоно-бурого по N_g до жовтого по N_p .

Індивіди пластинчасті або неправильної форми, спайність досконала по (110) під кутом 56° . Показники заломлення: $n_g=1,680-1,760$; $n_p=1,662-1,690$.

Двозаломлення 0,018–0,070. Кристалічні індивіди, на відміну від звичайної рогової обманки, частіше мають зональну будову.

Загасання змінюється від прямого до косого ($Z:N_g=0-18^\circ$). $2VN_g=60-82^\circ$, дисперсія $r < v$.

Зустрічається тільки у вигляді порфірових вкраплень ефузивних гірських порід.

Рибекіт $Na_2Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$. Лужний амфібол, сингонія моноклінна. У шліфах завжди густо забарвлений. Колір має різні відтінки, спостерігається різкий плеохроїзм, найчастіше від темно-синього по Np до світло-синього по Nm та зеленувато-жовтого або жовто-зеленого по Ng. Схема абсорбції: $Np \gg Nm > Ng$ (дод. 2, фото 22).

Кристалічні індивіди мають неправильну або таблитчасту форму, рідко – волокнисті (азбест). Спайність у двох напрямках по (110) з кутом 58° .

Показники заломлення в межах 1,68–1,70 ($n_p=1,685-1,695$; $n_g=1,689-1,699$), двозаломлення від 0,004 до 0,016. Загасання косе, видовженість від'ємна ($Z:N_p=1-8^\circ$). $2VN_p=40-90^\circ$, дисперсія $r > v$.

Від схожого глаукофану відрізняється меншим двозаломленням і густішим забарвленням, а від інших мінералів – синім кольором.

Типовий для лейкократових магматичних порід, збагачених натрієм: лужних гранітів, кварцових сієнітів, нефелінових сієнітів. Рідко зустрічаються у метаморфічних процесах.

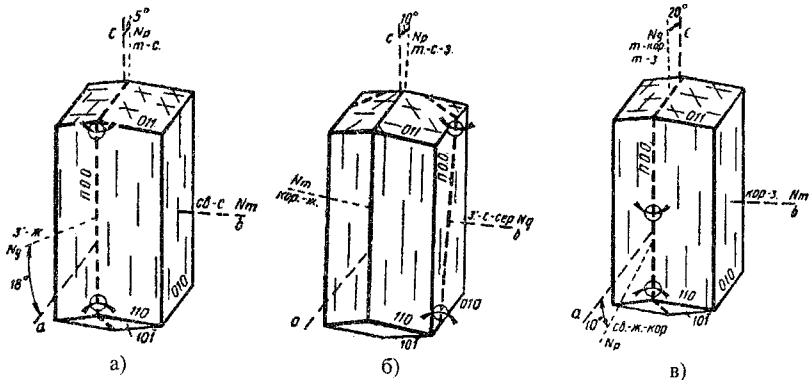


Рис. 17. Кристали амфіболів: рибекіт (а), арфведсоніт (б), баркевікіт (в)

Керсутит $Ca_2(Na, K)(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_4Ti[Si_3AlO_{11}]_2(O, OH, F)_2$. Сингонія моноклінна. Цей мінерал вважають різновидом базальтової рогової обманки з високим вмістом титану (до 10 % TiO_2). Індивіди короткостовпчасті або пластинчасті, спайність досконала у двох напрямках під кутом 56° .

Показники заломлення $n_g=1,700-1,772$; $n_m=1,690-1,741$; $n_p=1,670-1,689$; двозаломлення 0,019–0,083. Загасання змінюється від прямого до косого ($Z:N_g=0-20^\circ$); $2VN_g=66-82^\circ$; дисперсія $r > v$.

У шліфах густо забарвлений з плеохроїзмом від темного червонувато-бурого або темно-бурого (Ng) до бурувато-жовтого або світло-жовтого (Np). Часто зустрічаються зональні кристали.

Керсутит, на відміну від базальтової рогової обманки, зустрічається у різних парагенезисах. Він має порфірові вкраплення різних сфузівних порід (базальти, трахіти, трахіандезити, лужні ріоліти), а також входить до складу деяких лужних інтрузивних порід (есексити, тераліти) у парагенезисі з титанавгітом, олівіном та іншими мінералами. Відомі вкраплення його у камптонітових дайках разом з лабрадором, баркевікітом, титанавгітом, рідко у монзонітах і сієнітах.

Баркевікіт $\text{Ca}_2(\text{Na}, \text{K})(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn})_5[\text{Si}_{6,5}\text{Al}_{1,5}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$.

Сингонія моноклінна. Мінеральні індивіди призматичні, стебельчасті, рідко – ізометричні. Спайність досконала у двох напрямках по призмі (110) під кутом 56° . Забарвлення у шліфах червоно-коричневе або бурувато-жовте.

Оптичні властивості: $n_g = 1,701\text{--}1,707$; $n_m = 1,696\text{--}1,700$; $n_p = 1,685\text{--}1,691$; двозаломлення становить $0,014\text{--}0,018$; загасання косе, $Z:Np = 11\text{--}18^\circ$. $2VNp = 40\text{--}50^\circ$, помітна дисперсія $r > v$. Спостерігаються прості двійники по (100).

Баркевікіт називають напівлужною роговою обманкою, яка відрізняється від звичайної рогової обманки підвищеним вмістом натрію, калію, титану і заліза. Зустрічається він у складі лужних інтрузивних порід (нефелінові сієніти групи фойяїту) та аналогічних порід дайкових комплексів у асоціаціях з ортоклазом, нефеліном, егірин-авітом і біотитом. Відомі вкраплення його у фонолітах і лампрофірах разом з польовими шпатами та нефеліном, у камптонітових дайках з титанавгітом і керсутитом.

Арфведсоніт $\text{Na}_3(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_8(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$.

Лужний амфібол, сингонія моноклінна. У шліфах густо забарвлений з плеохроїзмом від темного синювато-зеленого (Np) до синювато-сірого (Ng) та бурувато-жовтого (Nm), тобто схема абсорбції є типовою для лужних амфіболів: $Np > Nm > Ng$. Мінеральні індивіди видовжено-призматичні, стебельчасті, іноді пластинчасті. Спайність досконала у двох напрямках під кутом 56° . Зустрічаються прості та полісинтетичні двійники по (100).

Оптичні властивості змінюються відповідно до коливань хімічного складу: $n_g = 1,686\text{--}1,710$; $n_m = 1,679\text{--}1,709$; $n_p = 1,674\text{--}1,700$; двозаломлення від $0,005$ до $0,010$.

Інтерференційні кольори часто маскуються густим власним забарвленням мінералу. Загасання косе, $Z:Np = 14\text{--}20^\circ$, видовженість від'ємна; $2VNp$ від 0° до 56° . Властива дуже сильна дисперсія оптичних осей за схемою $r \ll v$, тому кристалічні індивіди, зріз яких відповідає (010), не повністю загасають при схрещених ніколях мікроскопа. Схожі мінерали: рибекіт (менші кути загасання), гастингсит (видовженість позитивна, кути загасання до $25\text{--}30^\circ$).

Арфведсоніт утворюється у бідних кремнеземом магматичних і метаморфічних породах, є типовим для лужних магматичних порід, де супроводжується нефеліном, егірином, альбітом, евідалітом. В Україні зустрічається у складі лужних сієнітів і мікроклін-нефелінових пегматитів

Призоров'я та входить до складу амфібол-піроксенових сланців Криворізько-Кременчуцької зони.

Діагностичні ознаки амфіболів та відмінність від схожих мінералів

Амфіболи дуже поширені у метаморфічних і магматичних гірських породах, тому важливо знати головні діагностичні ознаки для цієї групи в цілому та відмінність між амфіболами і схожими мінералами.

Для амфіболів властивою є добре проявлена досконала спайність, загасання відносно якої може бути прямим (ромбічна сингонія) або косим (моноклінна) не більше ніж 30° , найчастіше $10-20^\circ$. Поперечні розрізи призматичних кристалів мають форму ромба або ромба зі зрізаними гострими кутами (комбінація призми ромбічної та пінакоїду), тонкі тріщини спайності паралельні сторонам ромба і перетинаються під кутом 56° .

Рельєф завжди високий, шагренева поверхня добре проявлена, що дозволяє визначити показники заломлення у межах 1,60–1,70.

Для того щоб орієнтовно віднести амфібол до якогось певного мінерального виду, треба звертати увагу на густоту забарвлення у шліфах, плеохроїзм і наявність дисперсії (повне або неповне загасання). Безбарвні або слабо забарвлені (часто світло-зеленуваті) амфіболи безперечно є представниками тремоліт-актинолітового або антофіліт-жедритового ряду. Видовженість у них позитивна, загасання повне, тобто дисперсія не проявлена або проявлена слабо.

Ясно забарвленими у шліфах є представники звичайних рогових обманок та лужних амфіболів. Звичайні рогові обманки мають схему абсорбції $Ng > Nm > Np$ і не змінюють відносно осей індикатриси свій основний колір. Для них властиве повне косе загасання та позитивне видовження.

Характерна ознака лужних амфіболів – наявність синього і фіолетово-синього забарвлення. Плеохроїзм від густого синього по Np до зеленувато-жовтого по Ng (рибекіт) або від синього по Ng до безбарвного по Np (глаукофан). Дисперсія сильна, $r > v$ або $r < v$.

Нижче наведено відмітні властивості мінералів, які у шліфах схожі з амфіболами.

Хлорити мають низьке двозаломлення, аномальне інтерференційне забарвлення, пряме загасання та малий кут $2V$.

Волокнисті різновиди серпентину, які мають схожість з актинолітом або тремолітом, певною мірою відрізняються низькими показниками заломлення світла (не більше ніж 1,580) і двозаломлення (0,007–0,013), прямим загасанням.

Біотит має пряме загасання, різко виражений плеохроїзм, дуже малий кут $2V$ та високе двозаломлення (0,040–0,060).

Егірин відрізняється від'ємним видовженням і схемою абсорбції ($Np > Nm > Ng$).

Турмалін від призматичних та стовпчастих амфіболів відрізняється схемою абсорбції. Найбільш густе забарвлення у шліфах мають його індивіди, видовженість яких орієнтована перпендикулярно до площини поляризації

світла у мікроскопі, а для амфіболів характерна біотитова схема плеохроїзму. Крім того, турмаліни одновісні з від'ємним оптичним знаком.

У моноклінних піроксенів, на відміну від звичайних рогових обманок, кут між двома системами тріщинок спайності становить майже 90° , а кут загасання завжди більший за 30° .

Баркевікіт за характером плеохроїзму близький до керсутиту та рогової обманки базальтової, але у цих мінералів значно вищі показники заломлення, більше двозаломлення. Від інших амфіболів баркевікіт відрізняється плеохроїзмом у жовто-бурих і червоно-бурих тонах, а густо забарвлений меланіт – ізотропний.

Базальтова рогова обманка у шліфах має схожість з біотитом, а інколи – з турмаліном. У біотита спайність дуже досконала в одному напрямку і пряме загасання, а у турмаліну вона відсутня та інша схема абсорбції відносно виводженості кристалів.

Вторинні змінення амфіболів

Типовими продуктами переутворень мінералів групи рогових обманок під впливом гарячих водних розчинів є хлорити, нерідко хлорити в асоціаціях з епідотом, кальцитом, кварцом, сфеном, інколи вони заміщуються біотитом, тальком, антигоритом. В умовах кори вивітрювання ці мінерали легко перетворюються у хлорити або нонтроніти залежно від лужно-кислотних показників середовища.

Характерною зміною звичайних рогових обманок у складі ефузивних магматичних гірських порід є так звана *опацитизація* (від грецького „опакус” – темний), коли на мінеральних індивідах утворюється чорна облямівка. До складу амфіболів, як відомо, входить вода конституційного типу у вигляді груп (ОН). Зароджування кристалів рогової обманки відбувається у магмі ще до її виверження на поверхню Землі, коли магматичний розплав містить у своєму складі до 10 % води. У разі вилування вулканічної лави на денну поверхню фізико-хімічні умови різко змінювались. Під впливом атмосферного кисню відбувалось окиснення заліза, яке входило до складу амфіболів, і їх кристали перетворювались у базальтову рогову обманку. Різде зниження тиску зумовило зневоднення розплаву, тому амфіболи, до складу яких входила вода, руйнувались з утворенням безводних сполук – піроксенів. Надлишкове залізо ввійшло до складу магнетиту, інколи утворювався і гематит.

Дрібнозернисті піроксен-магнетитові агрегати, які дуже слабо просвічуються, утворюють облямівки на кристалах рогової обманки, а інколи повністю їх заміщують. Рибекіт при постмагматичних процесах заміщується сидеритом або гетитом.

Група слюд

Це досить численна група алюмосилікатів, які належать до моноклінної сингонії. Вони мають багато спільних властивостей, зумовлених особливостями

внутрішньої будови та хімічних зв'язків у кристалічній структурі: пластинчастий і лускоподібний вигляд мінеральних індивідів, дуже досконалу спайність по (001), усі вони мають від'ємний оптичний знак і малі кути оптичних осей. Кристалооптичні властивості дещо змінюються залежно від співвідношення магнію, заліза та алюмінію в октаедричних шарах.

Флогопіт $KMg_3[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$. Безбарвний, у залізовміщуючих різновидів спостерігається плеохроїзм від безбарвного (Np) до жовтуватого або світло-коричневого (Nm, Ng). Зрізи пластинчастих індивідів, перпендикулярні до граней (001), мають видовжену форму, саме на них добре помітна система тонких паралельних тріщин спайності, що проходять уздовж зерна.

Загасання пряме, видовженість позитивна. Показники заломлення у межах 1,52–1,60. Для чистих магнезійальних флогопітів $n_p=1,52$; $n_g=1,56$. У різновидів, збагачених залізом, показники заломлення підвищуються: $n_p=1,535-1,550$; $n_g=1,565-1,597$. Двозаломлення 0,028–0,047; інтерференційне забарвлення від третього до четвертого порядку. Двовісний, кут оптичних осей змінюється від нуля до 20°. Оптичний знак від'ємний.

Схожі мінерали та їх відмітні властивості:

- 1) мусковіт має більші кути 2V;
- 2) біотит – вищі показники заломлення, густе забарвлення.

Флогопіт є типовим для метаморфічних порід (мармури, скарни), інколи зустрічається у серпентинітах.

Біотит $K(Mg,Fe)_3[Si_3AlO_{10}](OH,F)_2$. У шліфах густо забарвлений з різким плеохроїзмом. Звичайний біотит з гранітоїдів має забарвлення від світло-жовтого по Np до коричневого по Ng. Деякі різновиди мають плеохроїзм від темно-зеленого або червоно-коричневого до коричнево-зеленого або оранжево-коричневого (дод. 2, фото 18). Має так звану "біотитову" схему плеохроїзму: найбільш густе забарвлення спостерігається тоді, коли система тріщин спайності та площина поляризації світла у мікроскопі є паралельними.

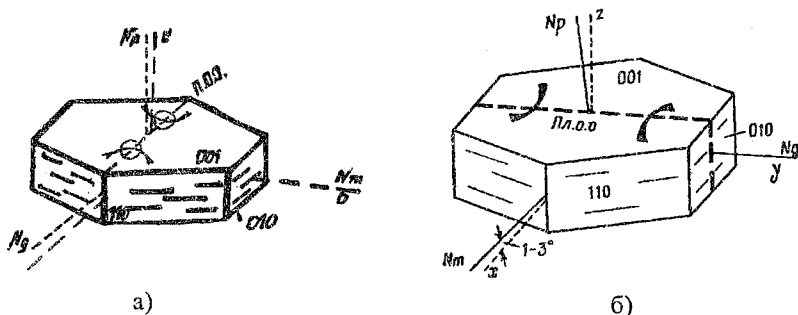


Рис. 18. Кристали слюд: біотиту (а) і мусковіту (б)

Показники заломлення у межах 1,57–1,70 ($n_p=1,57-1,62$; $n_g=1,61-1,70$), двозаломлення 0,046–0,080. Кут оптичних осей найчастіше близький до нуля, рідко 2VNp до 10°.

Біотити – широко розповсюджені мінерали інтрузивних магматичних і метаморфічних порід. У шліфах мають схожість з базальтовою роговою обманкою, від якої відрізняються наявністю лише однієї системи тріщин спайності та прямим загасанням.

Вторинні змінення: найчастіше спостерігається заміщення хлоритом і мусковітом, що супроводжується утворенням дрібнозернистих агрегатів лейкоксену, епідоту, преніту, кальциту, які мають високий рельєф. При хлоритизації біотитів, що містять титан, утворюються тонкі голчасті кристали рутилу TiO_2 , які зрощуються під кутом 60° (сагенітова решітка). З включеннями циркону, монациту, ортиту пов'язані так звані плеохроїчні оболонки – густе плямисте забарвлення, зумовлене дією радіоактивних елементів.

Мусковіт $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$. Безбарвний, рідко блідо-жовтий або блідо-зеленуватий, індивіди пластинчасті, лускоподібні, спайність дуже досконала. Показники заломлення у межах 1,55–1,62; помітна псевдоабсорбція. Двозаломлення 0,036–0,054 (яскраві кольори інтерференції першого, другого, третього порядків). Загасання пряме, видовженість позитивна; $2V_{Np}$ від 35 до 50° , дисперсія $r > v$ (дод. 2, фото 7, 19).

Різновиди мусковіту: фуксит – зелений за рахунок вмісту хрому, має слабо виражений плеохроїзм; серицит – мікролускувата слюда, найпоширеніший продукт постмагматичного змінення плагіоклазів.

Схожі мінерали та їх відмітні властивості:

- 1) безбарвний флогопіт і тальк, у яких кут оптичних осей не піднімається вище ніж 10° , а у мусковіту $2V$ завжди більше за 30° . Крім того, у тальку псевдоабсорбція непомітна, а інтерференційні кольори наближаються до перламутрових. Слід брати до уваги те, що мусковіт пов'язаний з гранітоїдними породами, а флогопіт і тальк – з ультраосновними та карбонатними породами, збагаченими магнієм;
- 2) скаполіт – одновісний, від'ємний, спайність у двох напрямках під кутом 90° ;
- 3) безбарвні амфіболи (тремоліт) і моноклінні піроксени мають косе загасання відносно спайності, показники заломлення вищі;
- 4) каолініт і безбарвні хлорити мають низьке інтерференційне забарвлення;
- 5) базальні зрізи мусковіту схожі з кварцом, але він є оптично одновісним. До того ж мусковіт у таких зрізах має дрібноплямисте (ситоподібне) загасання;
- 6) канкриніт – показники заломлення нижчі, ніж у канадського бальзаму.

Група кварцу

Кремнезем SiO_2 залежно від термодинамічних умов середовища може існувати у вигляді різних поліморфних модифікацій, які є своєрідними геологічними термометрами і барометрами. При охолодженні вулканічного розплаву на поверхні землі утворюється β -кварц, стійкий у температурному інтервалі від 573 до $870^\circ C$. Його кристали зустрічаються у складі деяких ефузивних порід і являють собою комбінацію гексагональної біпіраміди і

гексагональної призми. При температурі нижче 573°C утворюється тригональна модифікація, що має назву α -кварц. Кристалічна структура β -кварцу при охолодженні продуктів магматичної діяльності нижче 573°C незмінно перебудовується у структуру тригонального α -кварцу, тому далі наводимо кристалооптичні властивості тригональної модифікації цього мінералу.

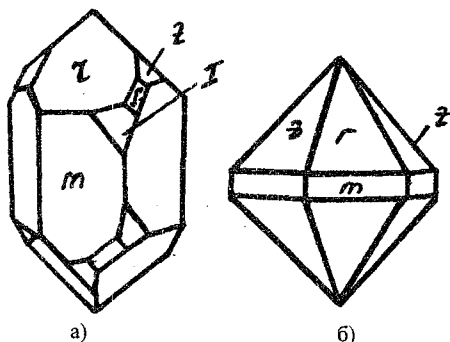


Рис. 19. Кристали α -кварцу (а) та β -кварцу (б)

У шліфах завжди безбарвний, прозорий. Інколи в його кристалах знаходяться дрібні вrostки інших мінералів або газово-рідинні включення, що зумовлює помутніння. Кристалічні індивіди мають неправильну форму, лише в ефузивних та осадових породах зустрічаються кристали, які належать до тригональної або гексагональної сингонії. Спайність не проявляється.

Показники заломлення стабільні: $n_o=1,544$; $n_e=1,553$. Двозаломлення завжди становить 0,009.

Загасання пряме (відносно кристалографічних елементів), нерідко плямисте або хвилясте як наслідок дії стресового тиску на гірські породи. Видовженість кристалів позитивна, мінерал оптично одновісний, оптичний знак позитивний. Рідко слабо проявляється аномальна двоосність (дія тиску).

Кварц – важливий породотвірний мінерал у магматичних та метаморфічних процесах. Мінерал хімічно стійкий, тому часто накопичується у розсипах, входить до складу уламкових осадових порід, алеврито-глинистих і карбонатних відкладів.

Схожі мінерали та їх відмітні властивості:

- 1) нефелін має спайність, супроводжується продуктами змінення, оптично від'ємний;
- 2) нездвійниковані альбіт і санідин мають показники заломлення нижчі, ніж у канадського бальзаму;
- 3) мусковіт у зрізах, паралельних площині спайності, завжди має хвилясте загасання (легко деформується при виготовленні шліфа) і вищий показник заломлення ($n_m=1,59$).

Група фельдшпатоїдів

Нефелін $\text{Na}_3\text{K}[\text{AlSiO}_4]_4$. Мінерал безбарвний, утворює гексагональні призматичні кристали, які у зрізах мають форму шестикутників, квадратів або видовжених прямокутників. Зустрічаються індивіди неправильної форми.

Спайність ясна, слабо проявлена по призмі і по пінакоїду. Більшість природних нефелінів мають показники заломлення у межах 1,53–1,54 ($n_o=1,529-1,546$; $n_e=1,526-1,542$). Інколи обидва показники заломлення вищі порівняно з канадським бальзамом. Рельєф та шагрень відсутні (дод. 2, фото 1).

Загасання пряме, рідко зустрічається плямисте. Двозаломлення нефеліну з глибинних магматичних порід не перевищує 0,003–0,005; інтерференційне забарвлення сіре або темно-сіре. Видовженість від'ємна. Мінерал одновісний, оптичний знак від'ємний.

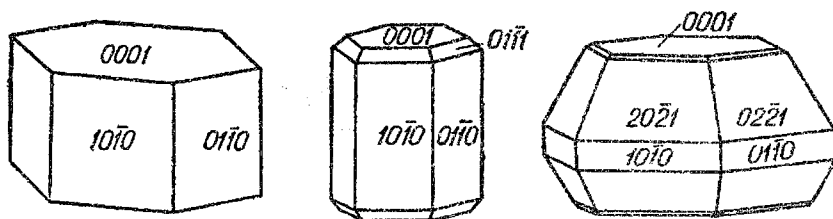


Рис. 20. Кристали нефеліну

Вторинні змінення: 1) під дією гідротермальних розчинів легко заміщується канкринітом, цеолітами (натроліт, томсоніт), содалітом, дрібнолускуватим серицитом; 2) при хімічному вивітрованні утворюється агрегат гідрослюди і каолініту.

Мінерал важко визначається.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) кварц – без спайності, у нього вище двозаломлення;
- 2) польові шпати мають двійникову будову, а нездвійниковані альбіти і санідин мають косе загасання відносно спайності або видовженості кристалів; двозаломлення альбіту сягає 0,009–0,011.

Нефелін – головний породотвірний мінерал лужних магматичних порід: нефелінових сіенітів, уртітів, іолітів.

Содаліт $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6\text{Cl}_2$. Сингонія кубічна, оптично ізотропний. Кристалічні індивіди мають ізометричну форму, у шліфах часто безбарвні, іноді світло-сині, світло-зелені. Показник заломлення від 1,483 до 1,487, тому рельєф та шагрень різкі. Має ясну спайність.

Содаліт утворюється у магматичних розшлагах лужного складу шляхом прямої кристалізації, а іноді – як продукт заміщення нефеліну.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) лейцит $K[AlSi_2O_6]$ – без спайності, слабо анізотропний, часто утворює кристали у вигляді тетрагонтриоктаедрів, у зрізі яких можна спостерігати декілька систем полісинтетичних двійників; зустрічається у складі лужних, переважно ефузивних магматичних порід;
- 2) флюорит CaF_2 – нижчий показник заломлення, досконала спайність.

Лейцит $K[AlSi_2O_6]$. Мінерал є диморфним: при температурі вище $625^\circ C$ він кристалізується у кубічній сингонії, а після охолодження нижче цієї температури його кристалічна структура відповідає тетрагональній сингонії, тому його називають псевдокубічним. Зустрічається у вигляді тетрагонтриоктаедрів та ізометричних індивідів, зрізи яких у шліфах круглясті або восьмикутні. Кристали нерідко бувають частково оплавленими або скелетними.

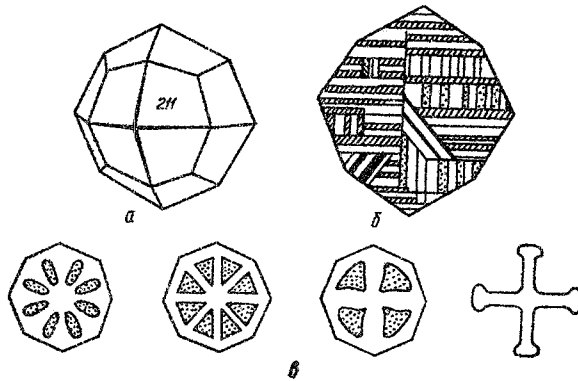


Рис. 21. Лейцит: кристал (а), полісинтетичні двійники (шліф, аналізатор включено) (б) та скелетні кристали (в)

У шліфах безбарвний, спайність недосконала. Показники заломлення у межах 1,508 – 1,511; двозаломлення становить 0,001. При включеному аналізаторі слабо просвічується, а при використанні компенсатора кварцова пластинка у межах одного зерна стають помітними декілька систем полісинтетичних двійників, які мають вrostки егірину, магнетиту та вулканічного скла, що розміщуються у зонах його росту.

Лейцит зустрічається у лужних, переважно ефузивних, а іноді й у гіпабісальних магматичних породах. Мінерал не стійкий, швидко заміщується вторинними мінералами: ортоклазом, серицитом, нефеліном, анальцимом, альбітом, каолінітом. Псевдоморфне заміщення цього мінералу агрегатами нефеліну та польових шпатів називають *псевдолейцитом*.

Взагалі лейцит упевнено визначається за своїми характерними властивостями. Дещо схожими до нього можуть бути:

- 1) плагіоклази – у них двійникові смужки мають однакове орієнтування у межах кристалу, рідко – два напрямки;

2) содаліт має нижчі показники заломлення ($n=1,48-1,42$), у нього немає двійників.

Група польових шпатів

Лужні польові шпати $(K,Na)[AlSi_3O_8]$. До цієї групи належать: 1) санідин моноклінний, стійкий при температурах $900-950^\circ\text{C}$; 2) ортоклаз моноклінний, стійкий при температурах $900-650^\circ\text{C}$; 3) мікроклін, сингонія триклінна, стійкий при температурах нижче за 650°C .

Лужні польові шпати у шліфах безбарвні, але внаслідок наявності великої кількості дрібних включень (продукти розкладу, газово-рідинні та тверді включення) часто бувають сірими, іноді навіть з буруватим відтінком. При метасоматичних зміненнях гірських порід ці мінерали (як і плагіоклази) бувають пересичені дрібними лусками мусковіту, іноді спостерігається тонкодисперсний гематит як продукт розкладу твердих розчинів.

Усі згадані фактори не тільки зумовлюють бліде, сіре або бурувато-сіре забарвлення, а й втрату кристалами властивої для них прозорості, що треба брати до уваги як важливу діагностичну ознаку.

Утворюють таблитчасті, стовпчасті або неправильні за формою індивіди з досконалою спайністю по (001) та по (010) . Перша система тріщин спайності спостерігається завжди, а друга – інколи буває слабо помітною.

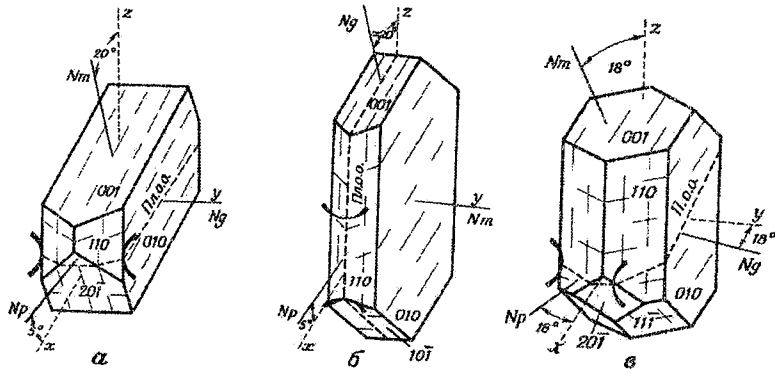


Рис. 22. Кристали лужних польових шпатів: ортоклазу (а), санідину (б), мікрокліну (в)

Показники заломлення у межах $1,52-1,53$ (нижчі порівняно з бальзамом), у мікрокліну до $1,535$, тому іноді здаються рожево-золотистими (дисперсійний ефект); мають слабкий рельєф, шагрень непомітна. При недостатньо відрегульованому освітленні не відрізняються від бальзаму.

Двозаломлення $0,006-0,007$, інтерференційне забарвлення сіре, у той час як кварц та плагіоклази при включеному аналізаторі будуть здаватись білими.

Рідко зустрічаються лужні польові шпати, збагачені натрієм (анортклез), у яких N_g може сягати 1,53–1,55, а двозаломлення до 0,007–0,013.

Нерідко зустрічаються кристали, що являють собою прості двійники. Відмітною властивістю мікрокліну є так звані мікроклінові ґратки, які спостерігаються при включеному аналізаторі. Це дві системи полісинтетичного двійнування, окремі індивіди яких мікроскопічно дрібні й не мають різких меж.

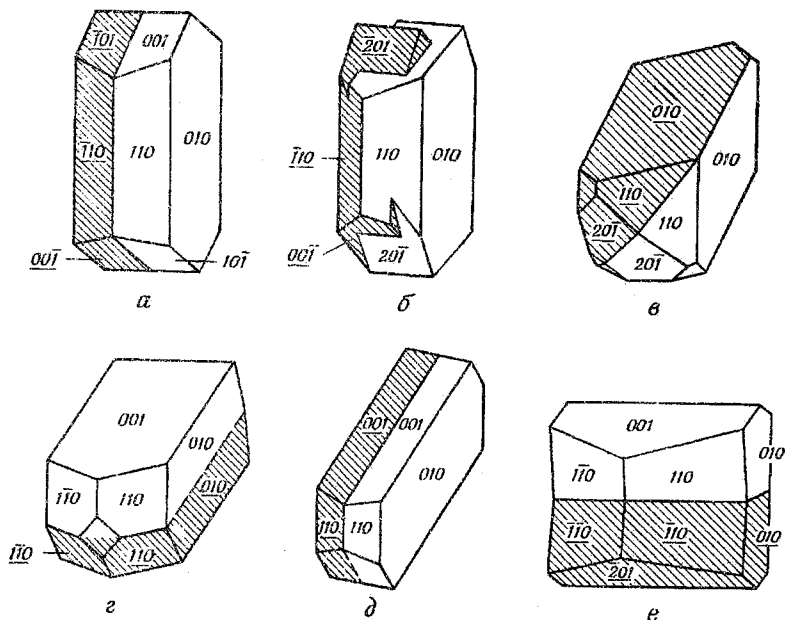


Рис. 23. Двійники польових шпатів: карлсбадський простий (а), карлсбадський пророщування (б), бавенський (в), манебахський (г), альбітовий (д) та перикліновий (е)

$2V_{Np}$ становить $0-30^\circ$ для санідину і $30-80^\circ$ для ортоклазу.

Часто зустрічаються характерні зрощування суттєво калієвих польових шпатів з альбітом, які виникають унаслідок розпаду твердих розчинів або при метасоматичному заміщенні. Альбіт утворює тіла лінзо- та жилоподібної форм, які в одному кристалі лужного польового шпату мають однакове оптичне орієнтування.

Вторинні змінення: 1) пелітизація – утворення мікролускуватих агрегатів каолініту, галуазиту та інших глинистих мінералів, які абсорбують гідроксиди заліза і тим зумовлюють сірий або бурувато-сірий колір лужних польових шпатів у шліфах; 2) мусковітизація – метасоматичне заміщення дрібнозернистим мусковітом; 3) альбітизація – заміщення кислим плагіоклазом, іноді з утворенням вrostків кварцу (мірмекітова структура); 4) карбонатизація, епідотизація.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) кварц – вищі показники заломлення, оптично одновісний, без спайності;
- 2) нефелін – одновісний, принаймні один з показників заломлення вищий порівняно з бальзамом.

Лужні польові шпати разом з плагіоклазами складають найбільш поширену групу мінералів, яка становить близько 50% маси земної кори. Входять до складу магматичних, метаморфічних та деяких осадових гірських порід.

Плагіоклази $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]\text{-Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Сингонія триклінна. У шліфах безбарвні, прозорі, інколи мутнуваті, сірі, що зумовлено пилоподібними включеннями вторинних мінералів. Індивіди таблитчасті, стовпчасті або неправильної форми. У глибинних магматичних породах кристали маловидовжені, таблитчасті, у плагіоклазів з гіпібасальних порід вони вузькі, видовжені, стовпчасті, а в ефузивних породах мають вигляд голчастих мікролітів.

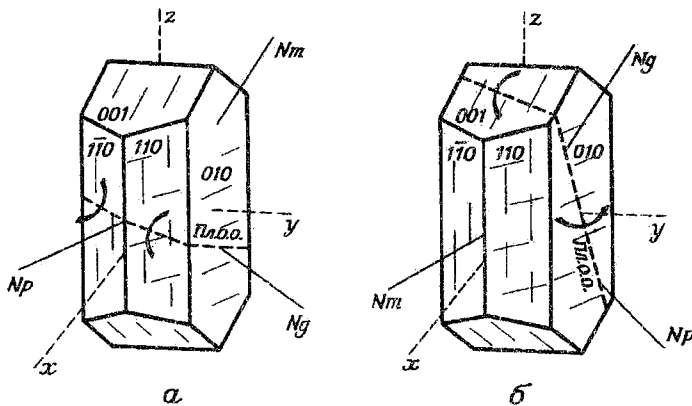


Рис. 24. Кристали плагіоклазів: альбіту (зліва) та анортиту (справа)

Спайність досконала у двох напрямках під кутом 90° , але у кислих плагіоклазів, як і у лужних польових шпатів, помітна лише тоді, коли зріз зерна орієнтований близько 90° відносно площини спайності.

Показники заломлення збільшуються від 1,53–1,54 в альбіту до 1,58–1,59 в анортиту, двозаломлення 0,007–0,013. Інтерференційне забарвлення першого порядку – сіре, біле, жовтувате. Властиве полісинтетичне двійникування найчастіше за двома законами: альбітовим або перикліновим. Іноді проявляються обидва закони двійникування, унаслідок чого є дві системи вузьких видовжених індивідів. Вони утворюють ґратки, які треба відрізнити від мікроклінових за такими ознаками: 1) у плагіоклазів межі між двійниковими індивідами чітко виражені, різкі, а у мікрокліну – розпливчасті; 2) одночасне проявлення обох законів двійникування властиве тільки для основних плагіоклазів (високий вміст анортитового компонента), у яких показники заломлення помітно вищі від бальзамових.

У плагіоклазів, близьких за хімічним складом до олігоклазу та андезину, полісинтетичні двійники можуть бути слабо помітними або зовсім відсутні (ефузивні породи).

Видовженість індивідів у разі проявлення альбітового закону двійникування від'ємна, а для периклінового закону – позитивна. Кут оптичних осей змінюється від $2VN_g=75^\circ$ до $2VN_p=77^\circ$.

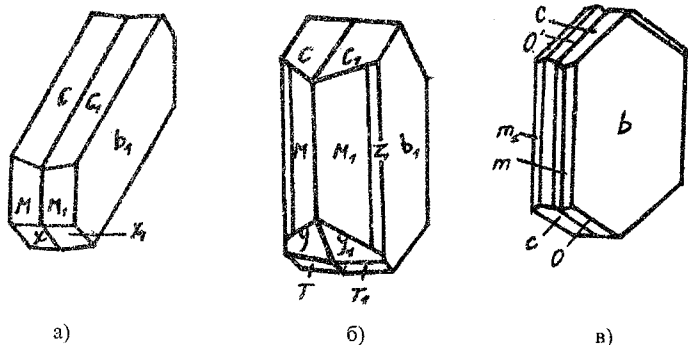


Рис. 25. Двійники альбіту: прості (а, б) і полісинтетичні (в)

При певних умовах кристалізації (наприклад в ефузивах) утворюються зональні індивіди плагіоклазів: шари росту різного віку відрізняються за вмістом альбітового та анортитового компонентів, що супроводжується змінням показників заломлення (зональність інколи помітна при виключеному аналізаторі) і двозаломлення (окремі зони мають своє інтерференційне забарвлення).

Вторинні змінення: 1) пелітизація – заміщення мікролускуватими агрегатами мінералів групи каолініту, галуазиту (як і лужних польових шпатів); 2) мусковітизація – заміщення дрібними лусками мусковіту при гідротермальному метасоматозі (серіцитизація); 3) епідотизація – заміщення епідотом середніх та основних плагіоклазів; 4) заміщення дрібнозернистим полімінеральним агрегатом слюди, епідоту, цоїзиту, хлориту, кальциту, альбіту (сосюрит).

Плагіоклази кислого складу (до номера 30) є більш стійкими до гідротермального змінення порівняно з основними плагіоклазами.

Одна з характерних особливостей польових шпатів – закономірні зрощування монокристалів індивідів ортоклазу або мікрокліну з альбітом. Такі зрощування називають *пертитами*, коли спостерігаються дрібні індивіди плагіоклазу у кристалі калієвого польового шпату, або *антипертитами*, коли домінуючою фазою є плагіоклаз, а вrostки являють собою ортоклаз або мікроклін. Назва такого типу структурних особливостей магматичних порід походить від назви родовища Перта у Канаді.

Генезис цих зрощувань може бути різним: розпад твердих розчинів, синхронний ріст індивідів калієвих польових шпатів і плагіоклазу та процеси метасоматичного заміщення.

Катіони калію і натрію суттєво відрізняються за розмірами іонних радіусів (відповідно 0,133 та 0,098 нм), тому ізоморфізм між ними можливий лише в умовах високих температур. У разі кристалізації мінералів з магматичного розплаву утворюються гомогенні кристали калієво-натрієвого польового шпату $(K, Na) [Si_3 Al O_8]$. Після охолодження системи до температури 670° ізоморфізм між калієм і натрієм стає різко обмеженим, гомогенний кристал високотемпературного польового шпату розпадається на дві самостійні фази: ортоклаз або мікроклін $K[Al Si_3 O_8]$ та альбіт $Na[Al Si_3 O_8]$. Наслідком цього є утворення пертитів розпаду твердих розчинів, коли всі вrostки альбіту в одному кристалі калієвого польового шпату мають пластинчасту або лінозоподібну форму й однакове оптичне орієнтування (загасають у шліфах одночасно).

Пертитові зрощування іншого походження (процеси метасоматозу та синхронний ріст) характеризуються жилоподібною формою вrostків і нерівномірним розподілом їх у різних кристалах мінералу-хазяїна.

У метаморфічних та магматичних породах кислого складу зустрічаються мінеральні зрощування, які називають *мірмекітами* (від грецького „мірмекіа” – мурашник). Вони являють собою скупчення мікроскопічно дрібних індивідів кварцу веретеноподібної форми у кристалах плагіоклазу (альбіт, олігоклаз) біля межі стикування його з кристалом ортоклазу. Утворення такого мікроструктурного мотиву гірської породи пояснюють процесом метасоматичного заміщення калієвого польового шпату кислим плагіоклазом. Вміст кремнезему у складі плагіоклазу є нижчим порівняно з ортоклазом, тому у процесі альбітизації калієвого польового шпату надлишок кремнезему обособлюється у вигляді кварцу SiO_2 .

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) полісинтетичне двійникування спостерігається і у карбонатів, які мають інтерференційні кольори вищих порядків;
- 2) у разі відсутності полісинтетичних двійників є схожість з кварцом – мінерал без спайності, одновісний, не супроводжується продуктами метасоматичного змінення;
- 3) нефелін – одновісний, не зустрічається в асоціаціях з кварцом. У нефеліну тільки пряме загасання відносно спайності та пряме або косе до рівних кристалографічних обмежень, у тому числі до правильних розрізів кристалів. Зерна нефеліну дуже рідко мають хвилясте або зональне загасання, у той час як кристали альбіту, як правило, загасають неодноразомно.

Методи визначення плагіоклазів

Хімічний склад плагіоклазів відображають порядковим номером від 0 до 100, який відповідає відсотковому вмісту анортитової молекули. Існує багато

методів визначення плагіоклазів, які базуються на тому, що хімічний склад цих мінералів впливає на показники заломлення та положення оптичної індикатриси у кристалах. Найбільш точно показники заломлення визначають імерсійним методом з використанням стандартних рідинних середовищ.

Для вирішення звичайних навчальних завдань буває достатньо порівняльної оцінки показників заломлення плагіоклазу і канадського бальзаму. Для цього треба вибрати зерно плагіоклазу з найвищим інтерференційним забарвленням, поставити його на загасання, далі виключити аналізатор і визначити показник заломлення відносно бальзаму. Після цього слід повернути столик мікроскопа на 90° до наступного загасання та операції повторити. Для альбіту № 0–5 будемо мати: $n_g < 1,54 < n_p$; для плагіоклазів № 5–25: $n_g > 1,54 > n_p$; для плагіоклазів, що мають номери вище 25: $n_g > 1,54 < n_p$.

Положення оптичної індикатриси у кристалах плагіоклазів визначають за допомогою спеціального пристрою – столика Федорова. Метод дає надійний результат, але громіздкий, потребує великих затрат часу. У зв'язку з цим використовують інші методи, зокрема визначення плагіоклазів за максимальним кутом симетричного загасання. Для цього вибирають кристали, здвійниковані за альбітовим законом: двійникова площина, або площина зрощення, має символ (010), а двійникова вісь – [001]. Характер видовження таких індивідів від'ємний.

Придатними для виконання дослідження є зрізи, орієнтовані перпендикулярно до площини (010). Ознаки таких зрізів:

- 1) різко виділяються контурні лінії двійникових смужок, які не зрушуються при підніманні тубуса мікроскопа;
- 2) у положенні, коли слід площини зрощування збігається з вертикальною ниткою окуляра, інтерференційне забарвлення обох систем двійникових індивідів однакове, тобто зерно здається монокристалом;
- 3) сусідні двійникові смужки при повертанні столика мікроскопа вправо або вліво на деякий кут загасають симетрично.

Необхідно виміряти кути симетричного загасання, тобто кути між площиною зрощування індивідів та віссю N_p індикатриси (положення зерна у момент загасання). Значення кутів повинні бути однаковими або відрізнитись не більше ніж на $2-3^\circ$. Операцію повторюють для 5–8 зерен плагіоклазу, а далі, узявши середнє значення кута, за допомогою спеціальної діаграми (рис. 26) визначають номер плагіоклазу.

Метод визначення хімічного складу плагіоклазів за максимальним кутом симетричного загасання у зрізах, перпендикулярних до площини (010) двійникового зрощування кристалів за альбітовим законом, називають методом Мішель-Леві. Скористатись ним можна за умов, коли плагіоклазів у шліфі багато, а на їх індивідах чітко виявляються полісинтегичні двійники.

Треба звернути увагу на те, що у зоні значень кутів загасання у межах від 0 до 20° існує певна невизначеність: одне і те ж значення кута симетричного загасання може спостерігатись у двох плагіоклазів з різним вмістом анортитової молекули (діаграма на рис. 26). У такій ситуації, тобто коли кути загасання знаходяться у межах зони $0 - 20^\circ$, слід порівняти показники

заломлення мінералу і канадського бальзаму. У плагіоклазів, склад яких відповідає номерам від 0 до 20 (від 0 до 20% анортитової молекули), показник заломлення n_p буде меншим порівняно з канадським бальзамом, а у плагіоклазів з номерами більше 20, будемо спостерігати $n_p > n_{\text{бальзаму}}$.

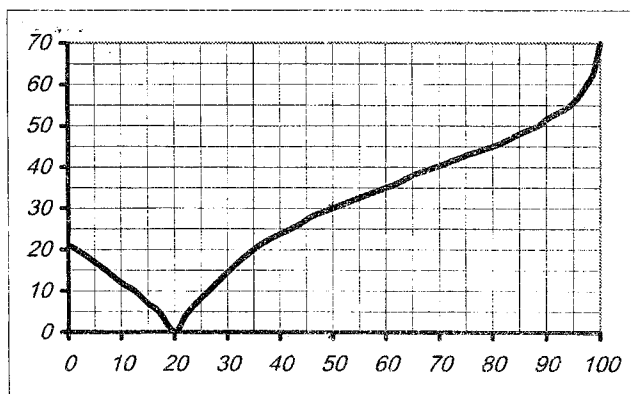


Рис. 26. Діаграма для визначення хімічного складу плагіоклазів за максимальними кутами симетричного загасання у зрізах, перпендикулярних до (010)

За методом Мішель-Леві можна визначати хімічний склад плагіоклазів з номерами від 0 до 70, тобто для найбільш поширених плагіоклазів. справа у тому, що у плагіоклазів № 0 – 70 вісь індикатрис N_m орієнтована у напрямку площини (010), тобто площини зрощування двійникових індивідів, а вісь індикатрис N_g орієнтована близько до другої кристалографічної осі, тобто майже перпендикулярна до площини (010). Це дозволяє легко відрізнити двійники за альбітовим законом від двійників за перикліновим законом, у яких з двійниковою площиною (площиною зрощування) збігається вісь N_g' . У таких полісинтетичних двійників характер видовженості буде позитивним.

У плагіоклазах з більш високим вмістом анортитової молекули положення оптичної індикатрис змінюється і визначення закону двійникування за допомогою звичайного поляризаційного мікроскопа неможливе. У цьому разі слід скористатися відповідною довідковою літературою та визначити склад плагіоклазів за допомогою спеціального пристрою – столика Федорова. Застосування цього методу потребує значних затрат часу, але при виконанні наукових досліджень переваги його неперевершені: точність вимірювань дуже висока, а роботу можна виконати практично на будь-якому зерні плагіоклазу.

Слід зазначити, що наведена на рис. 26 діаграма має дещо спрощений вигляд. Дійсно, для плагіоклазів з інтрузивних (низькотемпературних) та ефузивних (високотемпературних) магматичних порід графіки залежності кута

симетричного загасання від хімічного складу відрізняються, хоч і не суттєво. У зв'язку з цим при виконанні курсової роботи з дослідження гірських порід пропонуємо користуватися діаграмою на рис. 25.

Хімічний склад плагіоклазів можна визначити також за методом Бекке-Беккера. За своєю сутністю він близький до методу Мішель-Леві; також вимірюють кути загасання, але для дослідження знаходять зрізи, які орієнтовані перпендикулярно до першої кристалографічної осі. Такі зрізи будуть перпендикулярними одночасно і до двох площин досконалої спайності плагіоклазів: (010) та (001).

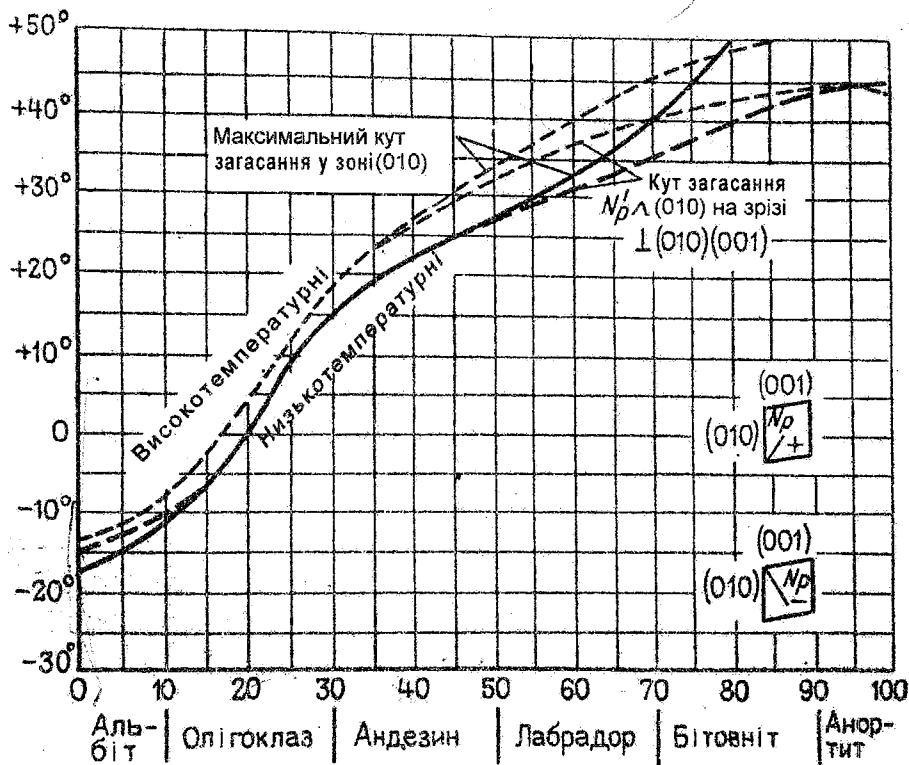


Рис. 27. Діаграма для визначення плагіоклазів за методами Бекке-Беккера і Мішель-Леві

Вимоги до таких зрізів:

- 1) двійникові смуги за альбітовим законом повинні бути чіткими, різкими;

- 2) при суміщенні площини зрошування двійникових індивідів з вертикальною ниткою окуляра кольори інтерференції сусідніх смужок повинні бути однаковими;
- 3) у мінеральному зерні повинні чітко спостерігатись дві системи тріщин спайності: по (010) та по (001). Перша з них збігається з напрямком площини зрошування двійникових індивідів, а друга – паралельна до граней (001) кристалу;
- 4) тріщини спайності повинні бути перпендикулярними до площини шліфа, що перевіряється при підніманні та опусканні тубуса мікроскопа.

Після вибору такого зрізу визначають кут загасання відносно площини спайності (010) або відносно площини зрошування двійникових індивідів, що те ж саме. Цей кут позначають Np' : (010), значення його не перевищує 45° (за винятком чистого анортиту).

У випадках, коли величина цього кута менша ніж 15° , потрібно визначити знак кута загасання. Якщо у момент загасання вертикальна нитка окулярного хреста (або положення Np') буде знаходитись у гострому куті між системами тріщин спайності (кут близько 86°), знак кута загасання вважають позитивним; якщо Np' або вертикальна нитка окуляра розміщується у тупому куті ($\approx 94^\circ$), знак вважається від'ємним.

Після вимірювання кута загасання визначають номер плагіоклазу за діаграмою на рис. 27. Перевагою цього методу є те, що визначення кута загасання виконують лише для одного зрізу. Цей метод застосовують при вивченні плагіоклазів із середніх та основних магматичних порід. У плагіоклазах кислого складу знайти зріз, де чітко помітно дві системи тріщин спайності, дуже важко. Визначення альбіт-олігоклазових плагіоклазів ведуть за методом Мішель-Леві.

Вулканічне скло

Вулканічне скло утворюється в умовах швидкого охолодження магматичного розплаву (лави) та являє собою аморфну речовину, яка входить до складу ефузивних магматичних гірських порід. У шліфах (під мікроскопом) кристалічні індивіди і спайність відсутні, спостерігаються тріщини різної форми: концентричні, звивисті, дугоподібні.

Забарвлення та показники заломлення змінюються залежно від хімічного складу (вмісту SiO_2). В ефузивах кислого складу вулканічне скло безбарвне, у породах середнього складу воно жовтуватє, зеленуватє, а у складі основних порід – буре. Середні показники заломлення вулканічного скла для наведених груп магматичних порід становлять відповідно: 1,49–1,51; 1,52–1,58; 1,59–1,65.

Серед продуктів, які утворюються при вивітрюванні вулканічного скла, присутні каолінит, галуазит. При розкладанні кислого скла, крім того, можуть утворитися кристобаліт, тридиміт та опал, а при розкладанні базальтового скла виникають хлорити і палагоніт – аморфна речовина змінного складу, яка у шліфах має зелений або червоно-бурий колір.

Другорядні мінерали магматичних гірських порід

Прозорі мінерали

Тридиміт SiO_2 . У природі існує дві модифікації цієї форми кремнезему: 1) високотемпературна (β -тридиміт), гексагональної сингонії, стійка у межах температур від 370 до 1470°C; 2) низькотемпературна (α -тридиміт), ромбічної сингонії, існує при температурі нижче 130°C. Кристали мають сплющений обрис, домінують грані третього пінакоїду (0001), а грані гексагональної призми (1010) розвинені слабо. Агрегати дрібнозернисті, розеткоподібні (віялоподібні), черепичні, кристалічні індивіди пластинчасті або без правильних форм. Рідко утворює сфероліти тонковолокнистої будови.

У шліфах при включеному аналізаторі помітне двійникування. Двійникові індивіди утворюють характерні клиноподібні зрощування, секторіальні трійники (звідси і походить назва мінералу). Іноді зустрічається складне полісинтегічне двійникування (як у лейциті).

Усі кристали (індивіди) природного низькотемпературного тридиміту є інверсійними псевдоморфозами по β -тридиміту. Мінерал у шліфах безбарвний, з добре помітним дисперсійним ефектом: має рожево-золотистий відтінок на межі з канадським бальзамом. Спайність недосконала по (0001) та (1010) під кутом 60°. Оптичні властивості: $n_g=1,474-1,483$; $n_m=1,472-1,480$; $n_p=1,471-479$; двозаломлення становить 0,002–0,004; загасання пряме, оптичний характер видовженості від'ємний. Мінерал двовісний, $2V_N$ коливається від 66° до 90°.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) кристобаліт – показники заломлення не менше 1,484; для нього не характерні клино- та списоподібні зрощування двійникових індивідів;
- 2) флюорит оптично ізотропний, має досконалу спайність у декількох напрямках;
- 3) цеоліти мають спайність.

Низькотемпературний тридиміт зустрічається у деяких гідротермальних родовищах, у корках вивітрювання разом з опалом. β -тридиміт утворюється у високотемпературних пневматолітових жилах, входить до складу вулканічних гірських порід: ріолітів, трахітів, андезитів, рідко зустрічається у базальтах і деяких гіпабісальних магматичних породах. Утворює дрібні вкрапленики, а також кірки на стінках пустот, де асоціює з кварцом, кристобалітом, санідіном, авгітом, роговою обманкою, фаялітом, гематитом.

В Україні тридиміт широко розповсюджений у дацитах і андезитах Закарпаття, відомий у пісковиках та алевролітах Донбасу.

Кристобаліт SiO_2 . Має дві поліморфні модифікації: 1) високотемпературна (β -кристобаліт), кристалізується у кубічній сингонії, стійка у діапазоні температур від 1470 до 1728°C; 2) низькотемпературна (α -кристобаліт), тетрагональної сингонії, існує при температурі нижче 268°C. Високотемпературна модифікація здатна переохолоджуватись, тому інверсія до α -кристобаліту часто відбувається у температурному інтервалі 250–175°C.

Відрізняють дві характерні форми знаходження цього мінералу у природі: 1) прихованокристалічні опалоподібні агрегати, які кристалізуються при відносно низьких температурах, утворюють кірки, прожилки, заповнюють пустоти у різних ефузивних породах, входять до складу кременистих туфів, конкрецій; 2) явнокристалічні агрегати у складі вивержених порід. Мінеральні індивіди мають табличчасту форму, іноді голчасті (у сферолітах). Зустрічаються кристали у вигляді октаедрів, скелетних октаедрів, дуже рідко – у вигляді гексаедрів.

Агрегати другої групи первісно кристалізувались як β -кристобаліт, а у складі агрегатів першої групи мінерал міг утворюватись безпосередньо у вигляді невпорядкованого α -кристобаліту. Перехід високотемпературного β -кристобаліту до низькотемпературної модифікації супроводжується утворенням тонких полісинтетичних та складних двійникових зрощувань, помітних у шліфах при включеному аналізаторі. При значних збільшеннях стає помітною так звана “черепична” будова агрегатів, складених лускуватими індивідами.

У шліфах безбарвний, мутний, спайність відсутня. Оптичні властивості: $n_o=1,487$; $n_e=1,484$; двозаломлення становить близько 0,003–0,005. Одновісний, оптично від’ємний, іноді буває аномально двовісним, $2VN_p=27^\circ$. Зустрічається метастабільний кристобаліт, оптично ізотропний, світлозаломлення становить 1,486.

Близький за оптичними властивостями тридиміт не утворює скелетних октаедричних кристалів і має нижчі показники заломлення.

Кристобаліт зустрічається у таких же типах гірських порід, як і тридиміт. Ідіоморфні кристали його широко розповсюджені у пустотах андезитів, трахітів, ріолітів разом з санідином, кварцом, магнетитом, авгітом і тридимітом, а дрібнозернисті агрегати його розпорошені у масивах названих гірських порід та вулканічних туфів. У базальтах зустрічається разом з хлоритом, кальцитом, цеолітами. Значні скупчення його помітні в агатових мигдалинах, які заповнюють газові пустоти вулканічних порід. Розповсюджений у складі опок, діатомітів, радіоляритів, кременистих сланців, трепелів. У корах вивітрювання разом з опалом входить до складу яшм, кремнів.

На території України кристобаліт зустрічається у пісковиках Приазов’я, у вулканічних породах Закарпаття і Карадагу (Крим). На Криворіжжі встановлено низькотемпературний кристобаліт з плеохроїзмом від жовтувато-сірого до бурувато-жовтого, а в ефузивах Закарпаття знайдено метастабільний різновид з показником заломлення 1,485.

Каситерит SnO_2 . Сингонія тетрагональна. Може бути безбарвним, але часто жовтувато-коричневий, іноді зеленувато-коричневий або червоний відтінок. Властиве зональне забарвлення, рідко спостерігається плеохроїзм. Кристалічні індивіди короткопризматичні, пластинчасті або кутасто-ізометричні. Спайність ясна у двох напрямках, часто слабо виражена. Характерними є високі показники заломлення ($n_e=2,1$) та двозаломлення (0,097). Оптично позитивний, загасання пряме.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) сфен – двовісний, двозаломлення вище;
- 2) рутил – вищі показники заломлення світла та двозаломлення.

Зустрічається у грейзенах, гранітах, гранітних пегматитах.

Рутил TiO_2 . Сингонія тетрагональна. У шліфах червоно-бурий, жовтувато-бурий, плеохроїзм слабо помітний. Іноді непрозорий. Кристалічні індивіди стовпчасті, голчасті. У разі хлоритизації титановмісних біотитів утворюються сітчасті зрощування двійників голчастого рутилу (сагеніт).

Спайність досконала у двох напрямках. Показники заломлення дуже високі у межах 2,6–2,9. Двозаломлення 0,287. Власне густе забарвлення часто заважає спостерігати білі інтерференційні кольори вищих порядків. Загасання пряме, видовженість і оптичний знак позитивні.

Рутил широко розповсюджений у магматичних, метаморфічних та осадових породах, де відіграє другорядну роль.

Циркон $Zr[SiO_4]$. Сингонія тетрагональна. Мінерал безбарвний, іноді буруватий, зустрічається у вигляді призматичних кристалів, короткостовпчастих або навіть овальних індивідів. До складу циркону входять уран і торій, радіоактивне випромінювання яких призводить до змінення оточуючих мінералів. Унаслідок цього навколо циркону утворюються так звані плеохроїчні ореоли, у межах яких мінерал-хазяїн (той, що вміщує кристали циркону) має більш інтенсивне темне забарвлення. Такі ореоли часто спостерігаються у кристалах біотиту, рогової обманки, хлоритів, а безбарвний кордієрит біля цирконових включень стає жовтим. Іноді циркон утворює дуже дрібні зерна, майже непомітні під мікроскопом, а от плеохроїчні ореоли видно добре.

Спайність ясна у двох напрямках по призмі (110), але помітна лише у великих зернах. Показники заломлення коливаються у межах від 1,92 до 2,01; двозаломлення 0,045–0,055. Унаслідок радіоактивного розпаду урану кристалічна структура циркону руйнується, двозаломлення різко знижується. Часто помітна зональна будова кристалів.

Загасання пряме, видовженість і оптичний знак позитивні.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) ксенотим (фосфат ітрію) – нижчі показники заломлення, більше двозаломлення, досконала спайність;
- 2) монацит (фосфат церію та лантану) – косе загасання, нижчі показники заломлення.

Циркон входить до складу багатьох магматичних порід, часто зустрічається у кристалічних сланцях, гнейсах і в осадових породах.

Апатит $Ca_5[PO_4]_3(F,Cl,OH)$. Сингонія гексагональна. Безбарвний, дуже рідко рожевий або світло-коричневий (присутність радіоактивних домішок). Утворює видовжені гексагональні призми, короткостовпчасті та округлі зерна. Спайність непомітна, лише у крупних кристалах можуть спостерігатись ознаки недосконалої спайності по (0001).

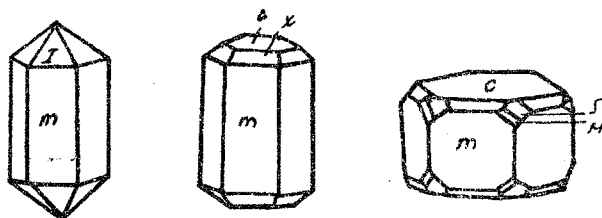


Рис. 28. Кристали апатиту: c (0001), m (1010), x (1011), s (1121), μ (3121)

Показники заломлення змінюються від 1,633 (фторапатит) до 1,667 (хлорапатит), двозаломлення 0,003. Рельєф та шагрень чітко помітні. Загасання пряме, видовженість і оптичний знак від'ємні (дод. 2, фото 2).

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) топаз має досконалу спайність, більше двозаломлення, а при вторинних зміннях заміщується каолінітом або серицитом;
- 2) андалузит має досконалу спайність, поперечні зрізи кристалів у вигляді ромба, а в апатиту вони мають форму шестикутника.

Апатит дуже поширений у всіх генетичних типах гірських порід, але зустрічається здебільшого як другорядний. В осадових породах утворює землісті маси і конкреції.

Турмалін $\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH}, \text{F})_4$. Сингонія тригональна, утворює видовжені кристали, габітусні форми яких зумовлені комбінацією призми тригональної і дітригональної. Поздовжні зрізи таких кристалів у шліфах стовпчасті, голчасті, а поперечні мають форму сферичного трикутника. Інколи зустрічаються індивіди неправильної форми. Колір змінюється відповідно до коливань хімічного складу від синього або коричневого (залістисті турмаліни) до майже безбарвного (літєві різновиди). Дуже часто проявляється зональність будови кристалів, яка супроводжується зональним змінням забарвлення.

Характерним є різко виражений плеохроїзм за схемою $\text{No} \gg \text{Ne}$. Найбільш густе забарвлення спостерігається у той момент, коли світлові промені, які вийшли з поляризатора, коливаються поперечно до видовженості кристалів.

Спайність відсутня. На великих кристалах нерідко помітні численні тріщини окремості, орієнтовані перпендикулярно до видовженості. Показники заломлення коливаються у межах 1,63–1,66; двозаломлення становить 0,020–0,035; при включеному аналізаторі має ясні кольори інтерференції першого та другого порядків.

Загасання пряме, видовженість та оптичний знак від'ємні.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) біотит – інша схема плеохроїзму, цілком досконала спайність;
- 2) рогова обманка має досконалу спайність та косе загасання;
- 3) егірін – ясна спайність, видовженість від'ємна.

У деяких метаморфічних породах (грейзени, турмалінові сланці) турмалін – головний породотвірний мінерал, а у продуктах магматичних та пегматитових процесів він другорядний. Цей мінерал є широко розповсюдженим на території України. Залістий різновид його (шерл) характерний для кристалічних сланців, зустрічається у пегматитах Східного Приазов'я. Він утворює окремі кристали або скупчення тонкогочастих індивідів у вигляді радіально-променистих агрегатів. Магнезійний різновид (дравіт) входить до складу альбітітів, тремолітових порід і турмалінових жил у метаморфічних породах. Різновиди з високим вмістом літію є типоморфними для рідкіснометалевих пегматитів Приазовського та Криворізького районів.

Сфен $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$. Сингонія моноклінна. У шліфах світло-бурий, коричневий, з помітним плеохроїзмом, інколи сірий або безбарвний. Кристалічні індивіди мають неправильну форму або таблитчасту з характерними ромбоподібними поперечними зрізами. Спайність по призмі (110), слабо помітна. Показники заломлення: $n_g=1,99-2,08$, $n_p=1,885-1,921$; двозаломлення 0,108–0,160. Інтерференційне забарвлення (біле вищих порядків) спостерігається у безбарвного сфену. Густо забарвлені індивіди, якщо вони не знаходяться у положенні загасання, здаються однаковими як при одному, так і при двох ніколях. Загасання косе до 20–30°, характер видовженості не є діагностичною ознакою (дод. 2, фото 19, 26).

$2VNg=20-40^\circ$, оптичний знак позитивний, різко виражена дисперсія оптичних осей: $r \gg v$, спостерігається неповне загасання деяких зрізів кристалів. Густо забарвлений сфен, збагачений ітрієм, супроводжується плеохроїчними ореолами.

Мінерали, до складу яких входить титан (сфен, ільменіт, перовськіт, титаномангнетит), під дією гідротермальних розчинів і при хімічному вивітрюванні руйнуються з утворенням мікрозернистих сипких або щільних агрегатів, які називаються лейкоксеном. Він являє собою жовтувато-сіру суміш оксидів титану (псевдобрукіт, рутил, анатаз) та інших хімічних сполук, яка є повною псевдоморфозою у титановмісних мінералах. У шліфах лейкоксен не прозорий, лише окремі зерна у його складі можна визначити як сфен.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) карбонати – одновісні, мають псевдоабсорбцію;
- 2) ксенотим і каситерит – одновісні;
- 3) епідот – менше двозаломлення.

Сфен широко розповсюджений у магматичних породах середнього, кислого та лужного складу. Зустрічається також у метаморфічних породах – скарнах, гнейсах, кристалічних сланцях. Він є типовим другорядним (акцесорним) мінералом, але іноді утворюється як вторинний – навколо титаномангнетиту і при руйнуванні біотиту.

Ортит $(\text{Ca,Ce})_2(\text{Al,Fe})_3[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}\cdot(\text{OH})$. Кристалізується у моноклінній сингонії, утворює таблитчасті або стовпчасті кристали. До складу входять торій та уран, радіоактивний розклад яких призводить до змінення властивостей ортиту, поступового руйнування кристалічної структури. Плеохроїзм від безбарвного (Np) до світло-коричневого (Nm) і світло-зеленого

(Ng). При руйнуванні структури забарвлення стає червоно-коричневим. Утворює плеохроїчні ореоли у біотитах. Спайність недосконала по (001).

Показники заломлення: $n_g=1,71-1,83$, $n_p=1,70-1,81$; двозаломлення змінюється від 0,013 до 0,036. Унаслідок метаміктного розпаду мінеральна речовина може стати оптично ізотропною з показником заломлення у межах 1,60–1,55. Кут загасання відносно тріщин спайності змінюється від 1–2° до 42°, а видовжені індивіди мають пряме загасання (видовження збігається з віссю Nm оптичної індикатриси). $2VN_p=40-90^\circ$, $r > v$.

Від схожої бурої рогової обманки відрізняється прямим загасанням видовжених індивідів, відсутністю амфіболової спайності та високими показниками заломлення.

Зустрічається у гранітах, гранодіоритах, пегматитах, а також у метаморфічних породах – кристалічних сланцях, гнейсах.

Монацит (Ce,La,Th)[PO₄]. Сингонія моноклінна. У шліфах безбарвний або має слабо виражений плеохроїзм від світло-жовтого (Np) до зеленувато-жовтого (Ng). Кристалічні індивіди таблитчасті, пластинчасті або ізометричні.

Спайність у двох напрямках під кутом 76°, тріщини спайності орієнтовані паралельно до граней першого та третього пінакоїдів.

Показники заломлення коливаються відповідно до коливань хімічного складу (ізоморфні домішки Fe,Mn,U,Th,V): $n_g=1,83-1,85$, $n_p=1,77-1,80$; n_g-n_p – від 0,045 до 0,075. Кут загасання від 2 до 7°, характер видовженості позитивний. $2VN_g=6-19^\circ$, слабка дисперсія оптичних осей: $r < v$.

Від схожого циркону відрізняється косим загасанням та фігурою інтерференції (циркон одновісний). Зустрічається у пегматитах, алітах, гранітах, гнейсах, а також у розсипах разом з цирконом, рутилом, гранатом.

Флюорит CaF₂. Кристалізується у кубічній сингонії, утворює ізометричні кристали, кутастоокруглі зерна. У шліфах безбарвний, інколи плямувате синє або фіолетове забарвлення. Спайність досконала по (111), тобто існує чотири системи тріщин спайності. Мінерал оптично ізотропний, іноді спостерігається аномальне двозаломлення до 0,004. Показник заломлення дуже низький – 1,434. Від схожого опалу відрізняється досконалою спайністю, а від содаліту – низьким показником заломлення.

Для флюориту лише в окремих випадках висловлюється припущення про магматичне походження. У складі кислих та лужних магматичних порід він пов'язаний з пневматоліто-гідротермальними процесами, є типоморфним мінералом грейзенів, зустрічається у гіпсах, ангідритах, доломітах.

Топаз Al₂[SiO₄](OH,F)₂. Сингонія ромбічна. У шліфах безбарвний, утворює короткопризматичні кристали, кутастоокруглі індивіди. Має досконалу спайність по (001). Показники заломлення змінюються у межах 1,61–1,64; двозаломлення становить 0,008–0,009. Мінерал має пряме загасання, видовженість призматичних кристалів може бути позитивною або від'ємною, а стосовно спайності характер видовженості завжди від'ємний. Кристали часто мають рідинні або багатофазові включення. $2VN_g=48-68^\circ$.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) апатит – оптично одновісний, без спайності, має сіре інтерференційне забарвлення;
- 2) андалузит має спайність у двох напрямках, видовженість у призматичних розрізах від’ємна, часто забарвлений, нарешті він є типовим для роговиків, гнейсів та кристалічних сланців, у складі яких турмалін не зустрічається.

Топаз – типоморфний мінерал для пневматоліто-гідротермальних утворень. Зустрічається у грейзенах, гранітах і гранітних пегматитах. Мінерал стійкий у корі вивітрювання магматичних порід кислого складу та у процесі переміщення уламкового матеріалу, тому може накопичуватись у розсипах.

Мінерали непрозорі та ті, що слабо просвічуються

Магнетит $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$. Кристалізується у кубічній сингонії, зустрічається у вигляді октаєдрів, ромбододекаєдрів, а найчастіше утворює кутастоокруглі кристалічні індивіди. У шліфах непрозорий, у відбитому світлі (при косому освітленні) сіро-сталевий. Він є розповсюдженим акцесорним мінералом для гірських порід усіх генетичних типів. Форми виділення його змінюються залежно від способів утворення. Так, під впливом гідротермальних розчинів структура олівіну $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$ руйнується, після чого магній може увійти до складу серпентину або тальку, а залізо відокремлюється у вигляді дрібного сипу магнетиту (дод. 2, фото 18).

Гематит Fe_2O_3 . Кристалізується у тригональній сингонії, кристалічні індивіди таблитчасті, голчасті або без правильних форм. У шліфах нормальної товщини непрозорий, а у тонких зрізах та у дрібних зернах він вишнево-червоний або навіть жовтий. У відбитому світлі здається білим. Показники заломлення дуже високі: $n_o = 3,15\text{--}3,22$.

Зустрічається у складі кислих магматичних порід, має пневматоліто-гідротермальне походження. Широко розповсюджений у метаморфічних породах.

Пірит FeS_2 . Зустрічається у вигляді кристалів (куби, октаєдри, пентагондододекаєдри) або кутастоокруглих індивідів. У шліфах непрозорий, у відбитому світлі латунно-жовтий. Зустрічається у породах різних генетичних груп, здебільшого має гідротермальне походження.

Хроміт $\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2\text{O}_4$. Утворює октаєдри, ромбододекаєдри, часто кутастоокруглі індивіди. У кристалічних зернах нормальної товщини (товщина шліфа 0,03 мм) непрозорий, у тонких зрізах та на потоншеннях краях кристалів бурувато-коричневий. У відбитому світлі має сіро-сталеве забарвлення, як і магнетит. Зустрічається у складі ультраосновних магматичних порід разом з олівіном, а також у серпентинітах, які утворюються внаслідок гідротермального змінення дунітів.

Ільменіт FeTiO_3 . Утворює кристали пінакоїдального габітусу (таблитчасті, пластинчасті), найчастіше зустрічаються кристалічні індивіди без

правильних кристалографічних форм. У шліфах непрозорий, але інколи просвічується на тонких скошених краях зерен і тоді помітне темно-коричнє забарвлення.

Розповсюджений у магматичних породах основного складу.

Графіт С. Сингонія гексагональна, кристали мають пінакоїдальний габітус. Часто зустрічається у вигляді пластинчастих та лускуватих індивідів, рідко утворює суцільні агрегати без індивідуалізованих зерен (аморфний шунгіт) або прихованокристалічні скупчення (графітити). У шліфах непрозорий, у відбитому світлі сірий з металоподібним блиском. Лише дуже тонкі зрізи слабо просвічуються і тоді помітно зеленувато-сіре забарвлення з плеохроїзмом від зеленого (по No) до майже безбарвного (по Ne). Показники заломлення надто високі і змінюються від 1,93 до 2,07. Мінерал має низьку твердість, кристалічні індивіди при виготовленні шліфа часто руйнуються.

Графіт зустрічається у магматичних породах, він є типовим для кристалічних сланців та гнейсів — продуктів метаморфізму осадових порід, до складу яких входили органічні домішки. В Україні дуже поширений у Приазовському, Криворізькому, Побузькому та Волино-Подільському районах. Типові супутники його у складі метаморфічних порід — біотит, гранати, амфіболи, піроксени, іноді плагіоклази.

Вторинні мінерали магматичних гірських порід

До цієї групи належать мінерали, що утворилися після формування магматичної породи, яка їх вміщує. Такі мінерали, як серпентин, хлорит, епідот та інші у складі магматичних порід завжди вторинні, а ось біотит може бути первинним (кристалізується з магми) або вторинним (утворюється унаслідок хімічних реакцій між гірською породою і гарячими розчинами).

Деякі морфологічні ознаки вторинності мінералів:

- 1) вторинний мінерал утворює жилоподібні скупчення, які перетинають у різних напрямках первинний кристал (серпентин в олівіні);
- 2) вторинний мінерал утворюється вздовж тріщин спайності попередника (біотит у кристалі рогової обманки);
- 3) острівки-релікти мінералу-попередника, які загасають одночасно і зацементовані агрегатом вторинного мінералу (піроксен у роговій обманці);
- 4) зустрічаються у зоні контактів двох мінералів-попередників (актиноліт на контакті “олівін-плагіоклаз”);
- 5) облямівки вторинного мінералу навколо індивідів-попередників (біотитова облямівка навколо кристала рогової обманки).

Приклади вторинного змінення мінералів показано на кольорових фото (дод. 2).

Відповідно до складу первинних мінералів визначається магматична гірська порода, а вторинні мінерали дають можливість установити температуру

та хімічний склад розчинів, які привели до змінення цієї породи. Вторинні змінення магматичних порід часто є індикаторами тієї чи іншої корисної рудної мінералізації.

Група серпентину $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$. Серпентин має декілька різновидів, які відрізняються між собою за морфологічними ознаками: волокнистий хризотил, зернистий або волокнистий лізардит, пластинчастий антигорит. Усі вони є виключно типовими для ультраосновних магматичних порід, де утворюються як продукти хімічних реакцій магнезійних силікатів (олівін, ромбічний піроксен) з гідротермальними розчинами.

Хризотил у шліфах безбарвний, іноді спостерігається слабкий плеохроїзм від світло-жовтого (по Np) до зеленувато-жовтого або оранжево-жовтого (по Ng). Часто утворює характерну ситоподібну структуру, що являє собою перехрещені жилки волокнистої будови, між якими можуть знаходитись ізотропні різновиди. Показники заломлення: $n_p=1,532-1,549$; $n_g=1,545-1,554$; двозаломлення 0,004–0,006; рідко до 0,010. Без аналізатора майже не відрізняється від канадського бальзаму.

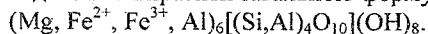
Загасання пряме, а характер видовженості може бути позитивним або від'ємним.

Пластинчастий або лускоподібний антигорит у шліфах безбарвний, рідко зеленувато-жовтий, має досконалу спайність в одному напрямку. Загасання пряме, характер видовженості позитивний. Показники заломлення дещо вищі порівняно з хризотилом: $n_p=1,558-1,567$; $n_g=1,562-1,574$; двозаломлення від 0,006 до 0,008. Підвищені показники заломлення характерні для різновидів, збагачених залізом. $2VNp=27-60^\circ$; дисперсія виражена слабо: $r>v$.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) слюди – більше двозаломлення;
- 2) волокнисті амфіболи мають показники заломлення вищі за 1,62 та косо загасання;
- 3) хлорити відрізняються від серпентину аномальним інтерференційним забарвленням (бузкові, фіолетові та коричневі відтінки), більш помітним плеохроїзмом, наявністю плеохроїчних оболонок навколо включень циркону або ортиту. Крім того, показники заломлення у них не можуть бути нижче ніж 1,560. Разом з тим схожість між цими мінералами у шліфах іноді настільки значна, що упевнене визначення можливе лише з використанням рентгенівського та хімічного аналізів. У таких ситуаціях навіть досвідчені петрографи ідентифікують мінерал як „хлорито-серпентин”.

Група хлоритів. Хлорити – це велика і важлива група шаруватих алюмосилікатів магнію, заліза та алюмінію, що належать до моноклінної сингонії. Хімічний склад можна виразити загальною формулою:



Мінерали, які збагачені магнієм та алюмінієм, називають ортохлоритами, а ті, що збагачені залізом – лептохлоритами. Найбільш поширеними є так звані неосикнені хлорити, у складі яких вміст Fe_2O_3 не перевищує 4%.

У шліфах часто мають зелений колір різної інтенсивності, але зустрічаються різновиди бурого та червонуватого кольору, зумовленого

присутністю марганцю, або зовсім безбарвні. У забарвлених хлоритів помітний плеохроїзм від безбарвного до світло-жовтого або жовтого. Кристалічні індивіди лускоподібні, табличчасті. Агрегати зернисті, ортохлорити інколи утворюють сфероліти, а для лептохлоритів у складі осадових порід типовими є мінеральні тіла у вигляді оолітів. Спайність дуже досконала, як у слюд. Схема абсорбції: $N_g = N_m > N_p$. Найбільш густе забарвлення індивідів спостерігається у положенні, коли видовженість їх або система тріщин спайності збігаються з площиною коливань світлових променів у поляризаторі.

Оптичні константи для неокиснених хлоритів: $n_p = 1,57-1,66$; $n_m = 1,57-1,67$; $n_g = 1,57-1,67$; двозаломлення $0,003-0,004$, інколи $0,010$. Показники заломлення для окиснених хлоритів (вміст Fe_2O_3 вище ніж 4%): $n_p = 1,600-1,670$; $n_m = 1,600-1,690$; $n_g = 1,600-1,690$; двозаломлення до $0,020$.

Вісь N_m оптичної індикатриси знаходиться у площині (001), тобто у площині дуже досконалої спайності. Це означає, що на зрізах зерен хлоритів, де спайність не помітна, є можливість оцінювати показник заломлення n_m , тому слід звернути увагу на цю константу для найпоширеніших хлоритів.

Представники ряду пеніну – клінохлору практично не містять у своєму складі заліза, тому мають $n_m = 1,57-1,58$; двозаломлення становить $0,004$. У прохлориту вміст оксидів заліза може досягати 30%, тому для нього $n_m = 1,59-1,61$; двозаломлення змінюється від $0,004$ до $0,010$. Високозалізісті хлорити ряду шамозиту – тюрингіту мають найвище двозаломлення (до $0,014$), а показник заломлення n_m змінюється від $1,62$ до $1,68$.

Загасання пряме, а характер видовженості у різних мінералів може бути позитивним або від'ємним. Знак видовженості завжди зворотній відносно оптичного знаку хлориту. Оптично позитивними є пенін, клінохлор, репідоліт, корундофіліт, а оптично негативними – усі окиснені хлорити (тюрингіт, шамозит), а також діабантит і дафніт. Можуть утворювати полісинтетичні двійники.

Найхарактернішою оптичною ознакою є сильна дисперсія: $r < v$, тому у хлоритів, особливо у тих, що мають двозаломлення не вище $0,005$, часто спостерігається аномальне інтерференційне забарвлення (синє, фіолетове, коричневе).

Найбільш поширені у природі – так звані триоктаедричні хлорити (за типом кристалічної структури). Стосовно цих сполук рекомендовано [11] користуватись спрощеною номенклатурою і власні назви для різновидів давати залежно від переважного катіону в октаедричних шарах структури: клінохлор – для хлоритів з перевагою магнію, шамозит – для хлоритів з перевагою заліза, німіт – для Ni -вміщуючих різновидів. Отже, значно зменшується кількість різновидів, а це полегшує роботу з визначення їх за оптичними константами.

Хлорити є типовими для умов постмагматичного змінення магматичних порід, а лептохлорити часто мають осадово-діагенетичне походження. При гідротермальних процесах хлорити заміщують магнезійно-залізісті силікати – біотит, рогову обманку, моноклінні піроксени, а інколи навіть і польові шпати (коли магній та залізо переносяться гарячими розчинами).

Ортохлорити входять до складу хлоритових сланців (метаморфічні породи) разом з тальком, актинолітом.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) зелений біотит – вище двозаломлення і різко виражений плеохроїзм;
- 2) зелені амфіболи мають вище двозаломлення і дві системи тріщин спайності;
- 3) турмалін – інша схема абсорбції.

Тальк $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$. Сингонія моноклінна. У шліфах безбарвний, утворює лускуваті та листуваті кристалічні індивіди, кристали мають псевдогексагональну форму. Спайність досить досконала, загасання пряме, видовженість позитивна. Оптичні константи: $n_p=1,539-1,545$; $n_g=1,589-1,590$; двозаломлення становить 0,050; $2VNp=0-30^\circ$; дисперсія виражена слабо: $r>v$.

Від найбільш схожого з ним мусковіту відрізняється такими особливостями:

- 1) кут $2V$ у мусковіту завжди більше 30° ;
- 2) показник заломлення n_p у мусковіту завжди вищий порівняно з бальзамом, а n_p тальку майже не відрізняється від показника заломлення бальзаму;
- 3) у тальку нерідко спостерігаються перламутрові кольори інтерференції, у той час як у мусковіту інтерференційне забарвлення у межах одного кристала або луски рівне, однорідне;
- 4) іноді тальк важко відрізнити від дрібнолускуватого мусковіту – серициту. Треба мати на увазі, що тальк як вторинний мінерал заміщує магнезійні силікати (наприклад олівін), а серицит – алюмосилікати (біотит, плагіоклази).

Тальк є типовим мінералом метасоматичного змінення ультраосновних і карбонатних порід, входить до складу деяких метаморфічних сланців (дод. 2, фото 8). В Україні мінерал розповсюджений у районах знаходження основних та ультраосновних магматичних порід, входить до складу кристалічних сланців (Криворізький район), тальково-карбонатних і серпентин-талькових порід. Часто зустрічаються псевдоморфози талька відносно серпентину, бруситу, іноді – олівіну.

Цоїзит $CaAl_3[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$. Сингонія ромбічна. У шліфах безбарвний, у присутності ізоморфних домішок заліза має бліде забарвлення від зеленувато-жовтого до рожевого. Зустрічається у вигляді призматичних кристалів або зернистих агрегатів, зрізи яких у шліфах стовпчасті або без правильних форм. Спайність досконала по (100), тобто в одному напрямку, паралельно граням першого пінакоїду. Загасання пряме, видовженість може бути позитивною або від'ємною (з видовженістю кристалів можуть збігатися осі індикатриси Np або Nm).

Показники заломлення змінюються у межах від 1,70 до 1,71; $n_p=1,695-1,701$; $n_g=1,702-1,707$; двозаломлення 0,006–0,007. Кут оптичних осей $2VNg$ змінюється від 0 до $25-50^\circ$ залежно від того, який символ має площина оптичних осей: (100) чи (010). У тому разі, коли головний оптичний переріз збігається з площиною (100), у мінералу проявляється сильна дисперсія

оптичних осей: $r < v$, що зумовлює добре помітне аномальне синє інтерференційне забарвлення.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) апатит має більш низький показник заломлення;
- 2) силіманіт – вище двозаломлення.

У магматичних породах цоїзит заміщує основні плагіоклази, а у складі кристалічних сланців (продукти регіонального метаморфізму) він є первинним мінералом.

Ряд кліноцоїзиту – епідоту $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe}^{3+})_3[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$.

Сингонія моноклінна. У шліфах безбарвний (кліноцоїзит), а залістисті різновиди мають плеохроїзм від жовто-зеленого по Ng до лимонно-жовтого або безбарвного по Np. Кристалічні індивіди таблитчасті, призматичні або без правильних форм. Спайність досконала по пінакоїду (001), площини спайності збігаються з напрямком видовженості кристалів.

Кути загасання змінюються від 0 до 30°, вісь індикатриси Nm збігається з видовженістю індивідів, тому у різних зрізах характер видовженості може бути позитивним або від'ємним. Показники заломлення світла змінюються відповідно до коливань вмісту заліза у складі мінералів.

Оптичні властивості для кліноцоїзиту: $n_g=1,706$; $n_p=1,700$; двозаломлення 0,006; $2VN_g=65-90^\circ$. Оптичні властивості для збагачених залізом членів цього ряду (власне епідоту): $n_g=1,797$; $n_p=1,751$; двозаломлення світла 0,046; кут $2VN_p=65^\circ$, сильна дисперсія оптичних осей: $r \gg v$. При такому двозаломленні повинні бути м'які інтерференційні кольори третього порядку. Насправді ж унаслідок впливу сильної дисперсії при включеному аналізаторі спостерігається ясне, строкате забарвлення, яке характерне для першого та початку другого порядків ("килимове" забарвлення), що власне і вважається аномальним (дод. 2, фото 12, 23). Крім того, у межах одного і того ж зерна інтерференційне забарвлення нерівномірне, плямувате. У зрізах, близьких до ізотропних, спостерігається аномальне синє або бурувате інтерференційне забарвлення.

Епідот як вторинний мінерал заміщує силікати, які вміщують кальцій, алюміній, залізо: біотит, амфіболи, піроксени. Залізо, яке входить до складу епідоту, може також приноситись гідротермальними розчинами. При заміщенні плагіоклазів на утворення епідоту витрачається молекула анортиту, унаслідок чого відокремлюється альбіт.

Епідот має схожість з піроксенами. Відмітні властивості:

- 1) піроксени з таким забарвленням, як у епідоту, не мають плеохроїзму;
- 2) у піроксенів спайність у двох напрямках під прямим кутом;
- 3) ясне інтерференційне забарвлення можуть мати моноклінні піроксени, але кут загасання у них більше 30°;
- 4) плямувате забарвлення для піроксенів не характерне.

Канкриніт $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{AlSiO}_4]_6[\text{CO}_3,\text{SO}_4]\cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Сингонія гексагональна, у шліфах безбарвний, кристалічні індивіди лускуваті або без правильних форм, рідко короткопризматичні. Агрегати лускуватих індивідів утворюють облямівки навколо кристалів нефеліну або повні псевдоморфози по них.

Спайність дуже досконала по призмі (1010), загасання пряме, видовженість від'ємна (вісь Np індикатриси збігається з кристалографічною віссю шостого порядку).

Показники заломлення завжди нижчі, порівняно з канадським бальзамом, і змінюються залежно від коливань хімічного складу: $n_o=1,524-1,489$; $n_e=1,498-1,488$; двозаломлення змінюється від 0,005 до 0,026. Мінерал оптично від'ємний. Високі показники заломлення та двозаломлення відповідають канкриніту з низьким вмістом сульфат-іонів, а низькі – сульфат-канкриніту, який називають вишневітом.

Канкриніт має постамагматичне походження, зустрічається у складі лужних магматичних порід, а також у карбонатитах.

Група хлорофейту – палагоніту. Мінеральна речовина, яка входить до цієї групи, являє собою аморфні продукти розкладання вулканічного скла базальтів (гідратизоване базальтове скло).

Палагоніт у шліфах зелений, жовтий, червоно-бурий, рідко безбарвний. Показники заломлення від 1,4 до 1,5. Палагонізація скла може супроводжуватись утворенням цеолітів, опалу, монтморилоніту.

Хлорофейт має інтенсивне забарвлення від жовто-бурого до зеленого, показники заломлення коливаються від 1,50 до 1,62.

Група цеолітів $(Na_2, K_2, Ca, Ba)[(Al, Si)O_2]_n \cdot xH_2O$. До цієї групи належать каркасні алюмосилікати, у складі яких є молекулярна вода. Цеоліти часто виникають при вторинному змінюванні фельдшпатоїдів, польових шпатів, що входять до складу лужних магматичних порід. Крім того, вони утворюються в умовах діагенезу морських осадків і при гідротермальному процесі.

У шліфах безбарвні, зустрічаються у вигляді пластинчастих, стовпчастих і голчастих індивідів, нерідко радіально орієнтованих. Переважна більшість цеолітів мають низькі показники заломлення у межах від 1,47 до 1,50. Лише у томсоніту і жисмондину показники заломлення наближаються до 1,544–1,546. Двозаломлення також низьке і становить від 0,003 до 0,007, лише у томсоніту воно підіймається до 0,015.

Типоморфні мінерали метаморфічних гірських порід

Значна група мінералів, що входять до складу метаморфічних гірських порід, може утворюватись також шляхом кристалізації з магматичного розплаву (кварц, польові шпати, слюди, рогова обманка, піроксени) або при вторинних зміненнях магматичних гірських порід (хлорити, серпентин, тальк, цоїзит, епідот). Опис їх можна знайти у підрозділах «Головні мінерали магматичних гірських порід» та «Вторинні мінерали магматичних гірських порід». Нижче наведено відомості про мінерали, які є типоморфними для процесів метаморфізму.

Оксиди і гідроксиди

Периклаз MgO . Сингонія кубічна. У шліфах безбарвний, іноді буває світло-коричневий або червонуватий (домішки заліза). Кристалічні індивіди

ізометричні або мають неправильну форму, спайність досконала по кубу (100), тобто у зрізах буде видно дві системи тріщин, які перетинаються під прямим кутом. Показник заломлення змінюється від 1,73 до 1,74; мінерал ізотропний. Від схожої шпінелі відрізняється наявністю спайності.

Зустрічається у контактово-метаморфізованих вапняках та доломітах (мармурах).

Корунд Al_2O_3 . Сингонія тригональна. У шліфах часто безбарвний, іноді синюватий, рожевий, жовтувато-зелений з плямуватим або зональним забарвленням. Зустрічається у вигляді кристалів, зрізи яких у шліфах мають стовпчасту або пластинчасту форму, та у вигляді кутастоокруглих індивідів без спайності.

Кристалооптичні властивості: $n_o=1,767-1,771$; $n_e=1,759-1,763$; двозаломлення становить 0,007–0,008. Інтерференційне забарвлення біле або жовтувате (у разі потовщених пластинчастих індивідів). Загасання пряме, характер видовженості від'ємний. Мінерал одновісний, оптично від'ємний, а іноді аномально двовісний з кутом $2V$ до 30° .

Мінерал хімічно стійкий, тому може зустрічатися в осадових породах як теригенний. Він є типоморфним для продуктів регіонального динамотермального метаморфізму – кристалічних сланців, де зустрічається в асоціаціях з біотитом, силіманітом, гранатом, шпінеллю або входить до складу корундових слюдитів, що утворюються в умовах кап'євого метасоматозу (райони Побужжя). Рідко зустрічається як акцесорний у деяких гранітах, сієнітах. В Україні найбільш значні скупчення корунду відомі у гнейсах на території Запорізької області та у складі метаморфічних порід Маріупольського і Гуляйпільського залізорудних родовищ.

Брусит $Mg(OH)_2$. Сингонія тригональна. У шліфах безбарвний, мінеральні індивіди мають лускувату або волокнисту форму, спайність дуже досконала в одному напрямку, паралельному граням третього пінакоїду.

Кристалооптичні властивості: загасання пряме, характер видовженості від'ємний. Показники заломлення: $n_e=1,580-1,585$; $n_o=1,559-1,566$; двозаломлення 0,021–0,019. Мінерал одновісний, оптичний знак позитивний, рідко аномально двовісний з невеликим кутом $2V$.

Утворюється як контактово-метаморфічний або гідротермальний. Зустрічається у складі серпентинізованих ультрабазитів (Поділля) та силікатних мармурів (Криворізький район).

Схожі мінерали та їх відмітні властивості:

- 1) тальк, мусковіт – вище двозаломлення;
- 2) хлорити – нижче двозаломлення, двовісні.

Шпінель $MgAl_2O_4$. Сингонія кубічна, кристали октаедричні. Магній часто заміщується залізом, алюміній – хромом. У шліфах безбарвна або рожева, червоно-бура та світло-синя залежно від хімічного складу. Форма не огранених індивідів у шліфах кутастоізометрична, а зрізи кристалів мають форму прямокутників або трикутників. Спайність недосконала або відсутня.

Мінерал оптично ізотропний, показники заломлення коливаються від 1,719 до 1,835; контурні лінії зерен темні та різкі. Найвище світлозаломлення мають різновиди, збагачені залізом і хромом (плеонаст, пікотит, герциніт).

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) периклаз має досконалу спайність по кубу;
- 2) гранати не утворюють октаєдрів, зрізи індивідів у шліфах округлі або шестикутні;
- 3) хроміт має вищий показник заломлення, у шліфах непрозорий, просвічується лише у тонких відколах.

Шпінель зустрічається як акцесорний мінерал у складі деяких основних та ультраосновних магматичних порід (піроксенітів, перидотитів, базальтів), але більш типовими різновидами цього мінералу є для метаморфічних порід: скарнів та кристалічних сланців. Мінерал відомий у складі мармурів і кальцифірів Приазов'я і Криворізького району, де супроводжується діопсидом, тремолітом, кальцитом, доломітом. Залізовмісні різновиди шпінелі знайдено у силіманіт-біотитових гнейсах, корундових плагіоклазитах, у корунд-силіманітових метаморфічних породах Приазов'я. Мінерал стійкий у гіпергенних процесах, тому зустрічається у складі алотигенних мінералів осадових порід.

Силікати острівної структури

Кордієрит $Al_3(Mg,Fe)_2[Si_5AlO_{18}]$. Більшість природних кордієритів є магнезійними різновидами цього ізоморфного ряду. Сингонія ромбічна, кристали короткопризматичні, неогранені індивіди часто не мають правильних форм. Спайність недосконала, тому у зрізах кристалічних зерен помітні лише поодинокі тріщини. У звичайних шліфах безбарвний, а у товстих – залежно від хімічного складу забарвлення змінюється від фіолетового або голубого до жовтого або зеленого.

Показники заломлення коливаються від 1,522 (Np) до 1,578 (Ng), а двозаломлення змінюється від 0,005 до 0,017. Найчастіше показники заломлення близькі до канадського бальзаму, а двозаломлення 0,009–0,010. При включеному аналізаторі дуже часто можна спостерігати секторіальне загасання, зумовлене явищами двійникування (зрощуються по три або по шість індивідів). Іноді проявляється полісинтетичне двійникування. Двійникові індивіди у цих зрощуваннях мають клиноподібну форму внаслідок того, що двійникові шви не є строго паралельними (на відміну від плагіоклазів).

Загасання пряме, у зв'язку з тим, що видовжені індивіди або тріщини спайності зустрічаються рідко, визначити його іноді неможливо. $2V_{Np}=45-85^\circ$; видовженість від'ємна, встановлюється незавжди (ознака не надійна для діагностики кордієриту).

Для визначення кордієриту важливе значення мають вторинні змінення його. Під впливом гідротермальних розчинів мінерал руйнується з утворенням агрегатних псевдоморфоз, у складі яких переважає серицит, домішкові фази – хлорити, серпентин, гідроксиди заліза. Такі псевдоморфози називають *пінитом*. Особливістю будови цього новоутворення є те, що дрібнозернистий мусковіт

заповнює пустоти тріщинок, а його індивіди орієнтовані перпендикулярно до стінок тріщин і у зрізах мають голчасту форму. Пініт рідко буває безбарвним, зазвичай він має помітне жовтувате або зеленувате забарвлення. Присутність пініту з жовтуватими або буруватими облямівками навколо безбарвних центрів є ознакою наявності у шліфах кордієриту.

Встановлено, що кордієрит іноді може заміщуватись також біотитом, кварцом, тальком, пірофілітом, силіманітом, а його кристали часом мають врощування дрібних зерен циркону, апатиту, ставроліту, магнетиту.

Слід підкреслити, що плеохроїчні облямівки (ореоли) лимонно-жовтого кольору навколо включень мінералів з радіоактивними елементами (циркон, монацит) спостерігаються тільки у кордієриті, що часто використовують як діагностичну ознаку.

Встановлено, що трійникові та шестерикові зрощування кристалів кордієриту утворюються на низькотемпературній стадії контактово-термального метаморфізму глинистих відкладів. Такі кристали часто мають врощування лусок серициту, хлориту. На високотемпературній стадії метаморфізму утворюється полісинтетично-здвійникований кордієрит без трійників і шестериків.

Від схожих польових шпатів відрізняється секторіальною будовою, характерними продуктами вторинного змінення, а при наявності включень циркону або монациту – жовтими плямами плеохроїчних ореолів. Від кварцу відрізняється вторинним зміненням (кварц не змінюється) та секторіальною будовою.

Кордієрит є типовим для метаморфічних порід: роговиків, кристалічних сланців, гнейсів. Іноді зустрічається у гранітах, пегматитах, андезитах.

На території України цей мінерал дуже поширений. Його знайдено на Волині, у межах Карпат та на Закарпатті, у Приазовському, Криворізькому, Конксько-Білозірському районах. У біотит-кордієрит-гіперстенових та гранат-кордієрит-плагіоклазових кристалічних сланцях Побужжя кордієрит складає до 30–50 % породи [10].

Андалузит $Al_2[SiO_4]O$. Сингонія ромбічна. У шліфах безбарвний або має плямувате забарвлення з плеохроїзмом від рожево-червоного по Nr до блідо-зеленого по Ng. Кристалічні індивіди табличчасті та стовпчасті, поперечні зрізи мають форму ромбу або прямокутника, спайність ясна у двох напрямках під кутом 90° . Кристали можуть бути зональними. Показники заломлення змінюються від 1,63 до 1,65; двозаломлення становить 0,009–0,011. Загасання пряме, видовженість і оптичний знак від'ємні. Дисперсія: $r < v$. Іноді зустрічаються кристалобласти (включення кварцу та інших мінералів). У різновиду, який має наву *хіастоліт*, включення вуглисті і глинистих часток у поперечному зрізі кристалів мають форму хреста. Від схожого гіперстену відрізняється плямуватим забарвленням та меншими показниками заломлення, а від силіманіту – від'ємним видовженням і низьким двозаломленням.

Андалузит є типовим для продуктів контактового термального метаморфізму глинистих порід, у магматичних породах не зустрічається.

В Україні цей мінерал входить до складу силіманіт-андалузитових гнейсів (район Приазов'я) та кристалічних сланців (Дніпропетровська область).

Дистен $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$. Мінерал триклінної сингонії. Утворює індивіди табличчасті або без правильної форми, безбарвні, іноді голубувато-сині або фіолетові. Часто спостерігаються двійники – прості або полісинтетичні. Спайність досконала у двох напрямках під кутом 74° , від'ємність по третьому пінакоїду, загасання косе до 30° , видовженість позитивна.

Показники заломлення змінюються від 1,71 до 1,73; двозаломлення становить 0,012–0,016; $2V_N\mu=82^\circ$, оптичний знак від'ємний (дод. 2, фото 5).

Численні тріщини спайності у різних напрямках, які спостерігаються на зрізах кристалічних індивідів, наявність полісинтетичного двійникування, голубуватий відтінок забарвлення та різко виражені рельєф і шагрень дозволяють надійно відрізнити дистен від схожих мінералів.

Дистен є типовим мінералом кристалічних сланців, де може супроводжуватись ставролітом, гранатами, силіманітом. В Україні він відомий у складі кристалічних сланців, а також залістих роговиків (Криворізький район).

Силіманіт $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$. Мінерал ромбічної сингонії, у шліфах безбарвний, дуже рідко плямуватий світло-коричневий. Кристалічні індивіди видовжені – стовпчасті, голчасті, кінці їх часто розпушені, мітлоподібні, іноді утворюють зігнуті волокнисті агрегати (фіброліт). Спайність досконала, збігається з видовженістю кристалів, помітна лише на крупних індивідах.

Показники заломлення змінюються у межах 1,65–1,68; двозаломлення 0,020, інтерференційне забарвлення першого та другого порядків. Загасання пряме, видовженість позитивна, $2V_N\mu=20-30^\circ$. Дисперсія сильна: $r>v$.

Силіманіт зустрічається разом з кордієритом, гранатом, біотитом та дистеном у складі роговиків, кристалічних сланців, гнейсів. Він розповсюджений у гнейсах і кристалічних сланцях Приазов'я, входить до складу біотит-гранатових гнейсів Криворізького району.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) андалузит – нижче двозаломлення, від'ємна видовженість;
- 2) епідот має аномальне інтерференційне забарвлення;
- 3) ромбічні піроксени – нижче двозаломлення, спайність у двох напрямках під кутом 90° .

Ставроліт $2\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}\cdot\text{Fe}(\text{OH})_2$. Мінерал належить до ромбічної сингонії, кристалічні індивіди у шліфах табличчасті, короткостовпчасті. Вони часто являють собою кристалобласти, які за розмірами перевершують інші зерна метаморфічної породи. Поперечні зрізи кристалів гексагональні або ромбічні, іноді без правильних форм. Зустрічаються двійники, трійники та складні двійники. Забарвлення оранжево-жовте, схема абсорбції: $N_g > N_m = N_p$. Спайність ясна по (010), тобто за другим пінакоїдом.

Показники заломлення змінюються від 1,70 до 1,72; двозаломлення 0,012–0,014. Інколи при включеному аналізаторі спостерігається секторіальна будова кристалів. Загасання пряме, видовженість позитивна; $2V_N\mu=82-90^\circ$, дисперсія сильна: $r>v$.

Ставроліт – типовий мінерал кристалічних сланців. В Україні цей мінерал встановлено у складі кристалічних сланців Гуляйпільського та Криворізького залізородних родовищ разом з мусковітом, альмандином, дистеном і кварцом, а також у гнейсах Середнього Приазов'я у супроводі біотиту, гранату, силіманіту, кварцу.

Жовте забарвлення, пряме загасання та середнє двозаломлення – надійні діагностичні ознаки ставроліту, за якими він не схожий з жодним іншим мінералом.

Хлоритоїд $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_3[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2(\text{OH})_4$. Сингонія моноклінна, кристалічні індивіди пластинчасті, таблитчасті або без правильних форм. У шліфах ясно забарвлений, чітко помітний плеохроїзм: Np – жовто-зелений, синьо-зелений; Nm – сіро-синій; Ng – світло-синій, жовто-зелений або безбарвний. Інколи спостерігається секторіальна будова індивідів, підкреслена нерівномірним забарвленням та розподілом у кристалі вrostків сторонніх мінералів. При виключеному аналізаторі можуть бути помітними полісинтетичні двійники.

Оптичні властивості: $n_g=1,72-1,74$; $n_p=1,71-1,73$; двозаломлення становить 0,006–0,016, $2VNg=45-68^\circ$; дисперсія сильна: $r>v$. Слайність досконала по (001), загасання косе, видовженість може бути позитивною або від'ємною. Сильна дисперсія кута оптичних осей та двозаломлення є причиною того, що у деяких розрізах мінерал загасає лише частково, з'являються аномальні сіро-сізі відтінки інтерференційного забарвлення.

Для надійного визначення хлоритоїду достатньо встановити наявність високого рельєфу, різко вираженої шагрені, характерного плеохроїзму. У цього мінералу часто помітне полісинтетичне двійникування, сильна дисперсія. Нерідко зустрічається дуже характерна для цього мінералу так звана „структура пісочного годинника”: густе скупчення включень інших мінералів, яке підкреслює зональну та секторіальну будову кристалів хлоритоїду.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) хлорити мають нижчі показники заломлення;
- 2) біотит – більше двозаломлення.

Хлоритоїд входить до складу філітів, хлоритових та слюдяних сланців. В Україні відомий у складі кристалічних сланців і магнетитових роговиків Криворізької серії порід.

Група гранатів. Сингонія кубічна. Хімічний склад дуже різноманітний, що впливає на фізичні властивості.

Піроп $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ входить до складу еклогітів, кімберлітів, у шліфах рожевий, ізотропний.

Гросуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ зустрічається у скарнах, безбарвний або жовтувато-зелений. Часто спостерігається аномальне двозаломлення до 0,005–0,010 та зональна або секторіальна будова кристалів (дод. 2, фото 11).

Альмандин $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ є типовим для метаморфічних порід – гнейсів та кристалічних сланців, блідо-рожевий, оптично ізотропний.

Андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$ є типоморфним для вапнякових скарнів. У шліфах світло-бурий, інколи жовтувато-зелений, збагачені титаном різновиди жовтувато-коричневі. Оптично ізотропний, інколи аномальне двозаломлення.

Уваровіт $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$ зустрічається у складі гнейсів, скарнів і серпентинітів. У шліфах зелений, оптично ізотропний.

У складі деяких метаморфічних порід гранати бувають головними породотвірними мінералами, а у магматичних та осадових гірських породах – другорядні. В Україні ці мінерали найчастіше зустрічаються у кристалічних сланцях, гнейсах і залізистих породах Українського щита.

Форма мінеральних індивідів неправильна або ізометрична, спайність відсутня, часто спостерігається груба тріщинуватість. Показники заломлення у межах 1,70–2,00.

Безбарвні гранати схожі з периклазом, у якого спостерігається спайність.

Везувіан $\text{Ca}_{10}(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{Al}_4 (\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{SiO}_4)_5(\text{OH},\text{F})_4$. Кристалізується у тетрагональній сингонії. На кристалах головною габітусною формою є тетрагональна призма другого роду (100). Присутні також грані призми першого роду (110), біпіраміди (111) і пінакоїду (001). Іноді утворює прості двійники. Неогранені індивіди видовжені, стовпчасті або без правильних форм, агрегати бувають ізометрично-зернистими та променистими. Спайність недосконала по (100), (110) і (001). У шліфах може бути безбарвним, жовтуватим, синім або світло-коричневим. Інтенсивність забарвлення зростає відповідно до підвищення вмісту заліза і титану у складі мінералу.

Показники заломлення коливаються у значних межах: $n_o=1,705-1,736$; $n_e=1,701-1,732$; двозаломлення становить 0,001–0,008. Світлозаломлення підвищується із зростанням вмісту заліза і титану. При підвищенні вмісту гідроксильних груп у складі мінералу двозаломлення може настільки знижуватись, що мінерал здається ізотропним. Везувіан оптично одновісний, від'ємний, загасання пряме, характер видовженості від'ємний. Іноді оптичний знак змінюється на позитивний (високий вміст заліза та магнію у складі мінералу) або мінерал стає аномально двовісним; $2V_N$ коливається від 17 до 33°. У везувіану з низьким двозаломленням спостерігаються аномальні кольори інтерференції: сині, бурувато-зелені, бурувато-фіолетові. Дуже часто зустрічаються зональні або зонально-секторіальні кристали, що підкреслюються зональним характером власного забарвлення, а також характером змінення кольорів інтерференції.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) топаз і андалузит мають нижчі показники заломлення, для них не є характерними аномальні кольори інтерференції;
- 2) гранати належать до кубічної сингонії, тому у них інша форма кристалів, вони є оптично ізотропними (за винятком аномального grosуляру);
- 3) цоїзит має досконалу спайність, позитивний оптичний характер та низькі показники заломлення.

Везувіан є типовим для контактово-метасоматичних порід, де супроводжується grosуляром, андрадитом, діопсид-геденбергітом, воластоїнітом, епідотом, флогопітом. Зустрічається у складі метаморфічних порід:

хлоритових та біотитових сланців, філітів, роговиків у асоціації з гранатом, епідотом, ортоклазом, хлоритом, кальцитом. Під впливом гідротермальних розчинів може заміщуватись тальком, хлоритом, grosularom, епідотом, скаполітом, пренітом. У межах України відомий у складі гранат-везувіанових скарнів Приазов'я, гранат-везувіан-воластонітових роговиків Житомирської області.

Силікати стрічкової структури

Ряд тремоліту-актиноліту $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$. Сингонія моноклінна. Тремоліт у шліфах безбарвний, актиноліт ясно зелений з плеохроїзмом від світло-жовтого або жовто-зеленого по N_p до світло-зеленого або голубувато-зеленого по N_g , схема абсорбції: $N_g > N_m > N_p$.

Індивіди стовпчасті, голчасті або волокнисті; спайність досконала по призмі (110) у двох напрямках і кутом між системами тріщин спайності 56° . Показники заломлення змінюються відповідно до вмісту заліза у межах 1,60–1,66, тобто рельєф та шагрень ясні: $n_p = 1,599\text{--}1,647$; $n_g = 1,624\text{--}1,667$, а у фероактиноліту n_g сягає 1,704.

Двозаломлення 0,020–0,025. Загасання косе, $Z:N_g = 11\text{--}17^\circ$, тобто характер видовженості позитивний. Двовісні, оптичний знак від'ємний, $2VN_p = 80\text{--}85^\circ$. Виключно постамагматичні, типові для метаморфічних гірських порід. Зустрічаються також у магматичних породах як вторинні, де заміщують рогову обманку, мінерали групи піроксенів, рідко – олівін. В Україні пов'язані з метаморфізованими ультраосновними, основними і карбонатними породами Приазовського та Криворізького районів, зустрічаються у кальцифірах Побужжя.

Схожі мінерали та їх відмітні властивості:

- 1) егірін має від'ємне видовження;
- 2) рогова обманка – насичений зелений колір.

Кумінгтоніт $(\text{Mg,Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$. Група амфіболів, моноклінна сингонія. Кристалічні індивіди видовжено-призматичні, голчасті, волокнисті. У шліфах малозалізісті кумінгтоніти безбарвні, а при підвищеному вмісті заліза вони жовтувато-коричневі з плеохроїзмом за схемою $N_g > N_m \gg N_p$. Утворює призматичні, пластинчасті кристали, часто снопоподібні, радіально-променісті і волокнисті агрегати. Спайність досконала по призмі (110), тобто у двох напрямках, під кутом 56° .

Оптичні властивості: загасання косе, $Z:N_g = 18^\circ$; характер видовженості позитивний; показники заломлення: $n_g = 1,674$; $n_p = 1,644$; двозаломлення 0,030; $2VN_p = 80^\circ$.

Кумінгтоніт зустрічається у породах регіонального метаморфізму – кристалічних сланцях в асоціації з хлоритом, роговою обманкою, іноді з магнетитом, альмандином (Криворізький, Приазовський та Дністровсько – Бузький райони). Відомий у складі магматичних гірських порід – габро, норитів, гібридних діоритів і гранодіоритів у парагенезисі з піроксенами та роговою обманкою звичайною.

Грюнерит $\text{Fe}_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$. Група амфіболів, сингонія моноклінна. Забарвлення у шліфах від світло-жовтого по Np до світло-бурого по Ng. Зустрічається у вигляді радіально-променистих агрегатів, голчастих, волокнистих, тонко-пластинчастих індивідів. Спайність досконала у двох напрямках по призмі (110), добре помітна на поперечних розрізах видовжених кристалів.

Кристалооптичні властивості: загасання косе, $Z:\text{Ng} = 10-15^\circ$; характер видовженості позитивний; $n_p = 1,685$; $n_m = 1,709$; $n_g = 1,728$; двозаломлення становить 0,043, що зумовлює інтерференційне забарвлення третього порядку; $2V_{\text{Np}} = 85^\circ$.

Грюнерит входить до складу кристалічних сланців метаморфічного походження, він є одним з найпоширеніших амфіболів залізо-кременистої формації Криворізького басейну, Кременчуцького та Білозірського районів, відомий він і у залізистих кварцитах Маріупольського родовища.

Воластоніт $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$. Група піроксенітів, сингонія триклінна. У шліфах безбарвний. Зустрічається у вигляді табличчастих або видовжено-призматичних кристалів, зернистих та променисто-голчастих агрегатів. Має два напрямки досконалої спайності, які перетинаються під кутом 84° .

Кристалооптичні властивості: з видовженістю кристалів збігається вісь індикатриси Nm, тому характер видовженості може бути і позитивним, і негативним; у видовжених розрізів майже пряме загасання; показники заломлення: $n_p = 1,618-1,622$; $n_m = 1,630-1,634$; $n_g = 1,632-1,636$; двозаломлення становить 0,014. Рельєф та шагрень ясні, інтерференційне забарвлення світло-жовте першого порядку.

Воластоніт є типовим мінералом контактово-метаморфічного процесу. Він зустрічається у складі скарнів і мармурів Приазов'я, Середнього Придніпров'я.

Глаукофан $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH},\text{F})_2$. Моноклінна сингонія, лужний амфібол. Забарвлення у шліфах змінюється від синього (Ng) та фіолетово-синього (Nm) до безбарвного (Np). Кристалічні індивіди стовпчасті, голчасті. Спайність досконала у двох напрямках по (110) з кутом 56° .

Показники заломлення у межах 1,60–1,63; $n_p = 1,606$; $n_g = 1,627$. Рельєф ясний, двозаломлення 0,021. Характер видовженості позитивний.

Загасання косе, позитивне, $Z:\text{Ng} = 5-7^\circ$. $2V_{\text{Np}} = 10-60^\circ$, дисперсія: $r < v$.

Глаукофан є поширеним мінералом метаморфічного походження.

Антофіліт $(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$. Сингонія ромбічна. Безбарвний, форма зерен табличаста, стовпчаста, голчаста, нерідко – волокниста. Спайність у двох напрямках під кутом 56° .

Показники заломлення у межах 1,60–1,66; коливання відповідно до зміни вмісту заліза ($n_p = 1,600-1,647$; $n_g = 1,623-1,664$). Двозаломлення 0,017–0,025.

Загасання пряме, видовженість позитивна. Кут оптичних осей від 65° (для магнезальних різновидів) до 58° (для збагачених залізом).

Схожі мінерали та відмітні властивості:

1) тремоліт має косе загасання;

- 2) ромбічні піроксени – спайність по призмі з кутом 87° і нижчі значення двозаломлення.

Типовий для метаморфічних гірських порід. У магматичних породах зустрічається рідко, як вторинний мінерал, що утворює псевдоморфози по олівіну або по енстатиту. Антофіліт часто зустрічається у складі метаморфічних порід Українського кристалічного щита. Антофіліт-азбест знайдено у Приазовському та Середньо-Придніпровському районах.

Силікати шаруватої структури

Пірофіліт $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$. Сингонія моноклінна. У шліфах безбарвний, має вигляд пластинчастих, лускуватих, іноді голчастих індивідів, сферолітових і приховано-кристалічних агрегатів. Спайність досконала по третьому пінакоїду (001).

Оптичні властивості: загасання пряме, характер видовженості позитивний; показники заломлення: $n_g=1,600$; $n_m=1,588$; $n_p=1,522$; двозаломлення $0,048$; $2VN_p=53-60^\circ$, дисперсія слабка: $r > v$.

Пірофіліт зустрічається у складі порід зеленосланцевої фації, у метаморфізованих глинистих породах, утворює майже мономінеральні прошарки серед кварцитоподібних пісковиків і кварцитів (родовища пірофіліту у Північно-Західних районах Українського кристалічного щита).

Схожі мінерали та їх відмітні властивості:

- 1) тальк і мусковіт мають менший кут оптичних осей;
- 2) каолініт – нижче двозаломлення.

Преніт $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$. Кристалізується у ромбічній сингонії, утворює короткопризматичні кристали, на яких габітусною формою є призма (110), а пінакоїди (010) та (001) розвинені слабо. Кристалічні зерна таблитчасті, пластинчасті, іноді стовпчасті. Агрегати можуть бути зернистими, розеткоподібними і радіально-пластинчастими. У шліфах часто безбарвний, а в присутності ізоморфних домішок заліза буруватий. Спайність досконала по (001).

Показники заломлення коливаються у значних межах (відповідно до вмісту заліза), але рельєф та шагрень завжди ясні: $n_g=1,632-1,669$; $n_m=1,617-1,641$; $n_p=1,611-1,630$.

Двозаломлення змінюється від $0,021$ до $0,039$. Загасання пряме, а характер видовженості може бути позитивним (для зрізів з малопомітною спайністю) або негативним (для зрізів з досконалою спайністю).

Мінерал двовісний, $2VN_g=65-69^\circ$, помітна сильна дисперсія: $r > v$. Іноді кут $2V$ значно зменшується, і тоді змінюється характер дисперсії: $r < v$.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) лавсоніт має вищі показники заломлення;
- 2) у томсоніту показники заломлення значно нижчі, а двозаломлення становить не більше $0,015$;
- 3) воластоніт, топаз і андалузит мають менше двозаломлення.

Преніт утворюється при метасоматичних заміщеннях мінералів основних магматичних гірських порід, може заповнювати газові пустоти у базальтах разом з кальцитом і цеолітами, зустрічається у метаморфізованих вапняках та грауваках. Мінерал широко розповсюджений в Україні. Відомий у метасоматично-змінених магматичних породах Приазов'я, Придніпров'я, Волині, а у Кіровоградській області знайдено породи, які на 90% складені пренітом.

Стільпномелан $(K, H_2O)(Mg, Fe, Al)_3(Si_4O_{10})(OH)_2(H_2O)$. Належить до моноклінної сингонії, утворює псевдогексагональні кристали пінакоїдального габітусу, дрібнолускуваті слюдоподібні агрегати, іноді видовжені індивіди і променисті скупчення. Спайність досконала по (001) та ясна по (010). Забарвлення у шліфах змінюється від темно-зеленого або зеленувато-коричневого по Ng до світло-жовтого по Np. Зрізи зерен, які паралельні граням третього пінакоїду (001), не мають правильних форм і зонально забарвлені.

Оптичні властивості: загасання пряме, видовженість має позитивний характер. Показники заломлення підвищуються відповідно до зростання вмісту заліза; $n_g = n_m = 1,576-1,735$; $n_p = 1,546-1,625$. Двозаломлення коливається від 0,030 до 0,110. Мінерал двовісний, оптично від'ємний, але кут 2V малий.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) біотит має більш досконалу спайність і тільки в одному напрямку, а у положенні, близькому до загасання, помітна плямуватість забарвлення;
- 2) у хлоритоїду косе загасання і менше двозаломлення.

В Україні найбільш поширений у роговиках Середнього Придніпров'я, де супроводжується магнетитом, грюнеритом, кварцом, актинолітом.

Силікати каркасної структури

Група скаполіту $Na_4[AlSi_3O_8]Cl-Ca_4[Al_2Si_2O_8]CO_3$. Кристалізуються у тетрагональній сингонії, кристалічні індивіди призматичні, таблитчасті або без правильних форм. У шліфах безбарвні, рідко жовтуваті, спайність досконала у двох напрямках під кутом 90°. Загасання пряме, видовженість від'ємна. Показники заломлення коливаються у межах від 1,54 до 1,60.

Оптичні властивості для різновидів, збагачених натрієвим компонентом (маріалітом): $n_o = 1,546-1,550$; $n_e = 1,540-1,541$; двозаломлення 0,004-0,008.

Оптичні властивості для різновидів, збагачених кальцієвим компонентом (мейонітом): $n_o = 1,590-1,600$; $n_e = 1,556-1,562$; двозаломлення 0,024-0,037. Оптичний знак для всіх членів ізоморфного ряду від'ємний.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) від схожого кварцу маріаліт відрізняється досконалою спайністю у двох напрямках;
- 2) мейоніт, на відміну від схожого мусковіту, має від'ємне видовження.

У складі магматичних порід скаполіти є типовими вторинними мінералами і заміщують кристали плагіоклазів. Утворюються також у контактово-метасоматичних породах, які мають назву вапнякових скарнів.

Аутигенні мінерали осадових гірських порід

Сульфіди

Пірит FeS_2 , сингонія кубічна.

У складі осадових порід частіше зустрічається як продукт діагенезу в умовах відновного середовища при наявності сірководню. Утворює дрібнозернисті агрегати у вигляді лінз або окремі індивіди, розпорошені у глинах, алевритах, пісковиках, вапняках, мергелях, вугільних пластах, а також зоо- та біоморфози, інколи конкреції та ооліти. На етапі пізнього діагенезу відбувається перекристалізація його агрегатів, він з'являється у міжзернових пустотах уламкових порід, утворює метакристали.

У шліфах непрозорий, у відбитому світлі жовтий або золотисто-жовтий. Зазвичай він відіграє роль акцесорного мінералу, і тільки у піщаниках та сланцях з мідною мінералізацією вміст його різко збільшується. У продуктивному горизонті Нікопольського марганцеворудного басейну дисульфід заліза поширений на площі розповсюдження карбонатних руд, де утворює дрібнозернисті скупчення у зональних конкреціях манганокальциту, у суцільних карбонатних рудах та у складі алеврито-глинистої породи.

Сфалерит $(\text{Zn,Fe})\text{S}$, сингонія кубічна.

Мінеральні індивіди ізометричні, іноді зустрічаються кристали у вигляді ромбододекаедрів або кубооктаедрів, агрегати землісті або коломорфні, іноді ооліти. У шліфах може бути безбарвним або коричневим напівпрозорим (у разі високого вмісту заліза). Мінерал ізотропний, але часто аномально анізотропний, тому бувають помітні полісинтетичні двійники. Спайність досконала по (110), показник заломлення близько 2,4.

Зустрічається у карбонатних породах галогенних формацій, відомий у бітумінозних глинах, разом з галенітом і піритом зустрічається у карбонатних і фосфатних конкреціях, у вапняках, мергелях, уламкових осадових породах, а також у вугільних пластах.

Карбонати

Тригональні карбонати: **кальцит** $\text{Ca}[\text{CO}_3]$, **доломіт** $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$, **сидерит** $\text{Fe}[\text{CO}_3]$, **родохрозит** $\text{Mn}[\text{CO}_3]$. Вони утворюють суттєво карбонатні породи (вапняки, доломіти, мергелі), можуть відігравати роль цементу уламкових порід (пісковики, гравеліти, конгломерати). Серед метаморфічних порід теж є суттєво карбонатні – це мармури, а от для магматичних порід (за винятком карбонатитів) ці мінерали є вторинними.

У шліфах прозорі, безбарвні, часто здаються сірими, що зумовлено явищем псевдоабсорбції. Для цих мінералів характерна різка відмінність показників заломлення світла залежно від напрямку коливань світла відносно осей оптичної індикатриси. Наприклад, для кальциту $n_o=1,66$; $n_e=1,49$. Це призводить до того, що при повертанні столика мікроскопа кристалічний

індивід в одному положенні має слабо помітні контурні лінії та шагрені, а в іншому – різкий рельєф і шагрені. У дрібнозернистих агрегатах іноді здаються сірими, а після включення аналізатора майже не змінюються.

Кристалічні індивіди без правильних форм, кристали у вигляді ромбодів зустрічаються рідко (частіше для доломіту). Спайність досконала по ромбодіу (три напрямки тріщин спайності), кути між системами тріщин спайності діагностичного значення не мають. Двозаломлення зростає від 0,170 у кальциту до 0,239 у сидериту. Інтерференційне забарвлення – біле вищих порядків, а у зрізах, які наближаються до ізотропних, з'являється синє або червоне забарвлення.

Загасання відносно ліній спайності симетричне або наближається до симетричного. Іноді після включення аналізатора виявляються полісинтетичні двійники (кальцит, доломіт) або сферолітова будова агрегатів: чорний хрест після загасання індивідів, видовженість яких збігається з нитками окуляра. Кристали одновісні, оптично від'ємні. Визначення мінеральних видів за оптичними властивостями не завжди надійне у зв'язку з тим, що названі вище карбонати у шліфах дуже схожі. При виконанні наукових досліджень виникає необхідність застосування термічного або рентгенівського методів.

При вирішенні рядових завдань буває достатнім просто віднести мінерал, що вивчається, до групи тригональних карбонатів. Цьому сприяє наявність у них ряду оптичних властивостей, які не повторюються в інших мінералів. Йдеться, перш за все, про високі показники заломлення, псевдоабсорбцію та білі перламутрові кольори інтерференції. У зв'язку з тим, що карбонати мають досконалу спайність і низьку твердість, при виготовленні шліфа вони викришуються, поверхня зрізів стає не рівною, а шорсткою. Це зумовлює зміну товщини зерна у його межах, що при дуже великій різниці між n_o і n_e призводить до помітного змінення двозаломлення та інтерференційного забарвлення зерна. Відрізнити білі кольори інтерференції вищих порядків від білого першого порядку вдається включенням аналізатора. Після цього на потоншених краях мінеральних індивідів з'являються численні ізохроматичні смужки, які відповідають зміненню кольорів на номограмі Мішель-Леві. При низькому двозаломленні на потоншених краях зерен буде спостерігатись лише біле та сіре забарвлення.

При дослідженні карбонатів слід мати на увазі таке:

- 1) якщо у мінералі відсутнє полісинтетичне двійниковання, це скоріше за все не кальцит;
- 2) полісинтетичні двійники дуже часто спостерігаються у кальциті, але іноколи бувають і у доломіті;
- 3) площини зрощування двійникових індивідів у доломіті збігаються з площинами спайності, що не характерно для кальциту;
- 4) тільки доломіт зустрічається у вигляді кристалів ромбодіричного габітусу, зрізи яких у шліфах мають форму ромбів;
- 5) магнетит ніколи не має полісинтетичних двійників;
- 6) у сидериту та родохрозиту обидва показники заломлення завжди вищі порівняно з канадським бальзамом;

7) карбонати з високим вмістом марганцю або заліза у шліфах бувають забарвлені, плеохроїзм від бурувато-жовтого до безбарвного.

Інколи визначення карбонатів проводять за методом штучного забарвлення. Для цього використовують рідинні барвники, а шліф повинен бути без покривного скла. Детальніше про цю методику можна дізнатися у роботі В.А. Наумова [11, с. 336–338].

Схожі мінерали та відмітні властивості:

1) мусковіт, серицит і талък схожі з карбонатами у шліфах, але не мають перламутрових інтерференційних кольорів;

2) сфен може мати перламутрові кольори інтерференційного забарвлення, але у нього зеленувато-буре власне забарвлення, яке виявляється без аналізатора, та відсутня псевдоабсорбція. Крім того, сфен двовісний, оптично позитивний, а тригональні карбонати одновісні, від'ємні;

3) канкриніт не має перламутрових кольорів інтерференції, а показники заломлення його завжди менші порівняно з канадським бальзамом.

Для кальциту – найпоширенішого карбонату у складі осадових порід – типовим змінням на етапах діагенезу, катагенезу і метагенезу є перекристалізація зі збільшенням розмірів індивідів, часткове розчинення і перевідкладення у пустотах гірської породи.

У карбонатах цієї групи часто мають місце ізоморфні заміщення катіонів. Відомі ізоморфні ряди: магнезит $Mg[CO_3]$ – сидерит $Fe[CO_3]$, родохрозит $Mn[CO_3]$ – сидерит $Fe[CO_3]$, родохрозит $Mn[CO_3]$ – кальцит $Ca[CO_3]$. У складі карбонатних марганцевих руд Нікопольського родовища родохрозит зустрічається дуже рідко, переважають манганокальцит $(Ca,Mn)[CO_3]$ і кальцієвий родохрозит $(Mn,Ca)[CO_3]$.

Ромбічний карбонат: **арагоніт** $Ca[CO_3]$. У шліфах безбарвний, мінеральні індивіди пластинчасті, видовжено-призматичні, голчасті, агрегати радіально-променисті; спайність по (010) недосконала. Часто двійники по (110), інколи полісинтетичне двійниковування.

Оптичні властивості: $n_g=1,686$; $n_m=1,682$; $n_p=1,530$; $n_g-n_p=0,156$. Кольори інтерференції ніжні, різноманітні, вищих порядків. Загасання пряме, видовженість від'ємна, псевдоабсорбція добре помітна. Мінерал двовісний, оптично від'ємний, $2V_{Np}=18^\circ$, дисперсія слабка: $r < v$. У схожого з ним кальциту спайність досконала у трьох напрямках.

Арагоніт утворюється у корах вивітрювання, відомий в осадових родовищах залізних руд, може бути біогенним, складає черепашки молюсків. Карбонатні осади у мілководних затоках сучасних океанів у межах аридних зон майже повністю складені оолітами арагоніту. Широко розповсюджений в Україні (марганцеві глинисто-мергельні ритмоліти Бурштинського родовища, залізни руди Керченського родовища, у межах Донбасу та Закарпаття).

Фосфати

Фосфати кальцію групи апатиту. Кристалізуються у гексагональній сингонії. Характерною рисою цих мінералів є значні коливання хімічного

складу внаслідок ізоморфних заміщень аніонних комплексів, на підставі чого виділяють ряд різновидів:

карбонатпатит $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6[\text{CO}_3]$,
фторапатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$,
франколіт $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6[\text{F}_2, (\text{OH})_2, (\text{CO}_3)]$,
курскіт $\text{Ca}_8[\text{PO}_4]_4[\text{CO}_3]\text{F}(\text{OH})$,
гідроксилпатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{OH})$.

Такі фосфати відіграють роль цементу в деяких уламкових породах, а у складі фосфоритів зустрічаються у вигляді конкрецій, жовен, дрібнозернистих агрегатів. У продуктивному горизонті Нікопольського марганцеворудного басейну фосфати утворюють сипкі мікрозернисті скупчення, які заповнюють пустоти в алеврито-глинистих породах, вкривають стінки пустот у карбонатних та окисних рудах, іноді концентруються у кулеподібних агрегатах.

Названі вище мінерали дуже близькі між собою за оптичними властивостями, серед них зустрічаються слабоокристалізовані або навіть аморфні утворення, тому номенклатура їх з'ясовується тільки після вивчення хімічного складу.

У прозорих шліфах безбарвні або мають слабкі жовтуваті чи буруваті відтінки за рахунок механічних домішок гідроксидів заліза, гідроксидів марганцю або органічної речовини. Мінеральні індивіди ізометричні або голчасті, у прихованокристалічних агрегатах форма їх слабо помітна. Показники заломлення коливаються від 1,60 до 1,65, а двозаломлення найчастіше у межах 0,003–0,006. У карбонатного гідроксилпатиту (подоліт) двозаломлення підвищується до 0,007–0,008. Коломорфні та аморфні агрегати, які називають колофаном, вважаються аморфними різновидами франколіту.

При наявності видовження індивідів помітне пряме загасання. $2VNg$ змінюється від 0° до 40° .

Від схожих мінералів, що входять до складу осадових гірських порід, відрізняються високими показниками заломлення, шагрень добре помітна при частково прикритій діафрагмі.

Фосфати заліза групи вівіаніту $\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Вівіаніт кристалізується у моноклінній сингонії. В умовах доступу вільного кисню залізо, що входить до складу цього фосфату, поступово переходить у тривалентну форму, мінерал псевдоморфно заміщується керченітом. Вівіаніт у шліфах безбарвний, а частково окиснені різновиди його забарвлені з плеохроїзмом від синього по Np до жовтувато-зеленого по Ng.

Часто утворює призматичні кристали, неогранені індивіди мають стовпчасту, голчасту форму, агрегати радіально-променисті. Спайність досконала по (010), ясна по (100). Показники заломлення: $n_p=1,580-1,582$; $n_g=1,627-1,636$. Двозаломлення коливається від 0,047 до 0,055; загасання косе, $Z: Ng=28^\circ$, видовженість кристалів позитивна. $2VNg=81-85^\circ$, дисперсія: $r > v$.

Вівіаніт -- типовий мінерал окисних родовищ заліза осадового походження (наприклад, Керченський залізорудний басейн), де утворюється в умовах відновного середовища за рахунок фосфору органічних залишків. При окиснювальних процесах кристалічно-зернисті агрегати його заміщуються

керченітом, а силкі прихованокристалічні агрегати переходять у босфорит $\text{Fe}_9[\text{PO}_4]_6(\text{OH})_9 \cdot 21\text{H}_2\text{O}$.

Сульфати

Барит $\text{Ba}[\text{SO}_4]$, сингонія ромбічна. У шліфах безбарвний, зрідка жовтуватий. Мінеральні індивіди таблитчасті, пластинчасті, іноді призматичні, голчасті.

Спайність у трьох напрямках: досконала по (001), ясна по (010) та по (210). Оптичні властивості: $n_g=1,648$; $n_m=1,637$; $n_p=1,636$; двозаломлення 0,012 (жовте інтерференційне забарвлення першого порядку), $2VNg=36-38^\circ$; дисперсія слабка: $r > v$. Загасання пряме, видовженість позитивна.

При формуванні осадових порід барит може утворюватись на етапі седиментогенезу та у діагенезісі. Лінзи і жовна бариту знаходять у карбонатних відкладах, які супроводжують галогенні формації, іноді він входить до складу цементу уламкових порід. Конкреції бариту зустрічаються у шарах глин, залізних та марганцевих руд осадового походження (Керч, Орджонікідзе, Токмак).

Схожі мінерали та їх відмітні властивості:

- 1) целестин $\text{Sr}[\text{SO}_4]$ – нижчі показники заломлення, менше двозаломлення (до 0,009), більший кут між оптичними осями: $2VNg = 51^\circ$;
- 2) карбонати мають високе двозаломлення, чітко помітну псевдо-абсорбцію.

Гіпс $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, сингонія моноклінна. У шліфах безбарвний, зустрічається у вигляді дрібнозернистих скупчень або таблитчастих, призматичних і волокнистих індивідів, характерні двійники зрощування по (100) та (101).

Має досконалау спайність по другому пінакоїду (010) та ясну спайність по (100). Загасання косе, $Z:Ng = 52^\circ$. Вісь Nm оптичної індикатриси збігається з другою кристалографічною віссю кристала, тому характер видовженості може бути і позитивним, і негативним. Оптичні властивості: $n_g=1,529-1,531$; $n_m=1,523-1,526$; $n_p=1,519-1,521$; двозаломлення 0,010; $2VNg=58^\circ$; дисперсія сильна: $r > v$.

При виготовленні шліфа часто зневоджується і переходить у волокнистий або голчастий агрегат безбарвного напівгідрату сульфату $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$. Цей мінерал є одновісним, має такі оптичні властивості: $n_o=1,558$; $n_e=1,586$; двозаломлення 0,028.

Гіпс – один з типових мінералів хомогенного осадового процесу, в умовах катагенезу переходить у безводний сульфат кальцію ангідрит $\text{Ca}[\text{SO}_4]$. У корях вивітрювання, у пластах глин та алевроитово-глинистих порід зустрічаються досить крупні його кристали або конкреції.

Ангідрит $\text{Ca}[\text{SO}_4]$, сингонія ромбічна. У шліфах безбарвний. Зустрічається у вигляді пластинчастих, стовпчастих або голчастих індивідів. На пластинчастих кристалах добре помітно три напрямки спайності: по (001) та по (010) – досконала, а по (100) – ясна.

Двійники прості або полісинтетичні. Загасання пряме.

Оптичні властивості: $n_g=1,609-1,618$; $n_m=1,574-1,579$; $n_p=1,569-1,574$; двозаломлення $0,044$; $2V_{Ng} = 42^\circ$, дисперсія: $r > v$.

Ангідрит є важливим мінералом соляних порід морського походження, де зустрічається в асоціаціях з хлоридами, гіпсом та іншими сульфатами. Утворюється також при дегідратації гіпсу (умови катагенезу або метаморфізму).

Ярозит $KFe^{3+}_3[SO_4]_2(OH)_6$. Сингонія тригональна. Зустрічається у вигляді ромбодричних кристалів, гексагональних таблитчастих або лускуватих індивідів. Агрегати дрібнозернисті, щільні або пухкі, землісті. У шліфах жовтий з плеохроїзмом до безбарвного, схема абсорбції: $Ng > Np$. Має ясну спайність по (0001), загасання пряме. Іноді утворює двійники у вигляді шести сегментів.

Оптичні властивості: $n_o=1,820$; $n_e=1,715$; двозаломлення становить $0,105$. Спостерігається агрегатна поляризація при різко вираженій шагрені. Одновісний, оптично від'ємний, іноді аномально двовісний.

Ярозит – широко розповсюджений мінерал в Україні. Відомий як продукт окиснення піриту у кам'яновугільних відкладах Донбасу, у зоні окиснення мідноколчеданних проявів Чивчинських гір, у Берегівському районі Закарпаття. Супутні мінерали: гетит, гематит, кварц, алуніт.

Оксиди і гідроксиди

Гідроксиди марганцю. Мінерали цієї групи часто зустрічаються у корях вивітрювання багатьох типів гірських порід, у зоні окиснення рудних родовищ, а на півдні України вони утворюють значні скупчення в алевритово-глинистих відкладах олігоцену, входячи до складу марганцеворудного горизонту. При виконанні дослідних робіт слід зважати на такі особливості гідроксидів марганцю:

- 1) вони часто мають стан слабоокристалізованих або субколоїдальних утворень, що ускладнює ідентифікацію мінералів за їх морфологічними та кристалооптичними властивостями;
- 2) мінерали здебільшого просвічуються лише у тонких пластинках;
- 3) показники заломлення деяких мінералів дуже високі і можуть бути визначені лише у спеціальних імерсійних препаратах, наприклад у сплавах сірка-селен.

За допомогою поляризаційного мікроскопа у прозорих шліфах та імерсійних препаратах із числа гідроксидів марганцю упевнено можна визначити декілька фаз, перелік і короткий опис яких наведено нижче.

1. Рентгеноаморфні, оптично ізотропні сполуки з сумарним (комплексним) показником заломлення $n=1,80-1,82$. Ці мінерали називають манганогелями ($MnO_2 \cdot nH_2O$).
2. Гетерогенні системи оксидних сполук марганцю із сумарним показником заломлення $n=1,82-1,88$. Ці сполуки являють собою колоїдні агрегати, у яких дисперсна фаза має кристалічну будову. Хімічний склад їх можна

- зобразити у такому вигляді: $\text{RO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot \text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, де R – катіони Ca^{2+} , K_2^+ та інші.
- Криptomелан $\text{K}_{2-y}\text{Mn}_{8-z}\text{O}_{16-x}(\text{OH})_x$, де $y=0,8-1,3$; $z=0-0,5$; $x \approx 1$. Мінерал тетрагональної сингонії. Часто утворює прихованокристалічні агрегати, які у шліфах та імерсійних препаратах слабо просвічуються і мають червонувато-буре забарвлення. Показники заломлення змінюються від 1,9 (пуккі землісті скупчення) до 2,02 (жовна, конкреції). Просвічування спостерігається у відламках розміром не більше 5–7 нм.
 - Тодорокіт $(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Ba})_2\text{Mn}_5\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Сингонія ромбічна. Зустрічається у вигляді пухких, землистих скупчень або явно кристалічних радіально-пластинчастих та голчастих зростків. У шліфах слабо просвічується, плеохроїзм від темно-бурого по Np до червонувато-бурого по Ng. Головні показники заломлення: $n_g=2,52$; $n_p=2,32$. Спайність досконала по (001) та (100), загасання пряме.
 - Манганіт $\text{MnO} \cdot \text{OH}$. Сингонія моноклінна. Зустрічається у вигляді приховано-кристалічних агрегатів (конкреції, ооліти, сипкі землісті маси) і призматичних кристалів. У шліфах його індивіди розміром до 20 нм темно-бурі, а більш товсті зерна просвічуються у межах потоншеного краю, де часто помітне чергування смуг інтерференційного забарвлення різних порядків. Показники заломлення: $n_g=2,49$; $n_p=2,08$. Характер видовженості позитивний, загасання близьке до прямого, $Z:N_g=0-4^\circ$.

Дуже часто заміщується піролюзитом MnO_2 до утворення повних псевдоморфоз, а при зниженні окисно-відновного потенціалу Eh в умовах діагенезису сам метасоматично заміщує агрегати криptomелану.

Визначення слабо окристалізованих гідроксидів марганцю за зовнішніми ознаками без застосування рентгенівського аналізу в багатьох випадках є практично неможливим. З цієї причини при виконанні польових досліджень геологи використовують такі збірні терміни: „псиломелан-вади” або просто «вад». Лабораторні дослідження свідчать, що «вади» є колоїдами або частково розкристалізованими колоїдами, до складу яких, окрім марганцю, іноді входять інші метали – кобальт (асболан), мідь (лампадит), цинк (тунерит). Стосовно невизначеного терміну «псиломелан-вад» слід пам'ятати, що існує самостійний гідроксид марганцю псиломелан $(\text{Ba}, \text{Mn}^{2+})(\text{O}, \text{OH})_6 \text{Mn}_8^{4+}\text{O}_{16}$. Зовні близький до криptomелану, у шліфах непрозорий.

Гідроксиди алюмінію

Діаспор $\text{AlO} \cdot (\text{OH})$. Сингонія ромбічна. У шліфах безбарвний, іноді коричневий або рожевий (домішки заліза або марганцю у складі мінералу) із слабким плеохроїзмом за схемою: $\text{Ng} > \text{Nm} > \text{Np}$. Утворює тонко пластинчасті або лускуваті індивіди, іноді видовжені по осі Z. Спайність по (010) дуже досконала і слабка по призмі (110). Рельєф високий: $n_g=1,730-1,752$; $n_m=1,705-1,725$; $n_p=1,682-1,706$; $n_g-n_p=0,040-0,050$. Орієнтування оптичної індикатрис: Np збігається з віссю Z, тому загасання пряме, характер видовженості від'ємний. Двовісний, $2\text{VNg}=84-86^\circ$, дисперсія слабка: $r < v$.

Зустрічається також у вигляді приховано-кристалічних агрегатів, де він майже ізотропний, що ускладнює діагностику. Діаспор кристалізується у корках вивітрювання. В умовах гіпергенезу може перетворюватись у каолініт (при достатній концентрації кремнезему у воді), а в умовах термального метаморфізму переходить у корунд Al_2O_3 .

Схожі мінерали та їх відмітні властивості:

- 1) корунд має більші показники заломлення і нижче двозаломлення;
- 2) силіманіт – менші показники заломлення і нижче двозаломлення; голчаста форма кристалів, сильна дисперсія: $\gamma > \nu$.

Гібсит (гідраргіліт) $Al(OH)_3$. Сингонія моноклінна. У шліфах безбарвний, іноді світло-бурий (механічні домішки високодисперсних гідроксидів заліза). Кристали зустрічаються рідко, мають таблитчасту, іноді псевдогексагональну форму, властиві прості або полісинтетичні двійники. Не огранені індивіди тонколускати. Часто має вигляд приховано-кристалічних або навіть рентгеноаморфних агрегатів, у складі яких окремі мінеральні індивіди не розрізняються. Зустрічаються скупчення дрібних мінеральних зерен без певної форми, але частіше – це кулеподібні утворення (ооліти). Спайність дуже досконала по (001).

Оптичні властивості: $n_g=1,58-1,60$; двозаломлення 0,021. Знак видовженості позитивний, загасання косе, $Z:N_g=21^\circ$; мінерал двовісний, $2VN_g=0-40^\circ$; дисперсія сильна: $\gamma > \nu$.

В умовах гіпергенезу поступово заміщується каолінітом, іноді – карбонатами, а в океанічних осадах може заміщуватись хлоритом. Гібсит – типовий і широко розповсюджений мінерал кори вивітрювання латеритного типу, іноді утворюється також при хімічному вивітрюванні сульфідів заліза. Гібсит такого походження знайдено у верхній частині шару марганцевої руди Нікопольського басейну в асоціації з алунітом, галузитом і тодорокітом (гідроксид марганцю).

Схожі мінерали та їх відмітні властивості:

- 1) каолініт – нижче двозаломлення;
- 2) мусковіт – оптично від'ємний.

Беміт $AlO \cdot OH$. Сингонія ромбічна. У шліфах безбарвний. Типова форма знаходження – прихованокристалічні агрегати. Мінеральні індивіди голчасті, призматичні, пластинчасті, мають досконалау спайність по (010). Іноді мінеральні зерна бувають настільки дрібними, що у шліфах під мікроскопом важко визначається їх форма, а при включеному аналізаторі помітна лише агрегатна поляризація. Оптичні властивості: $n_g=1,65-1,67$; $n_m=1,65-1,66$; $n_p=1,64-1,65$; двозаломлення становить 0,013–0,015. Прихованокристалічні агрегати мають середній показник заломлення 1,640–1,645. Загасання пряме. Зустрічається у бокситах, часто заповнює пори і тріщини у мінеральних агрегатах інших гідроксидів алюмінію. Беміт, як і діаспор, в умовах термального метаморфізму переходить у форму безводного оксиду алюмінію-корунду.

Група кремнезему

Халцедон SiO_2 . Халцедон є прихованокристалічним різновидом кварцу, тому його структура відповідає тригональній сингонії. У шліфах безбарвний, при наявності механічних домішок може бути голубуватим або світло-бурим. Кристалічні індивіди мають голчасту або волокнисту форму, зрощування їх можуть бути сферолітовими, гніздовидними, віялоподібними і паралельно-волокнистими агрегатами, нерідко зональними, смугастими.

Оптичні властивості: $n_e=1,533-1,539$; $n_o=1,530-1,533$; двозаломлення $0,007-0,008$; шагренева поверхня відсутня, рельєф слабо помітний. Загасання пряме, видовженість від'ємна (видовженість збігається з віссю симетрії другого порядку). У разі позитивного характеру видовженості мінерал називається кварцином.

У складі осадових порід може бути як аутигенним, так і алотигенним (уламки мигдалин або жильних мінеральних тіл гідротермального походження). Схожі з халцедоном голчасті індивіди цеолітів мають нижчі показники заломлення.

Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Мінерал являє собою рентгеноаморфну модифікацію кремнезему (опал-А) зі змінним вмістом води. У шліфах може бути безбарвним або сірим, буруватим, жовтуватим, зеленуватим. Забарвлення зумовлене механічними домішками гідроксидів заліза, марганцю, алюмінію.

Зустрічається у вигляді безформних мас, іноді помітна глобулярна будова. Оптично ізотропний, показник заломлення змінюється залежно від вмісту води: $n=1,40-1,46$. Рельєф високий від'ємний, шагренева поверхня дуже різка. Іноді слабо проявляється двозаломлення, що зумовлено напруженням речовини при усиханні колоїдів.

Слід мати на увазі, що існує мінерал, який різними авторами називається люсагітом, опал-кристобалітом або опалом-КТ. Хімічна формула його SiO_2 , сингонія тетрагональна. Оптичні властивості: $n_o=1,487$; $n_e=1,484$; двозаломлення від $0,001$ до $0,005$. У шліфах здебільшого утворює мікрозернисті зростання з опалом-А і здається ізотропним. У складі цементу пісковиків утворює широкі облямівки, які мають пластинчасту форму індивідів, високий від'ємний рельєф, позитивну видовженість, сіре інтерференційне забарвлення.

Усі схожі з опалом мінерали (содаліт, вулканічне скло, анальцим) мають вищі показники заломлення.

У складі осадових порід опал має хемогенне, вулканічне або органічне походження. Разом з опалом-КТ у вигляді суцільних мас входить до складу опок, трепелів, кременистих глин і фосфоритів, утворює конкреції і цемент уламкових порід.

Гідроксиди заліза

Гетит $\text{FeO} \cdot \text{OH}$. Мінерал ромбічної сингонії, кристали видовжені, голчасті, зустрічаються рідко. Здебільшого утворює прихованокристалічні шільні або сипкі, вохристі агрегати. У шліфах проявляється плеохроїзм:

по Ng – оранжево-жовтий, по Nm – бурувато-жовтий, по Nr – ясно-жовтий. Оптичні властивості: $n_g=2,40$; $n_p=2,26$; двозаломлення 0,138; двовісний, оптичний знак від'ємний; загасання пряме.

Зустрічаються різновиди з надлишковою водою – $FeO \cdot OH \cdot nH_2O$, які є аморфними або лише частково розкristалізованими. Такий гетит у шліфах жовтувато-бурий або червоно-бурий, нерідко коломорфний, оптично ізоотропний, показник заломлення знижується до 2,0–2,1.

Гетит – це широко розповсюджений продукт змінення сульфідів, карбонатів та інших мінералів, у складі яких залізо знаходиться у двовалентній формі. Гетит входить до складу глинистих агрегатів, а іноді – до складу цементу, який скріплює уламки у пісковиках і конгломератах.

Силікати шаруватої структури

Каолініт $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$. Сингонія триклінна або моноклінна. У шліфах безбарвний, рідко жовтуватий, слабозкristалізовані високодисперсні агрегати здаються непрозорими. Кристалічні індивіди дрібнолускуваті, зустрічаються віялоподібні та розетковидні зрощування тонколистуватих кристалів, які мають псевдогексагональний вигляд. У складі деяких глин розмір і форму індивідів удається вивчити лише за допомогою електронного мікроскопа.

Спайність по (001) дуже досконала, але спостерігається лише на порівняно крупних кристалах. Оптичні властивості: $n_g=1,560-1,570$; $n_p=1,553-1,563$; двозаломлення 0,007; інтерференційне забарвлення сіре. Загасання пряме, характер видовженості позитивний, $2V_{Ng}=24-50^\circ$, дисперсія слабка: $r > v$.

Каолініт утворюється у корах вивітрювання при зміні різних порід як продукт розкладання польових шпатів, фельдшпатоїдів, слюд, вулканічного скла. Входить до складу глин, мергелів. Виникає також при метасоматичному змінованні вулканічних порід (процес аргілізації) та шляхом заміщення польових шпатів і фельдшпатоїдів під впливом низькотемпературних розчинів (процес пелітизації).

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) монтморилоніт має вище двозаломлення, менший показник заломлення;
- 2) серицит має вище двозаломлення.

Глауконіт $K(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Mg)[AlSi_3O_{10}](OH)_2$. Кристалізується у моноклінній сингонії. У шліфах завжди забарвлений, часто спостерігається плеохроїзм: по Nr – синьо-зелений, жовто-зелений, зеленувато-жовтий; по Ng – коричнево-жовтий, темно-зелений, синьо-зелений. Мінеральні індивіди лускуваті або зернисті, ніколи не бувають ідіоморфними. Часто зустрічаються кулеподібні агрегати, у складі яких, крім дрібнолускуватого глауконіту, можуть бути інші мінерали: пірит, опал, халцедон, кварц, слюда.

Спайність досконала, проявляється рідко. Оптичні властивості: $n_g=1,614-1,644$; $n_p=1,592-1,612$; двозаломлення становить від 0,022 до 0,032;

$2V_N \rho = 10-24^\circ$; дисперсія слабка: $r > v$. Загасання пряме, характер видовженості позитивний.

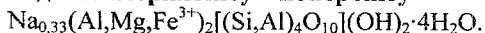
Власне густе забарвлення мінералу є причиною того, що кулеподібні утворення, які мають агрегатну поляризацію, залишаються зеленими і після включення аналізатора.

Глауконіт має осадово-діагенетичне походження, входить до складу глин, пісковиків, піску, карбонатних осадових порід.

Схожі мінерали та відмітні властивості:

- 1) хлорит має нижче двозаломлення;
- 2) тюрингіт – більший показник заломлення світла.

Ряд монтморилоніту – нонтроніту



Мінерали цього ряду являють собою алюмосилікати шарової будови, оптичні властивості яких суттєво змінюються відповідно до коливань хімічного складу, перш за все, у зв'язку із вмістом заліза.

Монтморилоніт у шліфах безбарвний або зеленувато-жовтий, утворює приховано-кристалічні або дрібнолускуваті агрегати. Показники заломлення можуть бути нижчими порівняно з бальзамом: $n_g = 1,50-1,60$; $n_p = 1,48-1,57$. Двозаломлення становить $0,020-0,030$.

Нонтроніт у шліфах зеленувато-жовтий з плеохроїзмом від зеленого (по Ng) до жовтуватого (по Np). Кристалічні індивіди лускуваті, волокнисті або пластинчасті. Оптичні властивості: $n_g = 1,57-1,64$; $n_p = 1,56-1,61$; двозаломлення може підніматися до $0,033-0,045$.

Мінерали цього ряду мають досконалу спайність, яка рідко буває помітною (дуже дрібні індивіди), загасання індивідів пряме, видовженість позитивна.

Монтморилоніт утворюється при хімічному вивітрюванні магматичних порід основного складу, вулканічного попелу, а також при аргілізації ефузивних порід. Нонтроніт є типовою складовою кори вивітрювання ультраосновних магматичних порід. Обидва мінерали входять до складу глинистих осадових порід, де бувають в асоціаціях з глауконітом, гідрослюдою, цеолітами. Такий мінеральний склад має глиниста фракція продуктивного горизонту Нікопольського марганцеворудного родовища.

Гідрослюда $\text{K}_{1-x}(\text{H}_2\text{O})_2\text{Al}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ Термін “гідрослюда” – збиральний для позначення шаруватих алюмосилікатів, проміжних між слюдами з одного боку та глинистими мінералами (каолініт, монтморилоніт) з другого. Синонімами цієї назви вважають гідромусковіт або іліт [4], хоч до складу останнього входять алюміній, магній, залізо. Загальноприйнятим є те, що гідрослюди входять до складу низькотемпературних метасоматитів, утворюються при екзогенному змінюванні алюмосилікатів, а також в умовах катагенезу монтморилонітових глин. Мінерали цієї групи – переважаюча складова частина глинистої фракції сучасних морських осадів.

У шліфах безбарвна, а у присутності розпорошених гідроксидів заліза має жовті, буруваті або зеленуваті відтінки. Кристалічні індивіди пластинчасті, лускоподібні або ізометричні. Спайність досконала, але помітна рідко (дрібні

зерна). Показники заломлення змінюються залежно від хімічного складу гідроліод: $n_p=1,54-1,57$; $n_g=1,57-1,67$; двозаломлення 0,030. Загасання пряме, видовженість позитивна, $2VN_p=10^\circ$.

Галуазит $Al_4(OH)_3 [Si_4O_{10}] \cdot 4H_2O$. Сингонія моноклінна. Іноді його називають гідратизованим каолінітом, хоч насправді це самостійний мінеральний вид. Вміст води у складі мінералу може зменшуватись, тоді він переходить у метагалуазит. Може змінюватись також і ступінь окристалізованості.

У шліфах безбарвний, агрегати прихованокристалічні. Мінеральні індивіди можна розрізнити лише при застосуванні електронного мікроскопа. Вони мають вигляд характерних лише для галуазиту рулоноподібних або трубчастих утворень, що являють собою згорнуті тонколускуваті кристали.

Показники заломлення змінюються у межах від 1,507 до 1,530, у метагалуазиту підвищуються до 1,54–1,55. Двозаломлення 0,002.

Зустрічається у корах вивітрювання разом з каолінітом у складі глинистих утворень. Мономінеральні агрегати його можуть кристалізуватись при гіпергенному окисненні дисульфідів заліза (пірит, марказит), що входять до складу алмосилікатних порід (продуктивний горизонт Південно-Українських осадових марганцеворудних родовищ), а також в умовах метасоматичної переробки вулканічних туфів під впливом гідротермальних розчинів (Берегівське золотосульфідне родовище, Закарпаття).

Схожий з ним каолініт має вищі показники заломлення, вище двозаломлення, у шліфах нерідко помітні дрібнолускуваті індивіди.

Вермикуліт $(Mg,Ca)_{0,7}(Mg,Fe^{3+},Al)_{6,0}[(Si,Al)_8O_{20}](OH)_4 \cdot 8H_2O$.

Кристалізується у моноклінній сингонії. У шліфах його лускоподібні або пластинчасті індивіди можуть бути майже безбарвними (N_p), зеленувато-жовтими або світло-буруватими (N_g, N_m). Спайність досконала в одному напрямку, загасання майже пряме, видовженість позитивна. Оптичні властивості: $n_p=1,52-1,561$; $n_g, n_m=1,545-1,581$; двозаломлення 0,020–0,030; $2VN_p=0-8^\circ$; дисперсія слабка: $r > v$.

Схожі мінерали та їх відмітні властивості:

- 1) біотит має більші показники заломлення і вище двозаломлення;
- 2) хлорити – нижче двозаломлення.

Вермикуліт утворюється при хімічному вивітрюванні біотиту, флогопіту, хлоритів, рогової обманки. Входить до складу різних осадових порід.

Алофан $Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$. Аморфний. Оптичні властивості: ізотропний, показник заломлення змінюється від 1,47 до 1,57. Зустрічається у корах вивітрювання вулканічних порід, іноді заміщує лужні польові шпати і плагіоклази, відомий також у продуктах метасоматичного заміщення андезитів та ліпаритів (процеси аргілізації), у складі неорганічної речовини кам'яновугільних шарів. У прозорих шліфах безбарвний, слабо реагує на поляризоване світло (аномальна анізотропія).

Утворює кірки, напливи, дрібні кулеподібні скупчення, сипкі агрегати. З часом переходить у кристалічні мінерали алюмінію та кремнію. Супутні

мінерали: галуазит, каолінит, гібсит, опал, продукти вивітрювання вулканічного скла.

Силікати каркасної структури

Лужні польові шпати $K[Al Si_3 O_8]$. Мінерали цієї групи зустрічаються в основному у складі уламкових порід – пісковиків, алевролітів. Кількісна частка їх у названих породах невелика, вони утворюють тонкі облямівки навколо зерен польових шпатів теригенного походження, тобто має місце регенерація кристалів. При цьому на уламках ортоклазу наростають облямівки аутигенного ортоклазу, а на уламках мікрокліну можуть наростати облямівки мікрокліну і ортоклазу [11]. Аутигенні польові шпати завжди безбарвні, не мають врощувань альбіту, у кристалах мікрокліну відсутні полісинтетичні двійники, які у разі магматичного походження цього мінералу утворювали характерну “мікроклінову ґратку”. Ортоклаз іноді зустрічається у вигляді кристалів.

Група цеолітів. Ці мінерали є типовими аутигенними утвореннями у складі різних петрографічних і фаціально-генетичних типів відкладів. Виділяють декілька генетичних типів цеолітів та їх асоціацій або фацій: сучасні й древні оксаничні осади, осадові утворення з пірокластичним матеріалом, асоціація регіонального епігенезу та інші [11]. Найчастіше у складі осадових порід зустрічаються гейландит, кліноптилоліт, філіпсит. Цеоліти з групи гейландиту, наприклад, входять до складу алевритово-глинистої породи, яка є родовміщуючою у межах Західної площі Нікопольського родовища марганцю.

Як уже було сказано вище (розділ “Вторинні мінерали магматичних порід”), оптичні властивості багатьох цеолітів дуже близькі. Вони характеризуються низькими показниками заломлення, малим двозаломленням. Наводимо оптичні константи найбільш поширених цеолітів, які кристалізуються у моноклінній сингонії.

Філіпсит $(0.5Ca, Na, K)_3 [Al Si_5 O_{10}] \cdot 6H_2O$. Часто зустрічається у вигляді двійникових зрощувань кристалів, які мають квадратну або ромбовидну форму зрізу, та у вигляді радіально-променистих агрегатів. У шліфах завжди безбарвний, спайність досконала по другому пінакоїду (010) та ясна по (100), видовженість позитивна, $Z:N_g = 10-30^\circ$. Показники заломлення: $n_g = 1,486-1,514$; $n_m = 1,484-1,509$; $n_p = 1,483-1,504$; двозаломлення $0,003-0,010$.

Кліноптилоліт $Na_3 [Al_3 Si_{15} O_{36}] \cdot 12H_2O$. Індивіди пластинчасті, таблитчасті, у шліфах безбарвні, спайність досконала по (010). Показники заломлення: $n_g = 1,481$; $n_p = 1,478$; двозаломлення $0,003$.

Гейландит $(Ca, Na_2) [Al_2 Si_7 O_{18}] \cdot 6H_2O$. Сингонія моноклінна. У шліфах безбарвний, мінеральні індивіди пластинчасті, таблитчасті, іноді ізометричні. Спайність досконала по (010), видовженість від’ємна. Оптичні властивості: $n_g = 1,501-1,505$; $n_m = 1,497-1,500$; $n_p = 1,496-1,499$; двозаломлення $0,005-0,006$; кут $2VN_g$ коливається у широких межах – від декількох градусів до 50° .

ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ГРУПУ АЛОТИГЕННИХ МІНЕРАЛІВ

ОСАДОВИХ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Алотигенними називають уламки гірських порід та мінерали, які виникли раніше порівняно з тими осадовими утвореннями, до складу яких вони входять. Ці компоненти були привнесені ззовні. Так, уламки зерен циркону у складі алевритоглинистої породи, яка утворилась на дні морського водоймища, є алотигенними. Циркон кристалізувався з магми і був складовою частиною магматичної породи, після руйнування якої він потрапив з поверхневими водами до морського басейну.

Алотигенні мінерали є головною частиною уламкових гірських порід, зустрічаються також у карбонатних, пісчано-глинистих та інших утвореннях. Переважна частина мінеральної маси цих порід накопичувалась на суші як продукти вивітрювання магматичних та метаморфічних порід. У цьому процесі відбувалась дезінтеграція початкових порід ендегенного походження, зміна фізико-хімічних умов середовища призводила до руйнування деяких мінералів і утворення нових сполук, стійких у нових умовах. Унаслідок цього на суші формується так звана кора вивітрювання.

Мінерали магматичних та метаморфічних порід значно відрізняються за ознакою стійкості в умовах хімічного вивітрювання. Така відмінність між ними зберігається на стадіях діагенезу і катагенезу. У зв'язку з цим серед алотигенних мінералів відрізняють стійкі до процесів літогенезу (наприклад, кварц, циркон, рутил, турмалін, корунд), помірно стійкі (сфен, епідот, польові шпати) і слабо стійкі (олівін, рогові обманки, біотит, сульфіди заліза).

Переміщення сипкого матеріалу кори вивітрювання за допомогою води й вітру призводить до накопичування цього матеріалу у водоймах і формування уламкових та деяких інших груп осадових порід. Головну роль у формуванні таких поширених осадових порід, як пісковики, алеврити і алевритоглинисті утворення, відіграють кварц, польові шпати, каолінит або гідрослюди. Інші алотигенні мінерали у складі уламкових порід мають другорядне значення і лише в окремих випадках утворюють значні скупчення (розсипні родовища рутилу, ільменіту, циркону).

Оптичні властивості алотигенних мінералів практично такі самі, як у цих же мінералів у складі магматичних та метаморфічних порід, а відмінність за морфологічними ознаками помітна дуже сильно. Навіть хімічно стійкі мінерали на шляху перенесення уламкового матеріалу та у морських водоймах піддаються механічному руйнуванню, унаслідок чого відбувається часткове або майже повне закруглювання мінеральних індивідів. У мінералів, які мають таблитчасту форму і досконалу спайність, закруглювання уламків відбувається лише частково. Наприклад, зерна кварцу з уламкових осадових порід рідко мають правильний кристалографічний обрис, переважають ізометричні форми з різним ступенем закруглювання: від гострокутних до кулеподібних. А от у дистену з осадових порід індивіди часто мають видовжено-пластинчасту форму, а кутастоокруглі зерна зустрічаються дуже рідко.

Зазначимо, що ступінь вирівнювання гострих виступів на поверхні кристалічних індивідів при інших однакових умовах залежить від далекості перенесення уламкового матеріалу, а механічне руйнування дрібних уламків алевроитової фракції слабо помітне. З цієї причини для одного і того ж мінералу у різних шліфах іноді можна визначити видовжено-призматичні, пластинчасті або закруглені індивіди.

Для кварцу з уламкових осадових порід властиве явище регенерації: нарощування в умовах літогенезу нових шарів кремнезему на уламках його кристалів магматичного або метаморфічного походження. Рідко зустрічаються також новоутворення циркону, сфену, епідоту, турмаліну, анатазу, брукіту, рутилу, магнетиту.

При вивченні осадових порід у шліфах слід звертати увагу на прояви корозії зерен алотигенних мінералів, наявність включень у них сукупних мінералів та залишків мінералоутворюючого середовища з метою використання цих спостережень для вирішення різних генетичних питань. Так, змінення зерен уламкового кварцу на стадіях діагенезу або катагенезу призводить до утворення нерівної, вищербленої контурної лінії цих індивідів. Досвід багатьох петрографів показав, що алотигенний кварц, який походить з дуже давніх гранітів, має врощування голчастого рутилу, біотиту, циркону, апатиту, а кварц з гідротермальних жил часто насичений включеннями мінералоутворюючого середовища (рідинними, газовими, багатофазовими). Кварц з метаморфічних порід має включення графіту, гранатів, дистену, силіманіту, а якщо він походить з ефузивних магматичних утворень, то у ньому зберігаються законсервовані врощування вулканічного скла, іноді розкристалізованого.

Контрольні запитання до розділу

1. Охарактеризуйте схожість та відмітні властивості у шліфах таких пар мінералів:
 - егірин і рогова обманка звичайна;
 - кварц і лужні польові шпати;
 - кварц і нефелін;
 - кварц і нездвійниковані плагіоклази;
 - олівін та ромбічні піроксени;
 - альбіт і плагіоклази основного складу.
2. На прикладі олівіну та ромбічних піроксенів покажіть залежність кристалооптичних властивостей від вмісту заліза у складі мінералів.
3. Назвіть типові вторинні змінення лужних польових шпатів.
4. Для яких мінералів і з яких причин серпентинізація є типовим вторинним зміненням?
5. Назвіть головні породотвірні мінерали магматичних гірських порід, які часто заміщуються хлоритами.

6. Назвіть породотвірні мінерали, для яких характерною є поява плеохроїчних облямівок навколо включень циркону, монациту, ортиту. Поясніть фізичну сутність цього явища.
7. Назвіть мінерали з аномальним інтерференційним забарвленням і поясніть сутність цього явища.
8. Назвіть мінерали, у яких може спостерігатись неповне загасання індивідів при повертанні столика мікроскопа, і поясніть сутність цього оптичного ефекту.
9. Як можна визначити хімічний склад плагіоклазів за допомогою поляризаційного мікроскопа?
10. На прикладі вторинного змінення біотиту та олівіну проаналізуйте зв'язок хімічного складу мінеральних новоутворень з хімічним складом мінералів-попередників.
11. Наведіть порівняльну характеристику оптичних властивостей піроксенів і амфіболів.
12. Як змінюються оптичні властивості вулканічного скла у різних групах ефузивних магматичних порід?
13. Назвіть приклади породотвірних мінералів, які майже непомітні у шліфах при виключеному аналізаторі, та поясніть сутність цього оптичного ефекту.
14. Наведіть порівняльну характеристику оптичних властивостей опалу-А та опалу-КТ.
15. Співставте характер двійникового загасання плагіоклазів та лужних польових шпатів.

Підсумковий огляд розділу

Перевірка якості засвоєння студентами програмного матеріалу розділу – самостійна робота щодо визначення мінерального складу зразків трьох генетичних груп гірських порід: магматичних, метаморфічних та осадових. Таке практичне завдання є типовим при виконанні геологічного картування, коли кожний гірський масив метаморфічного або магматичного походження, кожний шар осадових гірських порід підлягає всебічному вивченню, у тому числі і мінералого-петрографічному. Для виконання цього завдання геолог повинен знати для кожної гірської породи, представленій зразком, умови її розташування у природі (масив інтрузивних порід, шар вулканогенних або осадових порід, жила, дайка та ін.), вивчити текстурно-структурні особливості зразка та визначити, наскільки це можливо, породотвірні мінерали за їх зовнішніми ознаками. Після такого початкового етапу дослідження здебільшого можна орієнтовно встановити генетичний тип гірської породи.

Визначення усіх мінералів у шліфах, їх кількісного вмісту у складі породи, вивчення мікроструктурних характеристик дозволить виявити номенклатурну приналежність гірської породи та умови її утворення.

Знайомство з мінералами, які входять до складу шліфа, бажано розпочинати при незначному збільшенні мікроскопа і без аналізатора. Об'єкти

З^х дасть змогу швидко провести загальний огляд шліфа, оскільки при цьому збільшенні діаметр поля зору окуляра становить близько 3 мм. Під час такого огляду звертають увагу на забарвлення різних мінеральних індивідів, на їх контурні лінії, рельєф, шагрєну поверхню, форму, наявність тріщин спайності. Ті ділянки шліфа, де мінеральні зерна не розрізняються (рельєф та шагрєнь відсутні), переглядають у схрещених ніколях. За результатами першого етапу вивчення шліфа визначають кількість мінералів, що входять до складу гірської породи, і розділяють їх за зовнішніми ознаками на групи (забарвлені та безбарвні, прозорі й непрозорі, з високими і низькими показниками заломлення, головні та другорядні).

Після цього переміщенням шліфа виводять у центр поля зору окуляра кожний мінерал і детально вивчають морфологічні та кристалооптичні властивості його з об'єктивами 8^х або 20^х у паралельних променях світла спочатку без аналізатора, а далі – з аналізатором.

За сукупністю діагностичних ознак на цьому етапі вдається визначити більшість мінералів шліфа. Для уточнення діагностики проводять дослідження у збіжному світлі та визначають для окремих компонентів породи осність, оптичний знак, кут оптичних осей. У разі необхідності можна звернутись до визначників мінералів і довідників з кристалооптичних властивостей мінералів.

Узагалі порядок дій при виконанні завдання з дослідження мінерального складу гірської породи може бути різним залежно від того, наскільки успішно студент засвоїв матеріал першого та другого розділів навчальної програми (відповідно, визначення кристалооптичних властивостей та вивчення мінералів у шліфах). Іншими словами, тут важливими є придбані студентом практичні навички і його зорова пам'ять.

Одну з можливих схем організації цієї роботи наведено у вигляді таблиці для визначення мінералів у шліфах (дод. 1). Усі мінерали розподілено на групи залежно від рельєфу та шагрєнної поверхні (вісь абсцис) і двозаломлення та інтерференційного забарвлення (вісь ординат). У середині групи мінерали слід розрізнити за їх власним забарвленням (наведено у дужках), морфологічними ознаками, спайністю, характером загасання і видовженості. Зазначимо, що до таблиці включені лише найбільш поширені породотвірні мінерали.

До звіту про виконання самостійної роботи з вивчення шліфа гірської породи необхідно включити перелік мінералів у складі шліфа із зазначенням головних і другорядних, детальний опис діагностичних властивостей для кожного мінералу з визначенням їх без аналізатора та з аналізатором, а також відомості про лінійні розміри мінеральних індивідів і процентний вміст мінералу у складі гірської породи. Обов'язково слід відзначити виявлені ознаки вторинних змінювань, наявність двійникових зрощувань кристалів, закономірних вкраплень твердих фаз у кристалічних індивідах. Такі подробиці будови шліфа допомагають розкрити механізм формування агрегату гірської породи, а в багатьох випадках це може бути основою для діагностичних висновків.

Наприклад, до складу олівину та ромбічних піроксенів, які є компонентами основних і ультраосновних магматичних порід, входять магній

та залізо. Типові вторинні мінерали, які заміщують згадані компоненти магматичних порід при постмагматичному змінюванні, – представники групи серпентину, тобто магнезальні силікати шаруватої будови. При цьому залізо лише частково входить у структуру серпентину, а решта його відокремлюється у вигляді магнетиту. А от для піроксенів моноклінної сингонії типовими продуктами постмагматичного змінення є хлоритизація та уралітизація (заміщення тонковолокнистою роговою обманкою або актинолітом).

Під впливом гідротермальних розчинів кислі плагіоклази часто й дуже інтенсивно заміщуються дрібнолускуватими агрегатами мусковіту, так званим серицитом, а при змінюванні лужних польових шпатів у таких умовах серицитизація виявляється рідко і не надто інтенсивно. Мінеральні індивіди ортоклазу та мікрокліну найчастіше заміщуються мікролускуватими скупченнями мінералів групи каолініту-галузити. Нерідко до цих продуктів приєднуються і тонкодисперсні гідроксиди заліза, тому лужні польові шпати у шліфах бувають буровато-сірими. Різний характер вторинного змінення плагіоклазів і лужних польових шпатів завжди використовують як відмітну властивість цих двох груп мінералів, і особливо у тому разі, коли у шліфах зустрічається нездвійникований плагіоклаз. Інколи вторинні мінерали повністю заміщують кристали мінералів-попередників і успадковують їх форму (повні псевдоморфози серпентину по ромбічному піроксену, хлориту, вермікуліту, біотиту, ураліту, авгіту та ін.). Заслужують на увагу дослідника і реакційні облямівки навколо кристалів фемічних мінералів (олівіну, ромбічного та моноклінного піроксенів), які є наслідком і ознакою кристалізаційної диференціації магматичного розплаву (дод. 2, фото 15, 16).

Двійникова будова кристалів серед породотвірних мінералів магматичних та метаморфічних порід – явище досить поширене і нерідко виявляється надійною діагностичною ознакою. Розрізняють двійники прості, коли закономірно зрощуються два кристалічних індивіди одного і того ж мінералу, і складні, коли зрощуються три або більше індивідів. Наявність двійнування стає помітною після включення аналізатора: мінеральне зерно, яке при одному ніколі здавалося монокристалом, при повертанні столика мікроскопа загасає не повністю, а окремими смугами (прості та полісинтетичні двійники) або секторіально (трійники і шестерники).

Полісинтетичне двійнування властиве для кальциту, деяких піроксенів, але чи не найважливіше діагностичне значення такі зрощування кристалів мають для плагіоклазів. У цій групі польових шпатів найчастіше зустрічаються полісинтетичні двійники за альбітовим або перикліновим законом. У перших з них характер видовженості відносно двійникового шва від'ємний, у других – позитивний. Вимірюванням кута симетричного загасання двійників за альбітовим законом виявляють хімічний склад плагіоклазів.

Ознаки двійникової будови кристалів дають змогу легко розрізнити у шліфах найпоширеніші у складі магматичних порід безбарвні мінерали, наприклад, ортоклаз (у нього спостерігаються прості двійники) і кварц (двійники відсутні) від плагіоклазів (полісинтетичні двійники) та мікрокліну (гратчастий характер загасання внаслідок полісинтетичного двійнування за

двома законами одночасно). Нагадаємо, що у кристалічних індивідах плагіоклазу, площини зрізу яких є паралельними граням (010) кристала, ознаки полісинтетичного двійникування відсутні.

Відсоткова частка кожного мінералу у складі гірської породи є основою для висновку про її номенклатурну приналежність (визначення місця у класифікації). При петрографічних дослідженнях для вирішення цього завдання застосовують декілька методів. Точні результати можна одержати, наприклад, із застосуванням спеціального пристрою – інтеграційного столика. При наближеному визначенні кількісного вмісту мінералів користуються допоміжними таблицями [9].

На завершення цього розділу зазначимо, що кількість породотвірних мінералів, які розглянуто вище, цілком достатня для виконання студентами індивідуальних завдань на лабораторних заняттях. Але під час написання курсової роботи можуть зустрітися деякі інші сполуки, визначення яких у шліфах часто викликає труднощі. Так, у складі метаморфізованих вапняків, а іноді й у скарнах може бути присутнім моноклінний піроксен **фасаїт** $\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})[(\text{Si,Al})_2\text{O}_6]$, дуже близький за оптичними властивостями до діопсиду. Типові супутники його – шпінель, кальцит, везувіан, гранати. Моноклінний піроксен **омфацит** $(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe,Al})[\text{Si}_2\text{O}_6]$ можна зустріти в еклгітах – метаморфічних породах, які утворюються в умовах високої температури і високого тиску. Цей мінерал супроводжується гранатом, відрізняється від схожих з ним у шліфах діопсиду та авгіту меншим кутом загасання 2V.

У складі осадових гірських порід часто зустрічаються компоненти, які не властиві для порід інших генетичних груп. Це бітумоїди (бітуми) та залишки рослинного і тваринного походження, детальний опис яких можна знайти у довідковому виданні В.А.Наумова [11]. Крім того, існує тип гірських порід, які є перехідними між уламковими та вулканогенними (туфіти, туфогенні породи). У їх складі присутні уламки ефузивних порід, вулканічне скло й окремі мінерали магматичного походження (польові шпати, піроксени, амфіболи).

Список літератури

1. Годовиков А. А. Введение в минералогію. – Новосибирск: Наука, 1973. – 232 с.
2. Григорьев Д. П. Онтогенія мінералов. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. – 284 с.
3. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенія мінералов. Индивиды. – М.: Наука, 1975. – 339 с.
4. Даминова А. М. Пороодообразующие минералы. – М.: Высш. шк., 1974. – 205 с.
5. Дир У. Д., Хауи Р. А., Зусман Д. Ж. Пороодообразующие минералы: в 5 т. – М.: Мир, 1965. – Т. 1. – 292 с.; 1965. – Т. 2. – 406 с.
6. Доморацкий Н. А. Методы оптических исследований. – Днепропетровск: ДГИ, 1967. – 125 с.
7. Залищак Б. Л., Бурилина Л. В., Кипаренко Р. И. Определение пороодообразующих минералов в шлифах и иммерсионных препаратах. – М.: Недра, 1981. – 152 с.
8. Ларсен Е., Берман Т. Определение прозрачных минералов под микроскопом. – М.: Недра, 1965. – 464 с.
9. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. – М.: Высш. шк., 1984. – 416 с.
10. Минералы Украины. Краткий справочник / Отв. ред. Н. П. Щербак. – К.: Наук. думка, 1990. – 408 с.
11. Наумов В. А. Оптическое определение компонентов осадочных пород. – М.: Недра, 1989. – 347 с.
12. Оникиенко С. К. Методика исследования пороодообразующих минералов в прозрачных шлифах. – М.: Недра, 1971. – 112 с.
13. Павлишин В. І. Основи морфології та анатомії мінералів. – К.: ВПЦ Київський університет, 2000. – 186 с.
14. Павлишин В. І., Матковський О. І., Довгий С. О. Генезис мінералів. – К.: ВПЦ Київський університет, 2003. – 672 с.
15. Петрография. В 3 ч. / Под ред А. А. Маракушева. – М.: Изд-во МГУ, 1986. – Ч. 3. – 288 с.
16. Попов В. А. Практическая кристалломорфология минералов. – Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1984. – 191 с.
17. Сиротин К. М. Определитель минералов. – М.: Высш. шк., 1970. – 264 с.
18. Трёгер В. Е. Оптическое определение пороодообразующих минералов. – М.: Недра, 1980. – 208 с.
19. Трошенко В. Н. Микроскопическая диагностика пороодообразующих минералов. – К.: УМК ВО, 1988. – 116 с.
20. Флейшер М., Уилкокс Р., Матцко Д. Микроскопическое определение прозрачных минералов. –Л.: Недра, 1987. – 647 с.

Таблиця для визначення мінералів у шліфах

Дво- заломлення	Інтерференційне забарвлення	Рельєф та шагрєнева поверхня				Дуже різкі
		Відсутні	Рельєф слабкий, шагрєнь відсутня	Ясні	Різко виражені	
1	2	3	4	5	6	7
Ізотропні мінерали	---	Скло вулканічне (безбарвне, жовтуватє, зеленуватє)	Скло вулканічне (безбарвє, жовтє, зеленуватє) Налатоніт (зелений, бурий) Хлорофєїт (оранжевий)	Скло вулканічне (безбарвне, буруватє) Сопаліт Опал-А (безбарвний, жовтий) Флюорит	Периклаз (безбарвний, коричневий) Гранати (рожеві)	Шпінєль (безбарвна, рожева) Гранати (рожеві, зелені, бурі, безбарвні) Хроміт (червоно-бурий)
Дуже слабе (0,001-0,005)	Темно-сіре	Нефелін	Лейцит	Опал-КІ Цесоліт Анатит (безбарвє, коричневий)	Рибекіт (синій, жовтий)	---
Слабе (0,005-0,010)	Голубувато-сіре до ясного жовтого першого порядку	Нефелін Альбіт Олігоклаз Халцедон Кварцин Кордієрит	Ортоклаз Мікроклін Маршаліт Андрезит Лабрадор Кварц Квєліт Серпентин (зелений, безбарвє)	Анатит Тонал Енстатит Андалузит (рожевий, зелений)	Цєзит Шамозит (зелений) Ставроліт (жовтий) Хлоритоїд (зелений, жовтий) Кліноцоїзит	---

Продовження таблиці

1		2	3	4	5	6	7
Середнє (0,010-0,020)	Біле, жовте, оранжеве, червоне першого порядку	---	Хризотил Анортит Томсоніт(Цеоліт) Львардит (безбарвний, зелений) Кліноклор (зелений) Ломонтит (Цеоліт)	Воластоніт Нагрозіт (Цеоліт) Глаукофан (синій, зелений)	Сидіманіт Гіберстен (рожевий,зелений) Дястен (безбарвний, золотуватий) Турмалін (синій, зелений) Ставроліт (жовтий)	---	
Сильне (0,020-0,030)	Червоне першого порядку, синє, зелене, жовте другого порядку	---	Монтморилоніт Гірослюда Мейоніт (Сканоліт) Канкриніт	Монтморилоніт Тремоліт Актиноліт (зелений) Рогова обманка (зелена, бура)	Фероактиноліт (зелений) Глауколіт (зелений) Авгіт (бурий) Еліодит (жовтий, зелений) Турмалін (синій, коричневий) Дюонсід Геденбергіт	Ортіт (коричневий, зелений, безбарвний)	

Закінчення таблиці

1	Дуже сильне (0,030-0,060)	2	Від жовтого другого порядку до зеленого четвертого порядку	3	Б'їделіт	4	Мусковіт Тальк Флюогеніт (безбарвний, коричневий)	5	Нонтроніт (жовтий, зелений) Б'югит (коричневий, зелений) Ангдрит	6	Олівін Егірн-авіт (зелений, жовтий) Епідот (жовтий) Діаспор	7	Егірн (зелений) Олівін Монацит (безбарвний, жовтий) Циркон (безбарвний, коричневий)
Надзвичайно сильне (більше 0,060)	Світле забарвлення четвертого порядку до білого вищих порядків	---	---	Кальцит Доломіт Спідерит	Ксенотім (безбарвний, коричневий) Кальцит Доломіт	Сфен (бурий, безбарвний) Рутил (жовт., коричн.) Спідерит Гетит (буро-жовтий) Гематит (червоний) Кассітерит (безбарвний, коричневий)							

Показчик мінералів

Авгіт	50	Діаспор	101
Актиноліт	91	Діопсид	49
Альбіт	65	Дистен	88
Альмандин	89	Доломіт	95
Амфіболи	52		
Ангідрит	99	Евліт	47
Андалузит	87	Егірін	51
Андезин	115	Еденіт	52
Анортит	65, 116	Енстатит	47
Андрадит	90	Епідот	83
Антигорит	80		
Антофіліт	92	Іліт	105
Апатит	74	Ільменіт	78
Арагоніт	97		
Арфведсоніт	55	Кальцит	95
		Канкриніт	83
Баркевікіт	55	Каолініт	104
Барит	99	Карбонати	95
Бейделіт	117	Карбонатапатит	98
Беміт	102	Каситерит	73
Біогіт	58	Кварц	59
Бронзит	47	Кварцин	103
Брусит	85	Керсутит	54
		Керченіт	98
Везувіан	90	Кліноптилоліт	107
Вермікуліт	106	Клінохлор	81
Вівіаніт	98	Кліноцоїзит	83
Воластоніт	92	Кордієрит	86
		Колофан	98
Галуазит	106	Коруид	85
Геденбергіт	49	Криптомелан	101
Гейландит	107	Кристобаліт	72
Гематит	78	Ксенотим	117
Гетит	103	Кумінгтоніт	91
Гібсит (гідраргіліт)	102	Курскіт	98
Гідроксилапатит	98		
Гідрослюда	105	Лабрадор	115
Гіперстен	47	Лейцит	62
Гіпс	99	Лептохлорит	80
Глауконіт	104	Лізардит	80
Глаукофан	92	Ломонтит	116
Гранати	89		
Графіт	79	Магнетит	78
Гросуляр	89	Манганіт	101
Грюнерит	92	Маріаліт	94
		Мейоніт	94

Мікроклін	63	Слюди	57
Монацит	77	Содаліт	61, 115
Монтморилоніт	105	Ставроліт	88
Мусковіт	59	Стільпомелан	94
		Сфалерит	95
Натроліт	116	Сфен	76
Нефелін	61		
Нонтроніт	105	Тальк	82
		Тодорокіт	101
Олівін	46	Томсоніт	84, 116
Олігоклаз	66	Топаз	75, 77
Омфацит	113	Тремоліт	91
Опал	103	Тридиміт	72
Ортит	76	Турмалін	75
Ортоклаз	63	Тюрингіт	81
Ортохлорит	80		
		Уваровіт	90
Палагоніт	84		
Паргасит	52	Фасаїт	113
Пенін	81	Фаяліт	46
Периклаз	84	Фельдшпатоїди	61
Пірит	78, 95	Фероактиноліт	116
Пірофіліт	93	Ферогінерстен	47
Піроксени моноклінні	49	Феросиліт	47
Піроксени ромбічні	47	Філіпсит	107
Піроп	89	Флюгопіт	58
Плагіоклази	65	Флюорит	77
Польові шпати	63, 107	Форстерит	46
Преніт	93	Фторопатит	98
Прохлорит	81	Фуксит	59
Рибекіт	54	Халцедон	103
Родохрозит	95	Хлорити	80
Рогова обманка звичайна	52	Хлоритоїд	89
Рогова обманка базальтова	53	Хлорофеїт	84
Рутил	74	Хроміт	78
		Хризотил	80
Сагеніт	74	Цеоліти	84, 107
Саліт	50	Циркон	74
Санідин	63	Цоїзит	82
Серицит	59		
Серпентин	80	Чермакіт	52
Силіманіт	88		
Сидерит	95	Шамозит	81, 115
Скаполіт	94	Шніпель	85
Скло вулканічне	71	Ярозит	100

Навчальне видання

Куцевол Леонід Іванович

**Визначення породотвірних
мінералів у прозорих шліфах**
Навчальний посібник

Редактор Ю. В. Рачковська

Підписано до друку 04.07.06. Формат 30x42/4.
Папір офсет. Ризографія. Ум. друк. арк. 6, 7.
Обл.-вид. арк. 6, 7. Тираж 100 прим. Зам. № 268.

Підготовлено до друку та видруковано
у Національному гірничому університеті.
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру ДК № 1842.

49005, м. Дніпропетровськ,
просп. К. Маркса, 19.

Додаток. 2. Мікрофотографії мінералів.

Інтерференційне забарвлення.

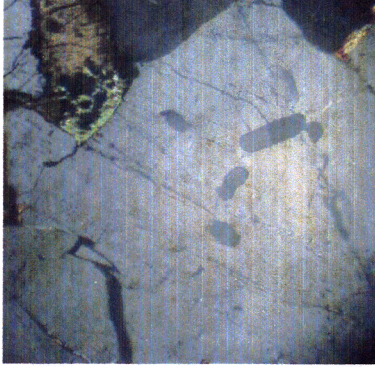


Рис. 1. Нефелін.
Двозаломлення дуже слабке.

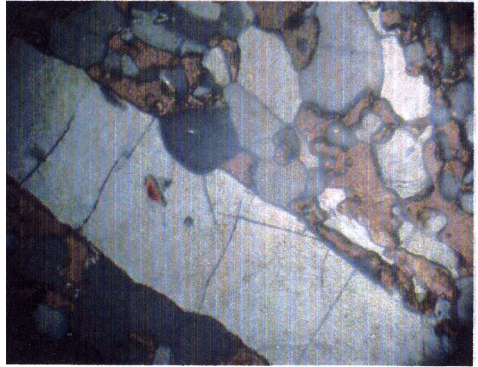


Рис. 2. Апатит (стовпчасті зерна).
Двозаломлення дуже слабке.

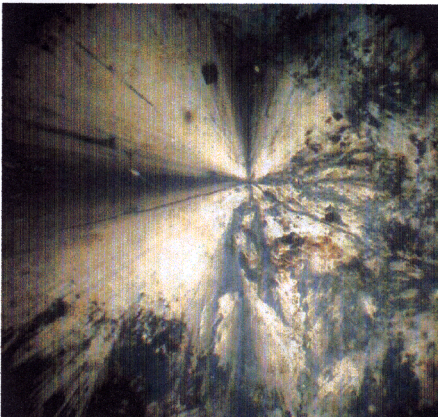


Рис. 3. Халцедон (сфероліт).
Двозаломлення слабке.



Рис. 4. Гіперстен (центр).
Двозаломлення середнє.

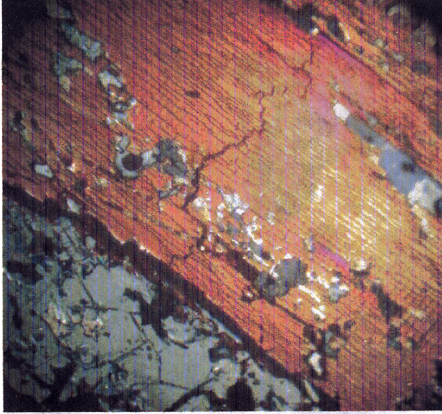


Рис. 5. Дистен (метакристал).
Двозаломлення середнє.

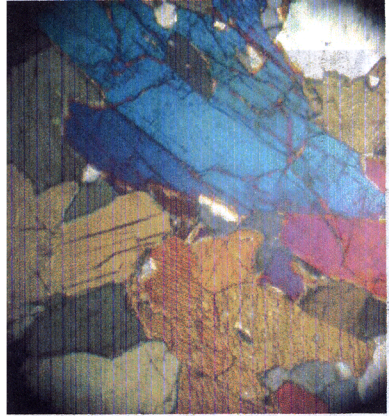


Рис. 6. Рогова обманка.
Двозаломлення сильне.

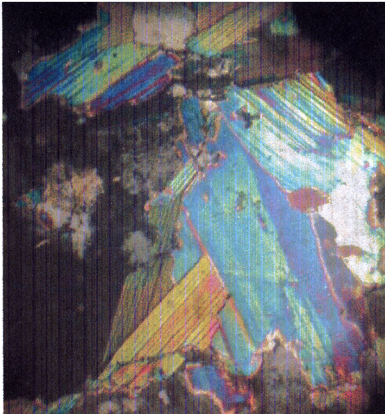


Рис. 7. Мусковіт.
Двозаломлення дуже сильне.

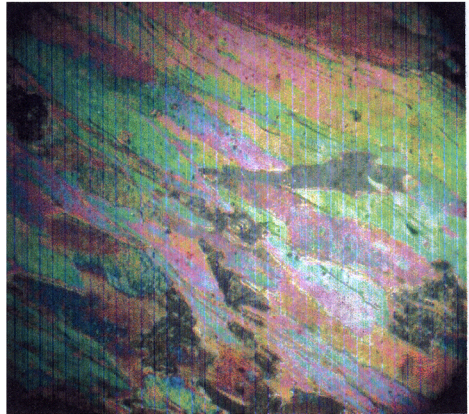


Рис. 8. Тальк.
Двозаломлення дуже сильне.

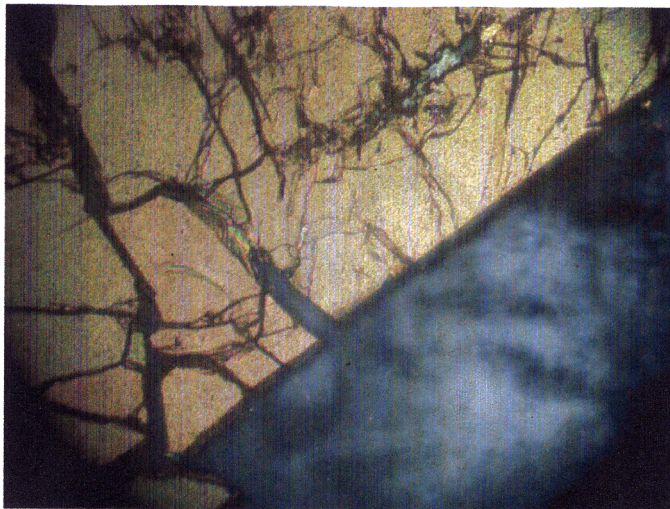


Рис. 9. Сфен. Кольори інтерференції четвертого та п'ятого порядків.

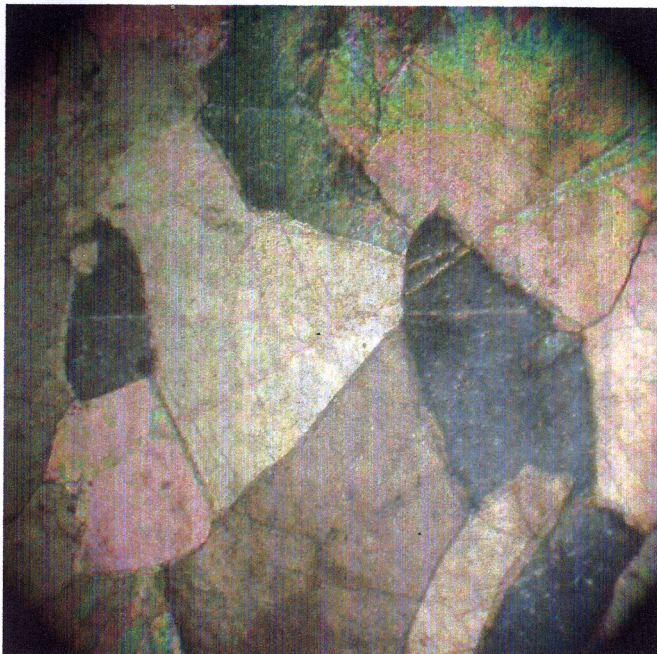


Рис. 10. Кальцит. Інтерференційне забарвлення четвертого та вищих порядків.

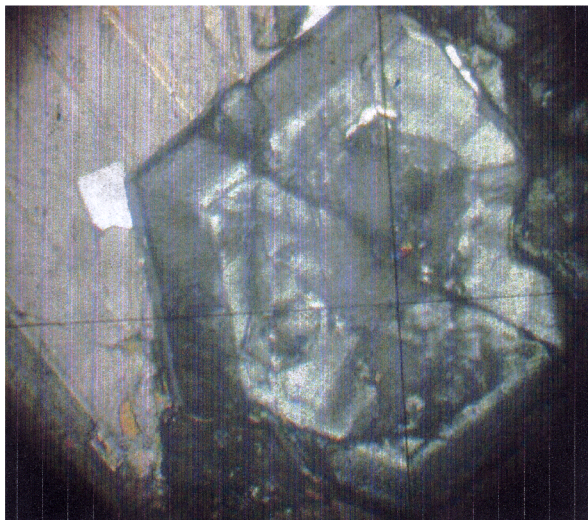


Рис. 11. Гранат аномально анізотропний.
Зональна і секторальна будова кристалу.

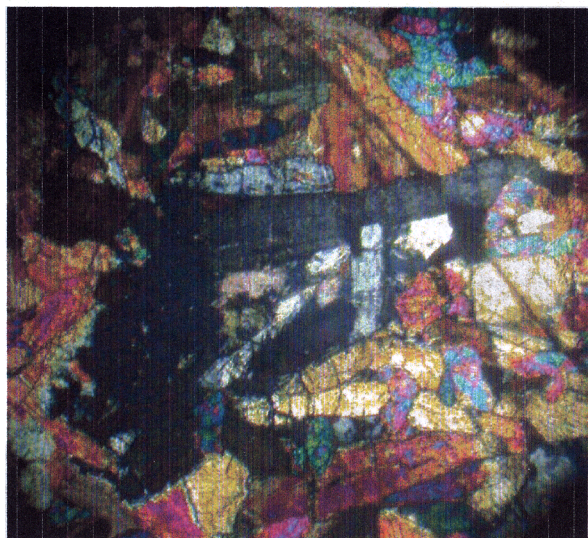


Рис. 12. Епідот: аномально – ясні кольори інтерференції
("килимове" забарвлення).

Ізохроматичні інтерференційні смужки на потоншеному краї зерна.

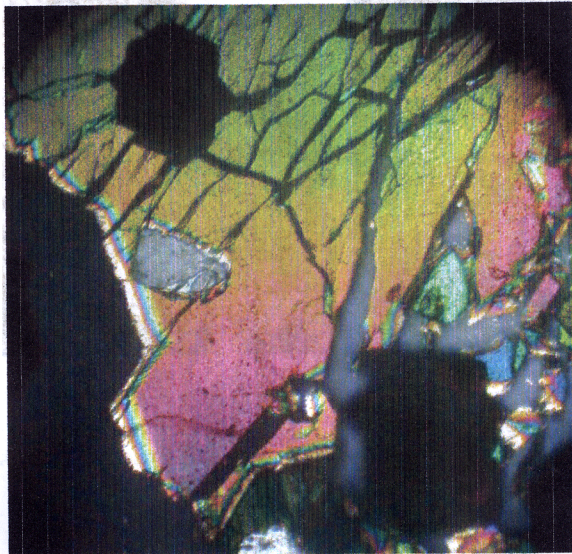


Рис. 13. Егірін: зелене та рожево-червоне інтерференційне забарвлення другого порядку.

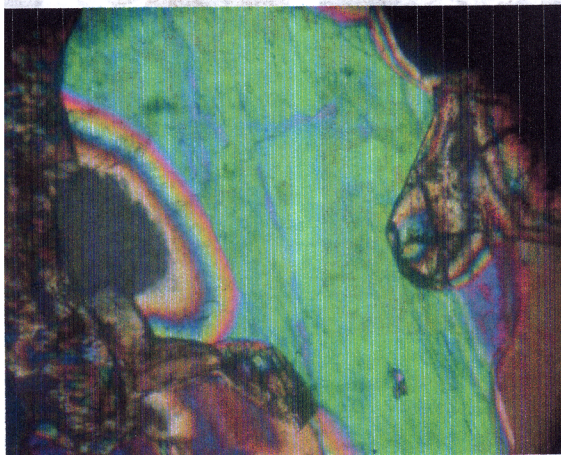


Рис. 14. Олівін: зелене інтерференційне забарвлення третього порядку.

Мінералогічні заміщування.

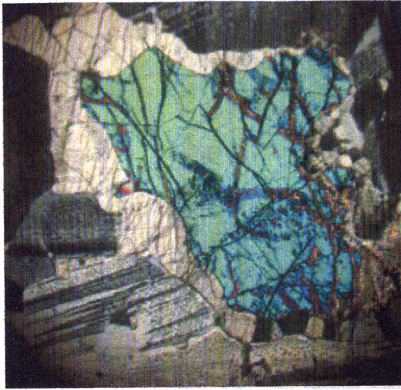


Рис. 15. Заміщування олівіну (центр) ромбічним піроксеном. Аналізатор включено.

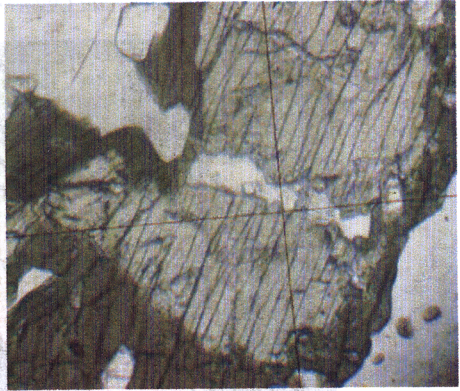


Рис. 16. Заміщування ромбічного піроксену (центр) роговою обманкою. Аналізатор виключено.

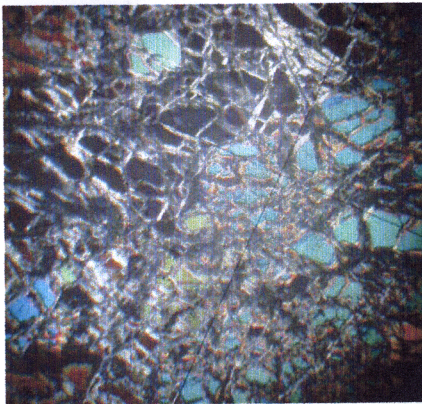


Рис. 17. Заміщування олівіну (ясні кольори інтерференції) серпентином.



Рис. 18. Вторинний біотит (коричнево-бурий) на контакті з магнетитом (чорний). Без аналізатору.

Вигляд рельєфу та шагрені.

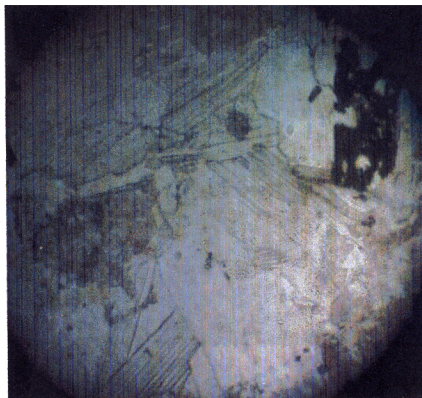


Рис. 19. Мусковіт. Рельєф слабкий, шагрені відсутня.

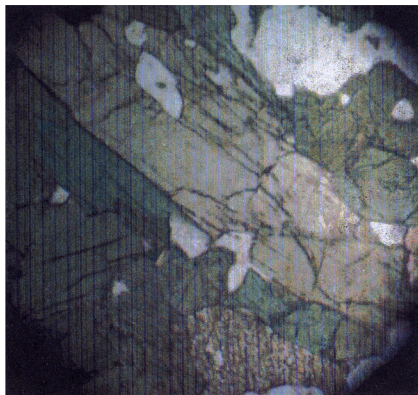


Рис. 20. Рогова обманка. Рельєф і шагрені ясні.

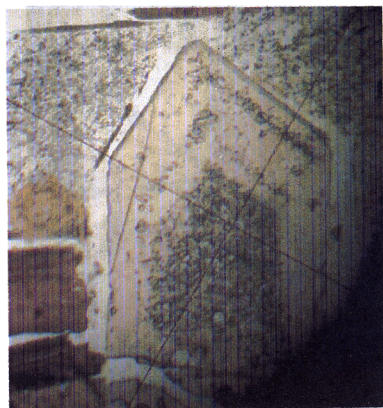


Рис. 21. Ставроліт, поперечний зріз зонального кристалу. Рельєф і шагрені різко виражені.

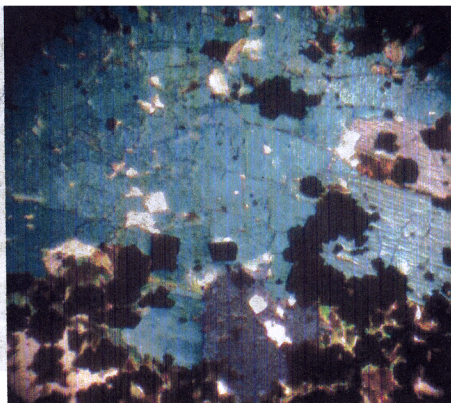


Рис. 22. Рибекіт (синій і фіолетовий). Рельєф і шагрені різко виражені.

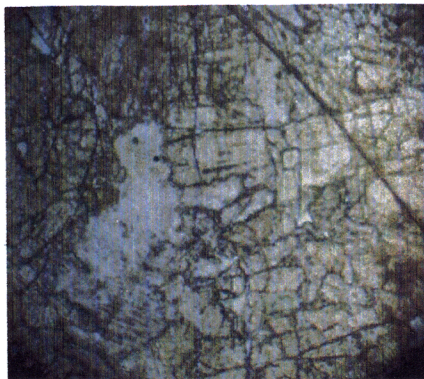


Рис. 23. Епідот.
Рельєф і шагрень різко виражені.

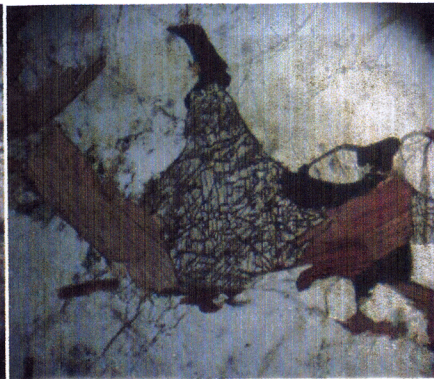


Рис. 24. Гіперстен.
Рельєф і шагрень різко виражені.

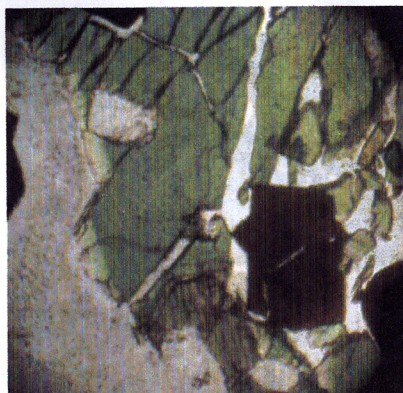


Рис. 25. Егірин (зелений).
Рельєф і шагрень дуже різкі.

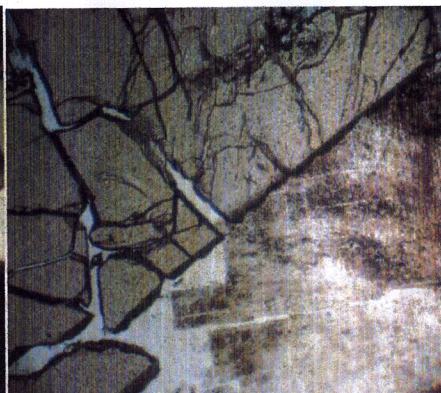


Рис. 26. Сфен.
Рельєф і шагрень дуже різкі.