Міністерство освіти, науки, молоді та спорту України
Львівський національний університет імені Івана Франка

Ю.П.Дорошенко, І.В.Побережська, Ю.І.Федоришин

Основи кристалооптики породотвірних мінералів гірських порід

Методичні вказівки до курсу «Петрографія кристалічних порід»

Частина 1

Львів
2012-04-09

УДК 552.3.08.(015.8)
ББК Д342я73

Дорошенко Ю.П., Побережська І.В., Федоришин Ю.І Основи кристалооптики породотвірних мінералів гірських порід. Методичні вказівки. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2012. – 64 с.

У методичних вказівках викладені основні поняття з кристалооптики. Розглянуті методи вивчення головних оптичних характеристик мінералів за допомогою поляризаційоного мікроскопу, в таблицях подані кристалооптичні ознаки для визначення мінералів при мікроскопічних дослідженнях.

Для студентів геологічних спеціальностей.

Рекомендовано до друку засіданням Вченої ради геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка.
Протокол № 82/11від 18.11.2011

Редактор Н.Й. Плеса

© Дорошенко Ю.П., Побережська І.В., Федоришин Ю.І., 2012

ВСТУП

Головним методом дослідження в петрографії є мікроскопічний за допомогою поляризаційного мікроскопа (тобто такого, який перетворює звичайне світло у поляризоване (10). Тому в першій частині курсу „Петрографія кристалічних порід ” та курсу «Кристалооптика» важливим є ознайомлення студентів з основами кристалооптичних методів дослідження гірських порід у шліфах. Мікроскоп складається зі штатива та оптичної системи, прикріпленої до нього (рис. 1). Оптична система знизу вгору складається з дзеркальця *1*, яке спрямовує світло в систему, лінзи–поляризатора *2* (її ще називають нижнім ніколем), зробленої з ісландського шпату, яка пропускає світло лише вздовж однієї площини (тобто ця лінза поляризує світло), об’єктива *3*, який збільшує зображення предмета, лінзи–аналізатора *4* або верхнього ніколя (ця лінза ідентична поляризатору, однак повернута щодо нього на 90°, тобто пропускає світло в площині, перпендикулярній до напряму коливань світла, яке виходить з поляризатора); окуляра *5*, що також збільшує зображення й через який ведуть безпосереднє спостереження.

Головним об’єктом досліджень є шліфи. Шліф – це тонкий зріз (до 0,03 мм) гірської породи, який кріплять на предметному склі так званим канадським бальзамом і закривають зверху накривним склом. За допомогою поляризаційного мікроскопа вивчають лише ті мінерали, які в шліфах є прозорими (хоча макроскопічно переважна більшість таких мінералів непрозора). Непрозорі в шліфах рудні мінерали (їх вивчають іншими способами у відбитому світлі).

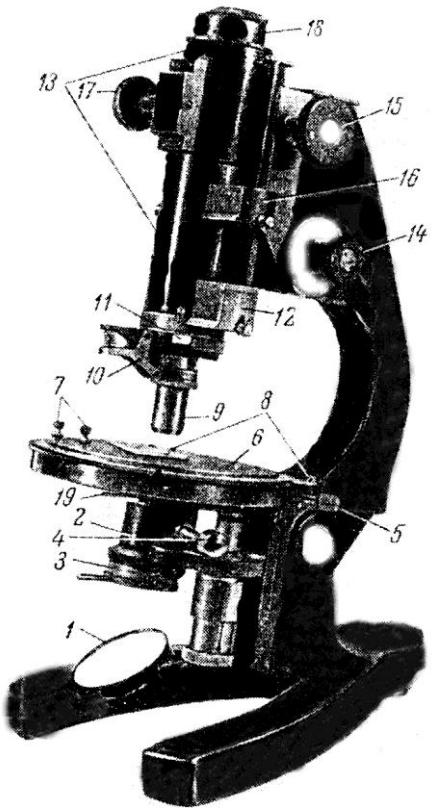


Рис. 1 Мікроскоп:

1 – дзеркало; *2* – освітлювальний пристрій; *3* – поляризатор; *4* – лінза Лазо; *5* – гвинт для закріплення столика; *6* – предметний столик; *7* – клеми; *8* – ноніус; *9* – об'єктив; *10* – прищепка, яка прикріплює об`єктив до тубуса; *11* – отвір для компенсаційних пластинок; *12* – аналізатор; *13* – тубус; *14* – мікромірний гвинт; *15* – кремальєра тубуса; *16* – лінза Бертрана; *17* – кремальєра лінзи Бертрана; *18* – окуляр; *19* – важіль діафрагми.

Шліф закріплюють на предметному столику мікроскопа, розташованому між нижнім ніколем та об'єктивом, за допомогою так званих лапок або змочивши нижню поверхню предметного скла водою. Мікроскоп треба оберігати від ударів і струсу, брати та ставити до футляра, не поспішаючи, обережно. Усі пристосування – об'єктиви, окуляри, лінзи – вводити та виводити плавно. Об'єктиви й окуляри необхідно оберігати від падіння. Скло окулярів, лінз та інших оптичних частин треба берегти від забруднень, не можна торкатися їх пальцями. Протирають оптику тільки чистою м'якою ганчіркою. Освітлювальну лампу не потрібно ставити дуже близько до мікроскопа, тому що від сильного нагрівання може розклеїтись поляризатор.

Для роботи штатив мікроскопа встановлюють у нахиленому положенні. Перед початком роботи мікроскоп треба перевірити:

1) досягти чіткості зображення двох ниток, що встановлені в окулярі під прямим кутом одна до одної. Для цього витягують окуляр з тубуса мікроскопа, повертають оправу окуляра, дивлячись на джерело світла, та домагаються чіткості зображення перехрестя ниток (стосовно свого зору); після цього встановлюють окуляр у тубус мікроскопа так, щоб його виступ в оправі увійшов у проріз на тубусі мікроскопа;

2) перевірити схрещування ніколів. Поляризатор і аналізатор установлені в мікроскопі так, що площини коливань променів, які проходять крізь них, взаємно перпендикулярні, тобто перехрещені. Якщо введені одночасно поляризатор і аналізатор, то світло крізь оптичну систему мікроскопа не проходить і поле зору в окулярі має бути чорним. Якщо цього немає, необхідно повернути аналізатор чи поляризатор на певний кут так, щоби досягти повного затемнення;

3) визначити напрям коливань променя в поляризаторі за допомогою біотиту (див. нижче). Для цього поворотом столика мікроскопа зерно біотиту зі спайністю ставлять у таке положення, щоб його забарвлення стало найгустішим (темно-коричневим), тоді напрям тріщин спайності або витягнутість граней біотиту відповідатиме напряму коливань променів у поляризаторі;

4) відцентрувати мікроскоп. Центр обертання столика мікроскопа та об’єктив відцентровані, якщо вибране зерно, суміщене з перехрестям ниток окуляра, під час обертання столика мікроскопа залишається на місці. Якщо зерно “сходить” з перехрестя ниток і в разі повного обертання (360°) описує коло, зсуваючись з нього, це означає, що об’єктив розцентрований. Центрування виконують за допомогою центрувальних гвинтів, які встановлюють у “вусики” об’єктива. Для цього шліф переміщають на столику мікроскопа, щоб сумістити якесь зерно з центром ниток. Після цього повертають столик мікроскопа на 180° і центрувальними гвинтами зерно пересувають на половину відстані (радіуса) описаного зерном кола до перехрестя ниток. Потім пересувають шліф руками так, щоб це ж зерно знову

сумістити з перехрестям ниток, і повторюють цю операцію доти, доки вибране зерно не буде на місці під час обертання столика мікроскопа.

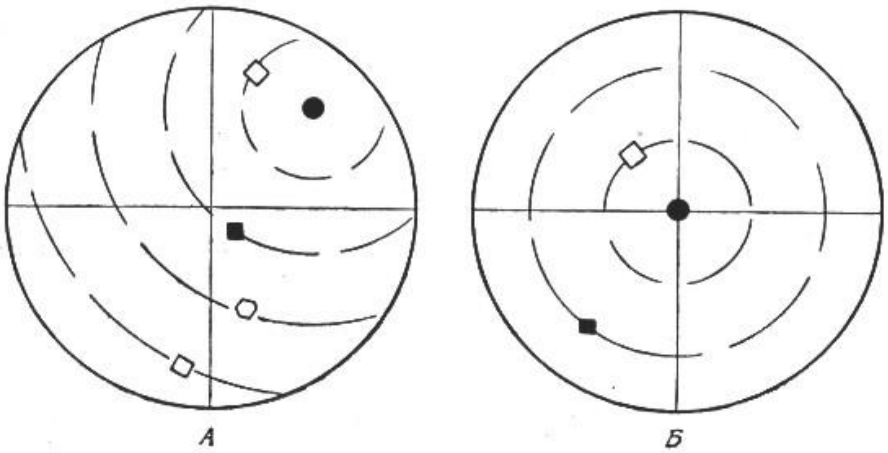


Рис. 2. Центрування мікроскопу

Прозорі мінерали під мікроскопом можна досліджувати трьома методами – ортоскопічним (дослідження в паралельних променях), коноскопічним (дослідження в променях, що сходяться) та теодолітним (дослідження в шліфах, які можна обертати одночасно в кількох площинах). Останній метод більше відомий як федорівський за ім’ям його винахідника Є.С. Федорова. Розглянемо лише два перші методи, використання яких не потребує спеціального обладнання.

1. Оптичні властивості мінералів

Мінерали належать до семи сингоній, які поділяють на вищі, середні та нижчі. До вищих належить кубічна сингонія, до середніх – гексагональна, тригональна та тетрагональна, до нижчих – ромбічна, моноклінна та триклінна. У мінералах кубічної сингонії всі напрями однакові, тобто такі мінерали однорідні (ізотропні) за внутрішньою будовою. Світло, проходячи через них, поширюється у всіх напрямах однаково. Мінерали середніх та нижчих сингоній анізотропні, тобто властивості їхньої будови й здатність пропускати світло у різних напрямах – різні. Важливою властивістю оптично анізотропного середовища є здатність розкладати промінь світла на дві хвилі, коливання яких відбуваються в двох взаємно перпендикулярних площинах з різними швидкостями й, відповідно, різними показниками заломлення. Ефект розкладання одного променя на два називають *двозаломленням*. Під час проходження через ізотропні речовини (мінерали кубічної сингонії, звичайне скло та інші) промінь світла зазнає заломлення, але не розкладається, тобто двозаломлення в них не виникає.

Двозаломлення виявив 1669 р. данський учений Е. Бартолін у кристалі прозорого кальциту (ісландського шпату). Було помічено, що, розглядаючи крізь кристал будь-який невеликий предмет, наприклад, крапки на папері, можна побачити не одне зображення, а два. Під час обертання кристала одне зображення є нерухомим, а інше в разі повертання кристала на 360° описує навколо першого невелике коло. Це явище можливе тоді, коли один промінь проходить крізь кристал майже без зміни напряму, а інший заломлюється щодо першого під більшим кутом. На виході з кристала обидва промені зберігають паралельний до первинного напряму, однак вони поляризовані у двох взаємно перпендикулярних площинах.

У кристалах середніх сингоній перший промінь має сталий показник заломлення в усіх напрямах, його називають звичайним і позначають n_o (ordinary – звичайний); другий промінь має змінний показник заломлення в

різних напрямах, його називають незвичайним і позначають n_e (extraordinary – незвичайний). Обидва промені під час проходження через кристал зазнають заломлення і відхиляються на певний кут (якщо промінь падає перпендикулярно до площини кристала, то звичайний промінь узагалі не відхилиться, відхилятись буде лише незвичайний промінь). У більшості мінералів розходження між звичайним і незвичайним променями не перевищує 1°, тому, дивлячись на предмет через прозорий кристал кварцу, ми не побачимо оптичних ефектів. Проте для деяких речовин це розходження є значно більшим; наприклад, для ісландського шпату воно дорівнює 6°. Саме це зумовлює появу подвійного зображення.

Співвідношення швидкостей звичайного та незвичайного променів і, відповідно, показників заломлення в різних мінералах різне. Для більшої наочності коливання векторів кожного окремо взятого звичайного променя можна зобразити у вигляді кола, перпендикулярного до напряму поширення світла, а незвичайного – у вигляді еліпса. Коливання сукупності звичайних променів, які проходять через кристал у різних напрямах, можна уявити у вигляді кулі, а незвичайних – у вигляді еліпсоїда. У цьому разі можливі два протилежні випадки: куля може бути вписана в еліпсоїд (якщо $n_e > n_o$), або, навпаки, еліпсоїд може бути вписаний у кулю (якщо $n_e < n_o$). В обох випадках є одна площина, у межах якої діаметр кулі збігається з віссю еліпсоїда (рис. 3). Якщо промінь світла буде проходити через кристал перпендикулярно до цієї площини, то показники заломлення звичайного та незвичайного променів збігатимуться (n_o=n_e) і двозаломлення не виникне. Цей напрям називають *оптичною віссю кристала,* у мінералах середніх сингоній він збігається з віссю симетрії кристала вищого порядку – L_4, L_3, і L_6. Кристали середніх сингоній оптично одновісні.

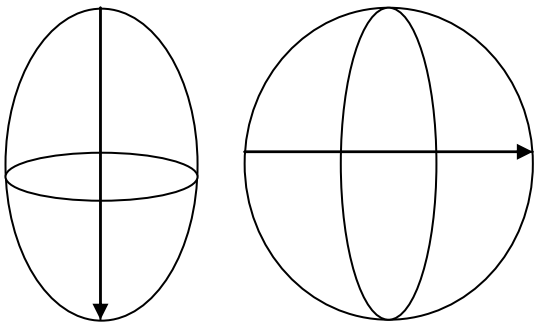


Рис. 3. Оптичні осі в кристалах середніх сингоній

Під час проходження крізь кристали нижчих сингоній промінь світла розкладається на два незвичайні, показники заломлення кожного з яких змінюються в різних напрямах. Коливання кожного з таких променів можна уявити у вигляді еліпсів, а всієї сукупності променів – у вигляді двох еліпсоїдів, орієнтованих під певним кутом один до одного. На перетині цих еліпсоїдів виникають дві кругові площини, у межах яких осі обох еліпсоїдів збігаються, тобто в межах цих площин показники заломлення виявляються однаковими у всіх напрямах. Відповідно, під час проходження світла у напрямах, перпендикулярних до цих площин, промені не розкладаються і двозаломлення не відбувається. Ці напрями є оптичними осями кристалів нижчих сингоній. Такі кристали, отже, є двовісними.

Для відображення двозаломлення використовують так звану оптичну індикатрису. *Оптична індикатриса* – це уявна геометрична фігура, яка відображає у певному масштабі показник заломлення під час проходження світла через кристал у різних напрямах (нагадаємо, що показники заломлення відображають коливання світла в площинах, перпендикулярних до напряму проходження променя).

Форма індикатриси ізотропних тіл – куля. Оптична індикатриса одновісного кристала середньої сингонії має вигляд двовісного еліпсоїда обертання з двома неоднаковими взаємно перпендикулярними осями (рис. 4). Довгу вісь еліпсоїда прийнято називати *Ng* (скорочення від франц. *grand* – великий), а коротку – *Np* (*petit* – малий). Якщо оптична вісь збігається з *Ng*, то

кристали вважають оптично додатними.У разі збіжності оптичної осі з *Np* говорять про оптично від'ємні кристали[1].

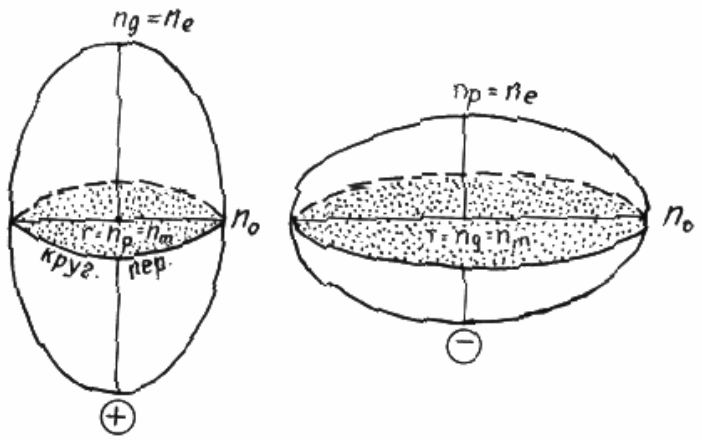


Рис. 4. Оптична індикатриса одновісного кристала

Оптична індикатриса двовісних кристалів нижчих сингоній має форму тривісного еліпсоїда з трьома взаємно перпендикулярними (рис. 5) різними за розміром осями, півосі яких відповідають трьом показникам заломлення: *Ng*, *Nm* (*moyen* – середній) та *Np* – мінімальному.

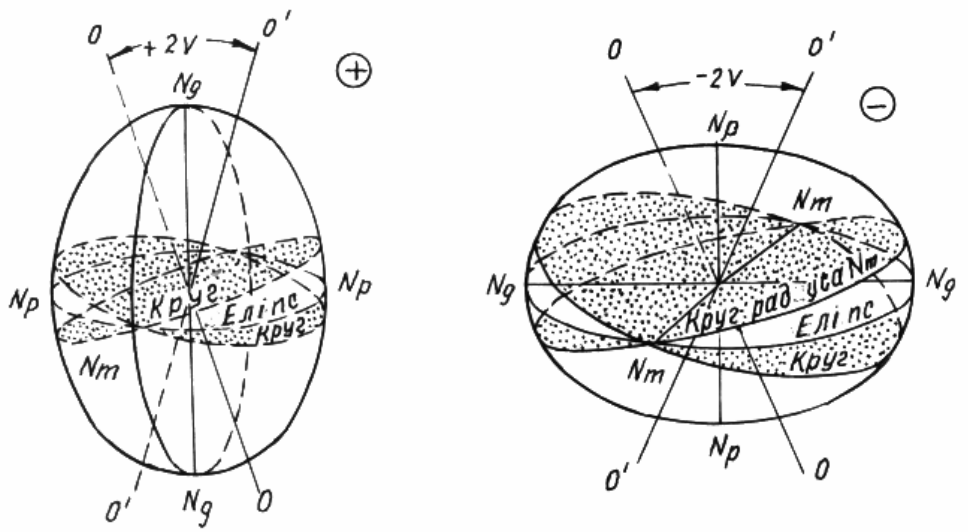


Рис. 5. Оптична індикатриса двовісних кристалів

[1] Особливо наголосимо, що під час петрографічних досліджень розрізняють кристалографічні осі (*a, в, c*), осі симетрії кристалів (L_3, L_4 та ін.), оптичні осі кристалів (одна або дві) та осі індикатриси (*Ng, Np*). Для початківців використання терміна "вісь" у різних значеннях створює великі незручності, однак ці поняття необхідно чітко розрізняти.

В індикатрисі двовісних кристалів розрізняють три головні перетини, кожен з яких проходить через будь-які дві осі: *Ng–Nm*, *Nm–Np*, *Ng–Np*. На площині *Ng–Np* (головний перетин) лежать оптичні осі, її називають *площиною оптичних осей*. Оптичні осі розташовані під деяким кутом одна до одної і симетрично до осей індикатриси, тому *Ng* та *Np* є бісектрисами кутів між оптичними осями. Якщо гострою бісектрисою є вісь *Ng*, то мінерал уважають оптично додатим, якщо вісь *Np* – оптично від'ємним (див. рис. 1.4).

Одна з характеристик мінералів – значення кута між осями (2*V*), яке записують зі знаком "+" для оптично додатних та знаком "–" для оптично від'ємних кристалів. Орієнтування індикатриси у двовісних мінералах для кожної сингонії різне. В кристалах ромбічної сингонії всі три осі індикатриси розташовані паралельно до трьох взаємно перпендикулярних кристалографічних осей; у кристалах моноклінної – середня вісь індикатриси *Nm* збігається з другою кристалографічною *в*, дві інші розташовані під гострими кутами до осей *а* і *с*. У триклінних кристалах жодна з осей індикатриси не збігається з кристалографічними осями.

1. *Які мінерали називають ізотропними, які анізотропними? Чому?*
2. *Що таке оптична вісь?*
3. *Дати визначення оптичної індикатриси.*
4. *Яку форму має оптична індикатриса в:*
   а) мінералах ізотропних;
   б) мінералах анізотропних?
5. *Як розрізняють оптично додатні і оптично від'ємні кристали?*
6. *Як визначається оптичний знак мінералів у двовісних кристалах?*

2. Ортоскопічний метод досліджень

Найбільше поширений ортоскопічний метод досліджень. У разі його використання промені світла зберігають взаємну паралельність, проникаючи через оптичну систему протягом усього шляху.

2.1. Спостереження за одного ніколя

Світло, що проходить у разі виведеного верхнього ніколя-аналізатора, дає змогу спостерігати за формою зерен (габітус), спайністю (характер і ступінь її досконалості), кольором мінералу та його зміною під час повертання столика мікроскопа (плеохроїзм), псевдоабсорбцією. Відповідно роблять висновок про належність мінералу до однієї з оптичних груп за значенням показника заломлення.

1. **Показник заломлення** – одна з найважливіших властивостей мінералу. Про відносний показник заломлення мінералу можна зробити висновок за смужкою Бекке (10), чіткістю контуру мінералу, наявністю так званої шагреневої поверхні та дисперсійного ефекту. Смужку Бекке спостерігають у разі одного поляризатора зі злегка прикритою діафрагмою на межі двох середовищ (мінералів або мінералу та канадського бальзаму). Під час піднімання тубуса мікроскопа смужка рухається на речовину (мінерал або бальзам) з більшим показником заломлення, а під час опускання – на речовину з меншим показником заломлення. Коли роблять шліф, його проварюють у канадському бальзамі (його отримують зі смоли). Тому ми постійно спостерігаємо в шліфах бальзам поряд з мінералами. Мінерали, які суттєво відрізняються за показником заломлення від канадського бальзаму, мають певний рельєф: вони ніби здіймаються (або опускаються) порівняно з канадським бальзамом. Мінерали з показниками заломлення, близькими до канадського бальзаму, мало відрізняються від бальзаму. Канадський бальзам

рельєфу не має і під час спостережень у разі одного ніколя виглядає як порожнє місце.

Поверхня мінералів у шліфах має нерівності, це зумовлює нерівномірний розподіл променів світла. Чим більша різниця показників заломлення мінералів і канадського бальзаму, тим ліпше виявлена ця поверхня нерівна (шагренева). Якщо ж мінерал і канадський бальзам мають близькі показники заломлення, то шагреневої поверхні не видно.

Дисперсійний ефект (В.М. Лодочникова) простежується на межі двох безбарвних мінералів (або середовищ), у яких показники заломлення близькі. Смужка Бекке в цьому випадку забарвлена: з боку мінералу, що має більший показник заломлення, у синювато-зеленкуватий колір, а з боку мінералу, що має менший показник, – у золотисто-жовтий. Цей ефект зумовлений заломленням хвиль різної довжини (тобто хвиль монохроматичного світла) під час переходу з одного середовища в інше.

Відомий петрограф В.М. Лодочников (5) усі прозорі мінерали за абсолютною величиною показника заломлення розділив на сім груп. Треба навчитися визначати належність досліджуваного мінералу до однієї з семи груп, це полегшить його подальшу діагностику.

Характеристики оптичних ефектів, властивих мінералам кожної групи, дають, порівнюючи їх з канадським бальзамом, показник заломлення якого дорівнює 1,537–1,540.

Група I (показник заломлення – 1,41–1,47). Рельєф мінералів сильно відрізняється від канадського бальзаму, добре видно чітку шагреневу поверхню; на межі з бальзамом завдяки дисперсійному ефекту мінерали мають золотисто-рожевий відтінок, смужка Бекке прямує на канадський бальзам (флюорит, опал, тридиміт).

Група II (показник заломлення – 1,47–1,53). Рельєф мінералів слабковиражений, шагреневої поверхні немає або вона ледь помітна, дисперсійний ефект видно добре (золотисто-

рожевий); смужка Бекке прямує на бальзам (калієві польові шпати, лейцит, нозеан, содаліт, вулканічне скло, багате на кремнезем – сполуку SiO_2).

Група III (показник заломлення – 1,535–1,545). Рельєфу та шагреневої поверхні не видно, смужка Бекке та дисперсійний ефект непомітні (альбіт, халцедон, нефелін, серпентин, вулканічне скло з помірним вмістом кремнезему).

Група IV (показник заломлення – 1,55–1,60). Рельєф слабо виражений, шагреневої поверхні немає або вона ледь помітна за майже повністю закритої діафрагми, смужка Бекке прямує на мінерал, дисперсійний ефект чіткий зеленкуватий (плагіоклази, кварц, мусковіт, тальк, хлорити, кордієрит, вулканічне скло з низьким вмістом кремнезему).

Група V (показник заломлення – 1,61–1,66). Рельєф та шагренева поверхня чітко виражені; дисперсійний ефект добре видно (зеленкуваті відтінки на межі з канадським бальзамом та мінералами першої, другої груп), смужка Бекке прямує на мінерал (апатит, актиноліт, тремоліт, топаз, біотит).

Група VI (показник заломлення – 1,66–1,78). Рельєф та шагренева поверхня виявлені ще ліпше, ніж у попередній групі; дисперсійний ефект видно погано, смужка Бекке прямує на мінерал, однак ледь помітна (піроксени, олівін, рогова обманка, силіманіт, ставроліт).

Група VII (показник заломлення – > 1,8). Рельєф дуже “високий”[2], шагренева поверхня чітка, зерна ніби оточені темно-сірою смужкою (поверхня мінералу здається буруватою або сіруватою); смужка Бекке та дисперсійний ефект непомітні внаслідок грубих обрисів зерен (циркон, сфен, гранати).

---

[2] Так званий високий рельєф мінералів сьомої групи та низький першої групи легко сплутати, тому висновок про належність мінералу до однієї з цих груп завжди треба перевіряти за поведінкою смужки Бекке.

2. **Форма зерен (або габітус)**. У шліфах ми спостерігаємо пласкі перерізи кристалів. За формою розрізняють такі кристали (рис. 6):

1) ***ізометричні*** (співвідношення довгої та короткої осей – ≤ 2:1, характерне для кристалів кубічної сингонії – флюориту, гранату та ін.);

2) ***таблицеподібні*** – більшість зрізів має форму видовжених табличок (співвідношення довгої та короткої осей – від 2:1 до 4:1, характерне для кристалів триклінної та моноклінної сингоній – польових шпатів, амфіболів);

3) ***призматичні*** – видовжені брускоподібні зрізи з рівними кінцевими гранями (співвідношення довгої та короткої осей – 4–10:1, характерне для кристалів моноклінної, ромбічної, тригональної та гексагональної сингоній – піроксенів, рогових обманок, апатиту, силіманіту, андалузиту та ін.);

4) ***призматично-дипірамідально-видовжені*** зрізи, які закінчуються по краях пірамідами (кристали ромбічної та середніх сингоній – циркон, рутил, олівін та ін.);

5) ***тичкуваті*** (співвідношення довгої та короткої осей – 10–20:1) і ***голчасті*** (> 20:1) – видовжені зрізи з загостреними кінцями (кристали моноклінної, ромбічної та середніх сингоній: актиноліт, силіманіт, тремоліт, воластоніт та ін.);

6) ***волокнисті*** – дуже тонкі, ниткоподібні, часто вигнуті кристали (асбест, фіброліт, волокнистий гіпс);

7) ***лускоподібні*** (пластинчасті, лускуваті) – зрізи паралельні (рис. 6, *а*) та перпендикулярні (рис.6 *б*) до площини спайності, мають пластинчасті форми, часто без правильних обрисів (слюди, тальк, хлорити).

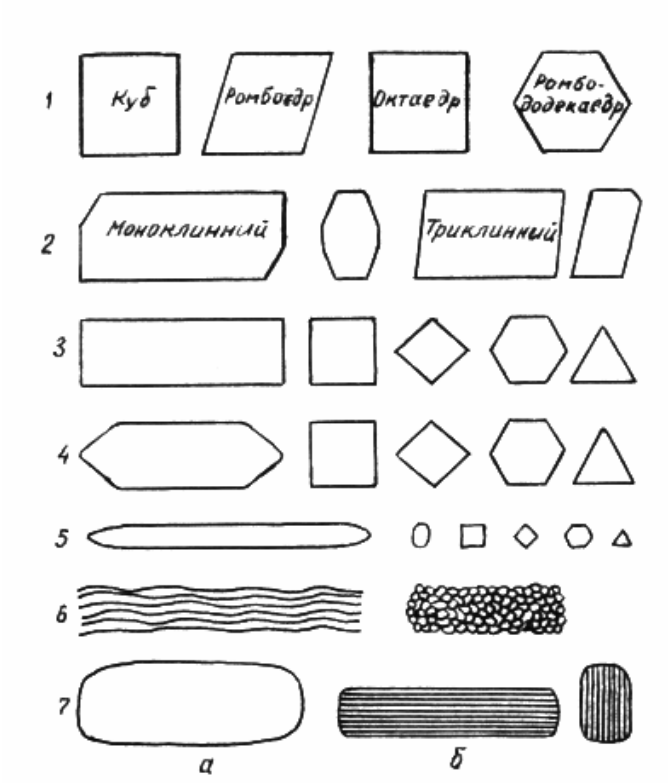


Рис. 6. Морфологія кристалів у пласких зрізах

За ступенем досконалості граней форми кристалів поділяють на ***ідіоморфні*** (зовсім правильні), ***гіпідіоморфні*** (не зовсім правильні) та ***ксеноморфні*** (неправильні).

Розмір зерен мінералів визначають за допомогою окуляра, на скло якого нанесені лінійні поділки або сітка, – відповідно, окуляра-мікрометра або сітчастого окуляра. Лінійна шкала окуляра-мікрометра розділена на 100 частинок, ціна однієї малої поділки залежить від загального збільшення мікроскопа (загальне збільшення визначають як добуток збільшення об’єктива та збільшення окуляра; збільшення кожного з них зокрема написане на оправі). Тому в комплекті мікроскопа є прозора мірна лінійка, довжина якої – 2 мм. Цю лінійку кладуть на столик мікроскопа і, дивлячись в окуляр-мікрометр, визначають, скільком поділкам окуляра-мікрометра відповідають 2 мм мірної лінійки. Після цього простий перерахунок дає змогу обчислити ціну поділки окуляра-мікрометра (чи сітчастого окуляра) за заданого збільшення. Для характеристики розміру зерна мінералу

визначають його довжину та ширину в міліметрах (залежно від габітусу зерна).

3. **Спайність** – це здатність мінералів розколюватись уздовж площин паралельно до дійсних або можливих кристалографічних граней, що пояснюють будовою просторової гратки. Під мікроскопом у шліфах спайність виявляється у вигляді паралельних темних ліній (тріщин), за витриманістю яких можна розрізняти ступінь досконалості спайності. ***Дуже досконала спайність***– тріщини витримані, тонкі та чіткі, розташовані на близькій відстані одна від одної (подібна спайність властива слюдам). ***Досконала*** – тріщини спайності добре витримані, проте товстіші та рідкісніші. Подібну спайність мають амфіболи та піроксени (по 110), польові шпати (по 010 та 001), карбонати (по 1011), скаполіт (по 110), андалузит (по 110), флюорит (по 111). ***Недосконала*** –тріщини спайності поодинокі та невитримані у вигляді окремих рисочок (олівін, апатит, нефелін).

У шліфах залежно від розрізу зерна спостерігається спайність в одному, інколи у двох напрямах. Спайність є важливою діагностичною ознакою деяких мінералів. Наприклад, у амфіболах та піроксенах у поздовжніх або косих розрізах простежують спайність в одному напрямі, а в поперечних розрізах – у двох (рис. 7). Ці мінерали надійно розрізняють за кутом спайності між двома системами тріщин спайності – 56 або 124° в амфіболах (див. рис. 7, *а*) та 87 або 93° у піроксенах (див. рис. 7, *б*).

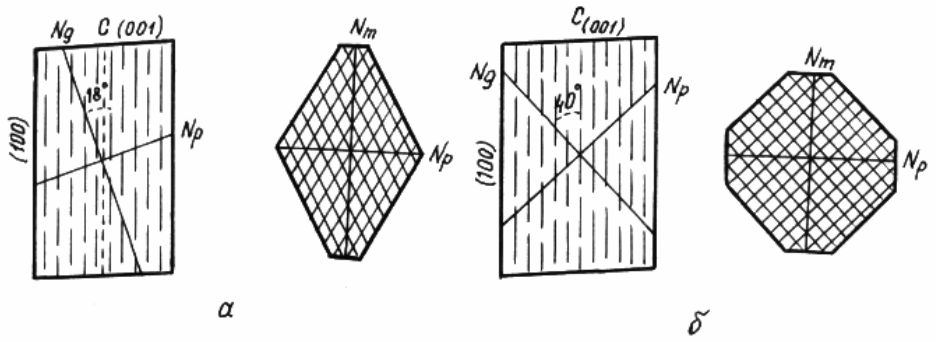


Рис. 7. Спайність у двох напрямах:

а – амфіболи, *б* – піроксени

Для визначення кута між тріщинами спайності (рис. 8) необхідно: вибрати зерно з тріщинами, що перетинаються, та поставити його на перехрестя ниток; паралельно до вертикальної нитки окулярного перехрестя поставити першу систему тріщин спайності; взяти відлік за ноніусом; повертанням столика мікроскопа поставити паралельно до вертикальної нитки перехрестя другу спайність; взяти відлік за ноніусом; відняти менше значення від більшого.

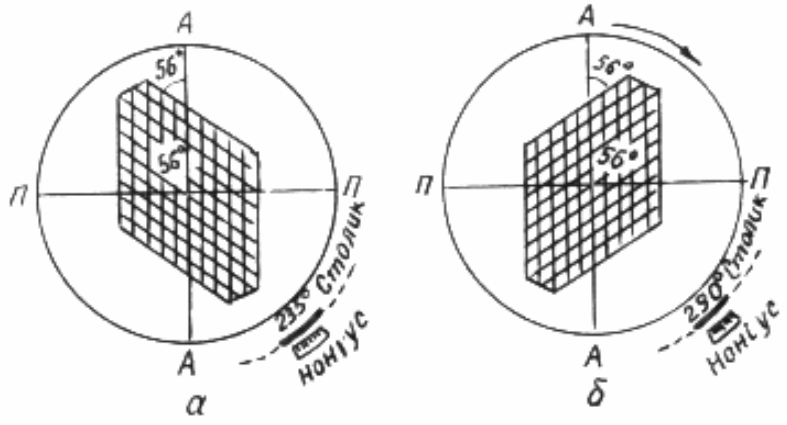


Рис. 8. Визначення кута спайності у зернах амфіболу

4**. Забарвлення та плеохроїзм мінералів**. Забарвлення мінералів зумовлене вибірковим, тобто неоднаковим поглинанням (абсорбцією) у мінералі променів різних довжин хвиль. Мінерали, які пропускають усі промені спектра, виглядають у шліфах безбарвними. Якщо в мінералі частина спектра зазнає поглинання, то він забарвлюється в додаткові кольори відповідно до зображеної діаграми (рис. 9). Наприклад, якщо мінерал вбирає червоні промені, то він буде забарвлений у зелений колір.

Інтенсивність забарвлення мінералів у будь-якому напрямі залежить також від товщини зерна (ступінь поглинання прямо пропорційний до шляху, пройденого променями в мінералі). Макроскопічно не дуже густо забарвлені мінерали (олівін, дистен та ін.) у шліфах виглядають зовсім безбарвними. В ізотропних мінералах кубічної сингонії поглинання та забарвлення не залежать від напряму коливання світлових хвиль. В анізотропних (кристали

середніх та нижчих сингоній) зі зміною напряму світлових коливань поглинання та забарвлення змінюються.

Рис. 9. Додаткові кольори у спектрі поглинання мінералів

Явище зміни забарвлення мінералу відповідно до зміни напряму коливань хвиль називають *плеохроїзмом*. Його спостерігають тільки при аналізаторі (тобто в разі одного ніколя). Розрізняють три види плеохроїзму: забарвлення не змінюється, проте змінюється його інтенсивність; змінюється забарвлення, інтенсивність не змінюється; змінюється забарвлення та інтенсивність. Мінерали середніх сингоній можуть мати два характерні забарвлення відповідно до двох осей індикатриси (Ng та Np); нижчих сингоній – три різні забарвлення відповідно до трьох осей індикатриси (цей випадок ще називають трихроїзмом).

Розрізняють дві схеми плеохроїзму: біотитову і турмалінову. Для мінералів, які плеохроюють за біотитовою схемою, характерне інтенсивніше забарвлення тоді, коли видовження мінералу паралельне до напряму коливань променя, який вийшов з поляризатора (поляризатор зазвичай орієнтують так, щоб напрям коливань променів відбувався паралельно до вертикальної нитки окуляра мікроскопа[3]). Мінерали, які плеохроюють за

[3] Напрям коливань перевіряють на прикладі зерна біотиту, яке має бути найбільше забарвленим у положенні, паралельному до вертикальної нитки мікроскопа.

турмаліновою схемою, навпаки, виявляються густіше забарвленими в положенні, поперечному до напряму коливань променів (рис. 10).

Під час детальніших досліджень плеохроїзм треба схарактеризувати по осях індикатриси. У біотитовій схемі найгустіше забарвлення по осі *Ng*, а найслабше – по осі *Np*. Турмаліни найгустіше забарвлені також по осі *Ng*, проте осі індикатриси у них, як бачимо з рис. 1.10, орієнтовані інакше щодо видовження кристалів. Тому прив'язка кольорів плеохроїзму до розташування осей індикатриси у мінералі потребує попереднього визначення мінералів.

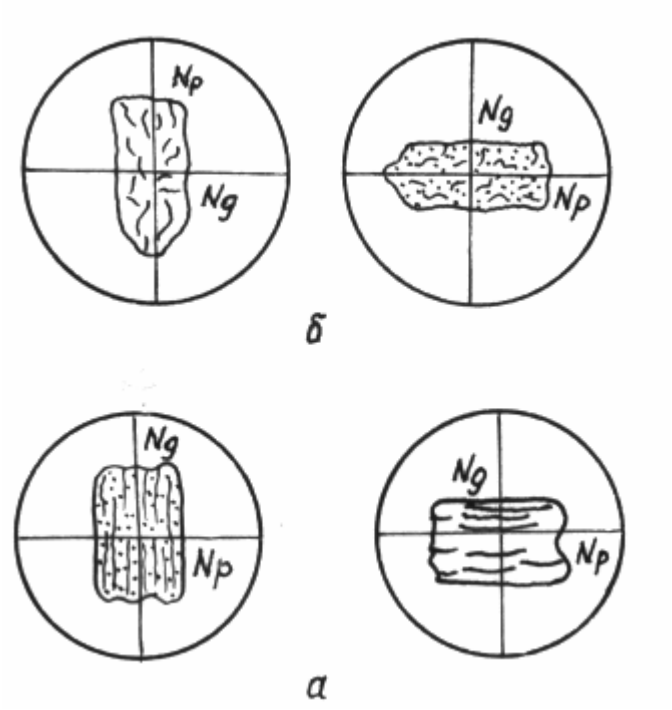


Рис. 10. Біотитова (*а*) і турмалінова (*б*) схеми плеохроїзму

5. **Псевдоабсорбція**. Деякі анізотропні мінерали мають велику різницю показників заломлення в різних напрямах (*Ng* та *Np*). У разі близькості *Np* до показника заломлення канадського бальзаму спостерігають явище псевдоабсорбції (за Е.С. Федоровим). Суть його полягає в тому, що під час

обертання столика мікроскопа мінерал здається то зовсім світлим, гладким (показник мінералу близький до показника канадського бальзаму), то сірим (темно-сірим) з різким рельєфом і шагреневою поверхнею (показник заломлення в цьому напрямі значно більший від показника заломлення канадського бальзаму). Псевдоабсорбція добре простежується в шліфах у карбонатів (кальцит: n_g = 1,658, що відповідає шостій групі, n_p = 1,486, що відповідає другій групі); мусковіту (n_g = 1,610, n_p = 1,552), флогопіту.

2.2. Спостереження в схрещених ніколях

Під час дослідження мінералів з увімкненим поляризатором та аналізатором (у схрещених ніколях) спостерігають низку оптичних ефектів, які неможливо виявити в разі одного ніколя. Щоб зрозуміти їх, необхідно розглянути хід променів у мікроскопі. Світло, відбите від дзеркальця, потрапляє в нижній ніколь або поляризатор. Поляризатор – це призма ісландського шпату, розпиляна по діагоналі і склєєна канадським бальзамом.

Промінь світла розкладається в поляризаторі на два –звичайний (показник заломлення 1,66) та незвичайний (1,52). Звичайний промінь має показник заломлення, вищий від канадського бальзаму (1,53–1,54), а незвичайний – нижчий. Нахил площини розтину, на яку нанесено канадський бальзам, розраховано так, що промені підходять до неї під кутом, більшим від граничного. Звичайний промінь не може перетнути цю межу (він прямує від середовища з більшим показником заломлення) і зазнає відбивання від неї. Пізніше цей промінь гасить чорна оправа ніколя. Показник заломлення незвичайного променя виявляється менший, ніж показник заломлення канадського бальзаму, тому він перетинає цю межу. В підсумку з поляризатора виходить один незвичайний промінь поляризованого світла (іншими словами, поляризатор пропускає світло лише в одній площині). Якщо цей промінь потрапить у верхній ніколь (аналізатор), то його поведінка залежатиме від орієнтування аналізатора щодо поляризатора. У випадку,

коли обидва ніколі поставити паралельно, промінь з нижнього ніколя проходитиме через верхній, не змінюючи напряму і не розкладаючись. Якщо ж орієнтувати ніколі між собою під прямим кутом (у всіх випадках йдеться про орієнтування в горизонтальній площині), то промінь потрапить у верхньому ніколі на той напрям, який не пропускає світла, і в окулярі спостерігач побачить повну темряву. Це є однією з умов готовності мікроскопа до роботи. Якщо ж у разі схрещених ніколів в окулярі немає повної темряви, то це означає, що ніколі орієнтовані між собою не під прямим кутом, і мікроскоп не готовий до роботи. Тоді повертають один з ніколів і надають їм взаємно перпендикулярного положення.

Кристали середніх і нижчих сингоній пропускають промінь лише у двох взаємно перпендикулярних напрямах. Тому, якщо на шляху променя, який вийшов з нижнього ніколя, розташувати кристал (шліф), то цей промінь (рис. 11, *а*) у кристалі розкладеться на два взаємно перпендикулярні промені за правилом паралелограма (*1, 2* на рис. 11, *а*), кожний з яких досягне верхнього ніколя і

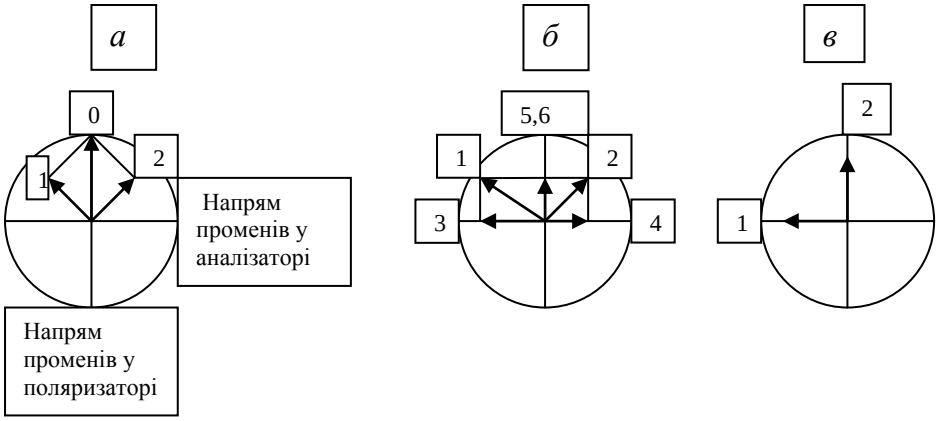


Рис. 11. Схема розкладання променів під час проходження світла через кристал

розкладеться в ньому також на два промені за правилом паралелограма (рис. 11, *б*). Відповідно, виникнуть чотири промені, два з яких (п’ятий і шостий) коливатимуться в напрямі, який пропускає нижній ніколь і не пропускає

верхній. Два інші промені (третій і четвертий) коливаються в напрямі, який пропускає верхній ніколь. Отже, вони пройдуть через нього, і ми побачимо в схрещених ніколях замість повної темряви зображення мінералу. Зазначимо, що хоча на малюнку ці промені (третій і четвертий) позначені стрілками, орієнтованими в різні боки, ці стрілки відображають лише напрям коливань, який відбувається в одній площині. Самі ж промені поширюються перпендикулярно до площини шліфа в одному напрямі.

Тепер повертанням столика мікроскопа орієнтуємо шліф так, щоб ті два напрями, через які проходить світло в кристалі, збіглися з напрямами, у яких пропускають світло поляризатор і аналізатор (див. рис. 11, *в*). Відповідно, промінь, який вийде з нижнього ніколя, пройде через кристал у напрямі *2*, не розкладаючись (можна сказати, що кристал пропускає промінь у цьому напрямі без перешкод) і досягне верхнього ніколя. Верхній ніколь, однак, не пропустить цього променя, оскільки він іде під прямим кутом до напряму *1* (напрям, у якому проходять промені через аналізатор). Унаслідок цього кристал стане темним у полі зору; у таких випадках кажуть, що кристал загасає. У разі повного обороту столика мікроскопа напрями *1, 2* чотири рази збігатимуться з напрямами, у яких світло проходить через поляризатор та аналізатор. Відповідно, загасання кристала відбудеться чотири рази, повторюючись через кожні 90°. Це стосується лише мінералів середніх і нижчих сингоній. У мінералах кубічної сингонії та аморфних речовинах (якою є канадський бальзам) двозаломлення не відбувається і тому в разі схрещених ніколів вони залишаються темними за всіх повертань столика мікроскопа. Крім того, як уже зазначено, у мінералах середніх і нижчих сингоній існують одна чи дві оптичні осі, у напрямі яких не відбувається двозаломлення світла. Якщо кристал орієнтований так, що його оптична вісь “дивиться в трубу мікроскопа”, то він за всіх повертань столика мікроскопа також повинен бути темним (на практиці це спостерігають зрідка).

Як відомо, показники заломлення променів світла, які проходять через анізотропний кристал, будуть різними в різних напрямах, тому що такий кристал чинить різний опір проходженню світла. Від цього залежить довжина світлової хвилі, хоча частота коливань не змінюється. Хвиля, яка зазнає більшого опору, має меншу довжину і, щоб пройти крізь кристал, повинна виконати більшу кількість коливань, аніж хвиля, на яку діє менший опір. Тому дві хвилі (*3, 4* на рис. 11 *б*) виходять з кристала неодночасно, одна з них запізнюється щодо іншої, тобто між ними виникає *різниця ходу.* Ця різниця залежить від співвідношення швидкостей, з якими рухаються ці хвилі, та шляху, який їм треба подолати. Це співвідношення описує формула

$$\Delta = d\,(n_1 - n_2),$$

де Δ – різниця ходу, d – товщина шліфа; n_1 та n_2 – показники заломлення (різниця їх відповідає $n_g - n_p$ для заданого перерізу кристала). Від того, якою є різниця ходу, залежить, що ми побачимо “на виході”, тобто в окулярі мікроскопа. Дві хвилі однакової довжини (тобто які відповідають однаковому монохроматичному світлу) можуть мати різницю ходу, що дорівнює цілому числу кількості хвиль і тоді їхні амплітуди додають (*а*); відрізнятись на якусь кількість “півхвиль”, і тоді вони взаємно гасяться (*б*); відрізнятись на не ціле число кількості півхвиль (*в*) (проміжний варіант між випадками *а* і *б*). Внаслідок цього виникає явище інтерференції – посилення одних і знищення інших монохроматичних хвиль; монохроматичні хвилі змішуються у різних пропорціях і замість білого світла ми бачимо низку кольорів у випадках *а* та *в* і темно-сірий колір, що переходить у чорний у випадку *б*. Інтерференція виникає лише в разі введеного верхнього ніколя, який зводить хвилі, що пройшли через кристал, в одну площину (без цього хвилі будуть коливатися в різних напрямах, інтерференції не виникне). Ми не побачимо інтерференції і без нижнього ніколя, проте з іншої причини: світло не буде поляризоване і напрями коливань його швидко змінюватимуться. Тому інтерференція виникне, але око не встигне її зафіксувати. Отже, анізотропні кристали в разі схрещених ніколів будуть забарвлені, проте це

забарвлення не є справжнім забарвленням мінералу. Воно змінюватиметься під час повертання столика мікроскопа, зникаючи через кожні 90° у випадку загасання мінералу.

На підставі розглянутих явищ у схрещених ніколях визначають: 1) силу двозаломлення; 2) характер загасання мінералів та кути загасання; 3) знак видовження мінерале; 4) характер двійникування; 5) схему плеохроїзму по осях.

1. **Двозаломлення** (або сила двозаломлення) – це різниця між більшим і меншим показниками заломлення кристала (n_g – n_P). Вона є важливою характеристикою мінералу, однак залежить також від товщини шліфа та напряму перерізу мінералу. Площина шліфа може розрізати мінерал у будь-якому напрямі, тому в різних зернах одного й того ж мінералу двозаломлення матиме різне значення: мінімальне в перерізах, близьких до перпендикулярних до оптичної осі, і максимальне в перерізах, паралельних до оптичної осі (в одновісних кристалах) або площини оптичних осей (у двовісних кристалах). В останньому випадку перетини мають найвищі з можливих для конкретного мінералу кольори інтерференції (між цими крайніми випадками в шліфі буде багато зерен з проміжними значеннями n_g – n_p, які менш цікаві для визначення оптичних констант).

Кожній різниці ходу відповідає певний колір інтерференції. Французький петрограф Мішель-Леві розробив шкалу (кольорову номограму), де відображено послідовність цих кольорів залежно від збільшення різниці ходу. Кольори повторюються, тому їх поділяють на порядки (через 560 ммк). Кожний порядок завершується червоно-фіолетовим кольором. Усього оком можна розрізнити чотири порядки, далі вони перестають розрізнятись і виникають так звані перламутрові кольори. Порядок кольору інтерференції визначають за допомогою кварцового клину. Клин – це пластинка кварцу в металевій оправі довжиною 4–5 см і товщиною від 0,2–0,3 мм на грубому кінці до майже нуля на тонкому. В тубусі

мікроскопа збоку є проріз, через який кварцовий клин уводять в оптичну систему. Клин уводять тонким кінцем, і під час його просування в разі схрещених ніколів можна спостерігати поступову зміну інтерференційних кольорів самого клину від першого до останнього порядку відповідно до збільшення його товщини.

Послідовність роботи під час визначення сили двозаломлення така:

вибирають зерно з максимальним інтерференційним забарвленням і ставлять на перехрестя ниток;

повертають столик мікроскопа до максимального висвітлення зерна;

уводять кварцовий клин і спостерігають за зміною кольорів інтерференції. Мета цієї операції – пошук такого положення, за якого відбудеться взаємна компенсація кольорів кварцового клину та мінералу (випадок *б* у розглянутій вище схемі інтерференції кольорів). Коли відбудеться компенсація, вибране зерно набуде майже чорного кольору (наголосимо, що спостереження ведуть лише за одним зерном, яке розташоване на перехресті ниток; на зміну кольорів в інших зернах уваги не звертають). Якщо компенсації не відбувається, то зерно треба повернути на 90° і повторити операцію (компенсація обов'язково повинна відбутися в одному з цих двох положень);

коли компенсації досягнуто, шліф знімають зі столика (у цьому разі побачимо інтерференційний колір кварцового клину, який відповідатиме кольору зерна до введення клину) та, повільно висовуючи кварцовий клин у зворотному напрямі, визначають порядок кольору інтерференції, підраховуючи, скільки разів з'явиться червоний колір;

за номограмою Мішель - Леві визначають різницю ходу для заданого кольору. Приймають товщину шліфа стандартною (тобто d = 0,03 мм) і за точкою перетину лінії, яка відповідає цій товщині, та смуги, яка відповідає визначеному кольору інтерференції, отримують значення різниці ходу променів Δ у дослідженому зерні (в мілімікронах). Для того, щоб визначити двозаломлення $Ng - Np$, треба за формулою $\Delta = d\,(n_1 - n_2)$ поділити значення

різниці ходу на товщину шліфа. Щоб не робити підрахунків, на номограмі Мішель - Леві проведено радіальні прямі, які відповідають різним значенням сили двозаломлення (рис. 12). Рухаючись вздовж прямої, що проходить через точку перетину визначеної кольорової смуги та лінії товщини шліфа, визначають силу двозаломлення графічним способом.

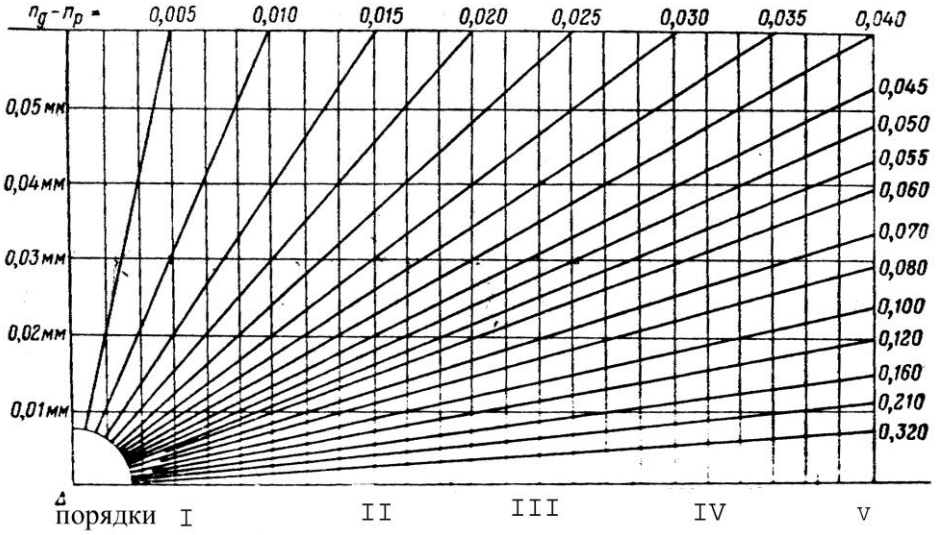


Рис. 12. Таблиця Мішель - Леві для визначення сили двозаломлення, за Татарським, 1965

.

Кольори, відображені в номограмі Мішель - Леві, – це так звані ньютонівські, або нормальні, кольори веселки. Вони виникають тоді, коли показники заломлення та сила двозаломлення для хвиль різної довжини, тобто для монохроматичного світла різних кольорів, є приблизно однаковими. Насправді в разі двозаломлення хвилі різної довжини заломлюються в кристалах дещо по-різному; тому вони проходять у кристалі різний шлях і для них характерна різна сила двозаломлення. Це явище називають *дисперсією сили двозаломлення*. У більшості мінералів дисперсія сили двозаломлення невелика і ми її не помічаємо. Однак є чимало мінералів, які мають доволі суттєву силу дисперсії. Для таких мінералів характерні так звані *аномальні кольори* інтерференції. У разі більшої дисперсії для коротких хвиль порівняно з довгими з’являються яскраві жовті кольори; якщо

дисперсія більша для довгих хвиль, замість жовтих кольорів з'являються коричневі. У разі дисперсії в середній частині спектра з'являються особливі чорнильно-сині та фіолетові кольори, які неможливо сплутати з іншими. Характерні також оливково-зелені, так звані отруйно-зелені кольори.

У випадку дисперсії сили двозаломлення в більшості випадків не вдається досягти повного загасання кристала. Це пояснюють тим, що для хвиль різної довжини оптична індикатриса має дещо різну форму. Для різних хвиль, які проходять через один і той же кристал, індикатриса може мати форму витягнутого або стиснутого еліпсоїда чи навіть кулі. Тому коли одна з тих фігур "стає на загасання", інші з нею не збігаються, через що ми не бачимо повного затемнення мінералу. Загалом значення дисперсії зростає зі збільшенням загальної сили двозаломлення. Тому для кольорів високих порядків (перламутрових) навіть без аномальних кольорів не вдається досягти повного загасання. З тих же причин для мінералів з аномальними та дуже високими кольорами інтерференції не вдається досягти повної компенсації в разі введення кварцового клина.

2. **Загасання мінералів**. Під час обертання столика мікроскопа кольори інтерференції загасають. Загасання настає тоді, коли осі індикатриси мінералу збігаються з площинами поляризації ніколів. Воно повторюється під час повертання столика мікроскопа на 90°, оскільки осі індикатриси в мінералах усіх сингоній взаємно перпендикулярні. Залежно від орієнтування оптичної індикатриси мінералу щодо його кристалографічних напрямів розрізняють пряме та косе загасання.

Пряме загасання мають мінерали (рис. 13, *а*), у яких осі індикатриси орієнтовані паралельно до кристалографічних осей (граней). Це мінерали середніх і ромбічної сингоній. *Косе загасання* (див. рис. 13, *б*) спостерігають у мінералах моноклінної та триклінної сингоній, де осі індикатриси орієнтовані під кутом до кристалографічних осей (граней). Кут між кристалографічним напрямом (гранню та спайністю) і віссю індикатриси називають *кутом загасання* (ця величина є константою мінералу).

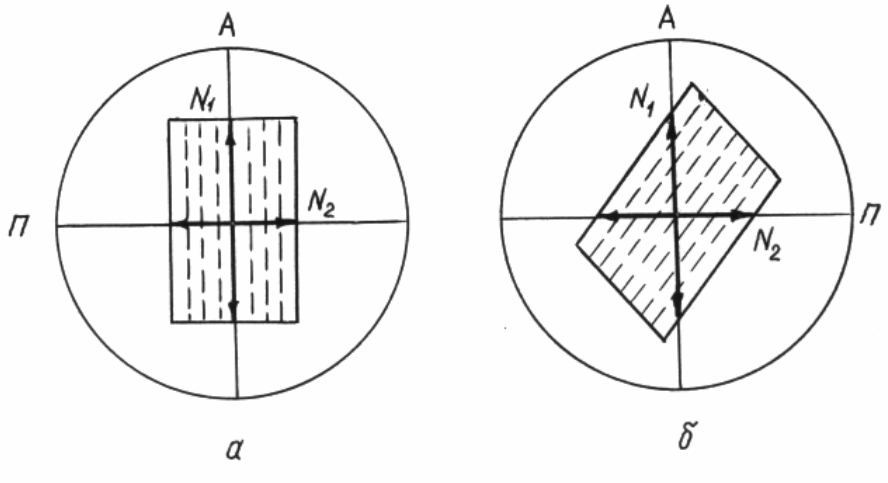


Рис. 13. Пряме (*а*) та косе (*б*) загасання

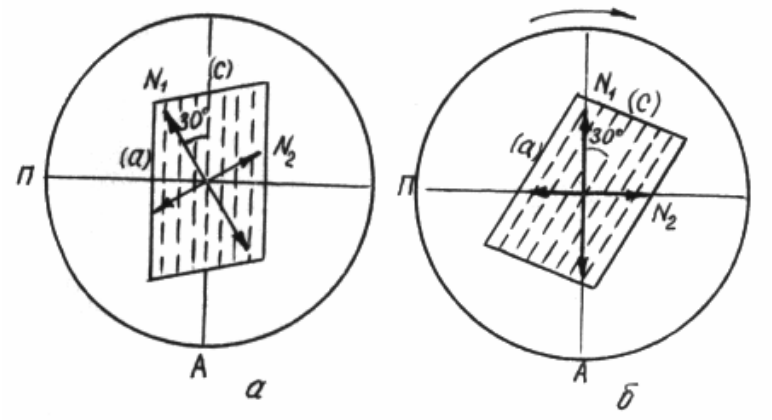
Визначення кута загасання[4]:

а) вибирають видовжене зерно з однією системою тріщин спайності або добре вираженими паралельними бічними ребрами та високим двозаломленням і ставлять його на перехрестя ниток спайністю або ребрами паралельно до вертикальної нитки окулярного хреста (рис. 14, *а*);

б) беруть відлік за ноніусом мікроскопа (наприклад, одержали 163°);

в) повертають столик мікроскопа до положення найближчого загасання (див. рис. 14, *б*) і беруть другий відлік за тим же ноніусом (наприклад, одержали 193º);

г) різниця між двома відліками є кутом загасання: $193–163^0 = 30º$;



[4] Під час визначення кута загасання мінералу мікроскоп повинен бути відцентрованим (щоб уникнути помилки).

Рис. 14. Визначення кута загасання в мінералах

3. **Визначення положення осей індикатриси в кристалі.** Кожний переріз кристала відповідає площині, де одночасно можуть бути розташовані лише дві осі індикатриси. Перерізів, у яких могли б співіснувати три осі (*Ng*, *Nm*, *Np*), бути не може. Коли кристал перебуває в положенні загасання в разі схрещених ніколів, то це означає, що одна з цих осей збігається з напрямом променя, який проходить через поляризатор, а інша – з напрямом променя, що прямує через аналізатор (нагадаємо, що в цьому положенні не відбувається розкладання променів, і тому ми не бачимо інтерференційних кольорів).

Важливою характеристикою видовжених кристалів є збіг осей з видовженням (якщо збігається вісь *Ng*, то видовження називають додатним; якщо вісь *Np* – від'ємним). У випадках косого загасання кристалів у разі визначення знака видовження беруть до уваги ту вісь індикатриси, якій відповідає менший кут загасання. За кутів загасання, близьких до 45º, говорять про нейтральне видовження кристала. Для ізометричних кристалів знака видовження не визначають, хоча й тут можна визначити положення осей індикатриси.

Для визначення положення осей індикатриси та знака видовження кристала чинять так:

вибирають видовжене зерно, ставлять його на перехрестя ниток і повертанням столика мікроскопа ставлять у положення загасання, найближче до видовження кристала. Після цього повертанням столика мікроскопа ліворуч на 45º орієнтують зерно довгим боком паралельно до напряму руху кварцового клина (у цьому положенні за схрещених ніколів зерно повинно давати максимальні кольори інтерференції).

уводять кварцовий клин і шукають положення, за якого відбудеться компенсація кольорів інтерференції (див. опис цієї операції під час визначення сили двозаломлення). У кварцовому клині за видовженням

розташована вісь *N*p (положення осей у кварцовому клині позначено на його металевій оправі). Відповідно, явище зниження кольорів інтерференції та їхньої компенсації означає, що вздовж орієнтованого видовженням паралельно до кварцового клина кристала розташована вісь Ng, і мінерал має додатне видовження. Якщо компенсації в подібному положенні кристала не спостерігають, то його треба повернути на 90º і повторити пошук сірого кольору. Якщо компенсація простежена в положенні кристала, поперечному до кварцового клина, то це означає, що вздовж видовження кристала розташована вісь *N*p, і знак видовження кристала від'ємний.

У зернах з двома системами спайності та у двійниках може бути симетричне загасання, коли всі осі індикатриси мають однакові кути з лінією двійникового шва або щодо спайності.

Використання кварцового клина дає змогу визначити положення осей індикатриси для кристалів, кольори інтерференції яких вищі від першого порядку та нижчі від перламутрових. В останньому випадку кольори інтерференції такі високі, що розрізнити їхнє підвищення чи зниження не вдається, і їхньої компенсації досягти неможливо. Кольори першого порядку також слабко реагують на введення кварцового клину. У цьому випадку замість клина використовують кварцову пластинку, інтерференційні кольори якої відповідають межі між кольорами першого та другого порядків. Пластинку вводять так само, як кварцовий клин. У цьому разі компенсації (тобто темно-сірих кольорів) не спостерігають, однак відбувається чітке зниження (з'являються жовті або червоні кольори) або підвищення (з'являються сині та зелені кольори) інтерференційних кольорів. Це означає, що у першому випадку паралельно до осі кварцової пластинки в мінералі проходить вісь *Ng*, а в другому – вісь *Np* (рис. 15).

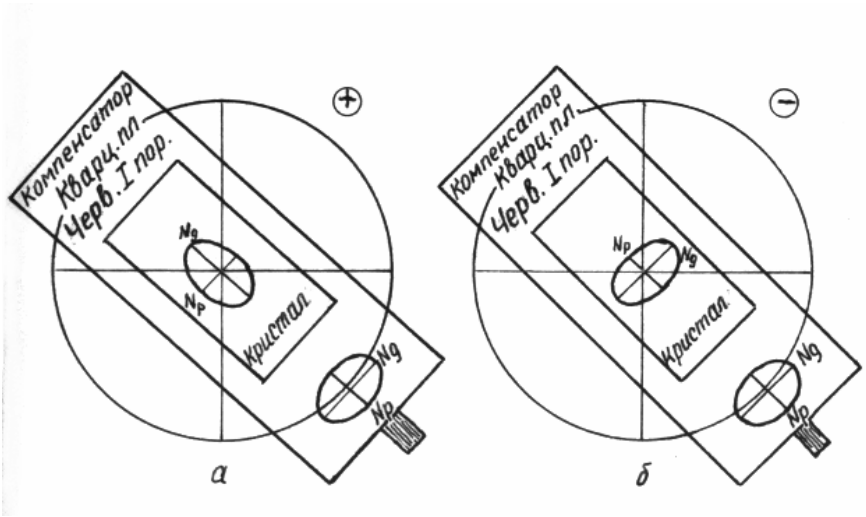


Рис. 15. Визначення знака видовження у зернах мінералів за допомогою кварцової пластинки

Труднощі виникають також під час дослідження знака видовження густо забарвлених мінералів, оскільки їхній природний колір перекриває кольори інтерференції. У багатьох випадках у крайових частинах таких зерен за схрещених ніколів вдається спостерігати світліші смужки. Вони виникають унаслідок того, що в процесі виготовлення шліфа крайові частини зерна шліфують швидше, ніж центральні. Тобто по краях такі зерна є тоншими і, відповідно, мають нижчі кольори інтерференції, ніж у центральних частинах. Коли ми вводимо кварцовий клин, смужки починають ніби рухатися. У випадку збіжності орієнтування однойменних осей індикатриси мінералу та кварцового клина кольори з центральних частин зерна рухаються у бік крайових частин останнього (відбувається заміщення низьких кольорів інтерференції вищими), а в центрі зерна з’являються щоразу нові вищі кольори. Коли осі індикатрис не збігаються, низькі кольори з периферійних частин зерен рухаються до центра. Таке визначення знака видовження мінералів називають *методом біжучих смужок*.

4. **Дослідження двійників**. *Двійниками* називають закономірні зростання двох або більше кристалічних індивідів одного мінералу. Двійникування можна бачити лише в схрещених ніколях. У двійниках один

індивід повернутий щодо іншого навколо будь-якої осі на 180º. Таку вісь називають *двійниковою*, а площину, по якій відбулося зростання, – *двійниковою площиною*, або *двійниковим швом*.

Двійники бувають прості (складаються з двох індивідів), які в схрещених ніколях загасають неодночасно (амфіболи, піроксени та ін.), і складні – полісинтетичні (складаються з декількох індивідів з паралельними двійниковими швами, наприклад, плагіоклази) або секторіальні (кордієрит). Для таких мінералів, як плагіоклаз і калішпат, характер двійникування є надійною діагностичною ознакою. Також, характер загасання двійників плагіоклазу дає змогу робити висновки про особливості складу мінералу.

Визначення номера плагіоклазу методом симетричного згасання щодо двійникового шва (метод Мішель-Леві). Величина кутів згасання у певних кристалографічних зонах є функцією хімічного складу плагіоклазів. Особливістю плагіоклазів є здатність давати ізоморфні бінарні ряди, кінцеві члени яких представлені альбітом (аб) і анортитом (ан). Процентний вміст анортитової складової позначають номерами від 0 до 100. Весь ряд плагіоклазів прийнято поділяти на шість груп:

альбіт - № 0 до 10;

олігоклаз - № 11 - 30 ;

андезин - № 31 - 50;

лабрадор - № 51- 70;

бітовніт - № 71 - 90;

анорит - № 91 - 100.

Для визначення номера плагіоклазу за методом Мішель-Леві необхідно:

1) вибрати зерно плагіоклазу з чіткими тонкими двійниковими швами та симетричним згасанням двійників, поставити двійниковий шов паралельно до вертикальної нитки (у цьому положенні двійники повинні мати однакове інтерференційне забарвлення) та взяти відлік по ноніусу;

2) повернути столик мікроскопа праворуч до повного згасання одної системи двійників, узяти другий відлік по тому ж ноніусу;

повернути столик мікроскопа ліворуч до повного згасання другої системи двійників та взяти третій відлік.

3) Запис зробити як показано у таблиці.

№ п/п	II відлік згасання двійників	Різниця відликів I та II	I відлік: шов паралельно вертикаль-ной нитки	Різниця відліків I та III	III відлік згасання двійників	Серед-ній кут згасаня	Номер плагіок-лазу
	210	23	233	25	258	24	45 андезин

4) щодо двійникового шва кути симетричного згасання повинні бути однаковими або відрізнятись не більше ніж на 1 - 2 ;

5) з 6-9 замірів узяти кут максимального симетричного згасання (не середній, а максимальний) та за графіком визначити номер плагіоклазу;

6) якщо кут симетричного згасання менше 20, необхідно визначити групу - III або IV (показник заломлення), щоб уникнути грубої помилки (якщо група III, відлік беруть за графіком нижче нуля, якщо група IV - вище нуля).

Визначення номера плагіоклазу в розрізах, перпендикулярних (001) та (010), тобто в розрізах, що перетинаються зі спайністю (метод Бекке-Беккера):

1) Вибирають зерно плагіоклазу з чіткими тонкими тріщинами спайності по (001) та (010); бажано, щоб зерно не було здвійниковане;

2) спайність по (001), розвинута ліпше, ніж спайність по (010), ставлять паралельно до вертикальної нитки; беруть відлік по ноніусу столика мікроскопа;

3) повертаючи зерно до згасання в бік гострого кута, який утворюється тріщинами спайності (вертикальна нитка окуляра повинна збігатися з віссю індикатриси, яка лежить у гострому куті спайності); беруть другий відлік;

4) перевіряють за допомогою кварцової пластинки, що загашена вісь є віссю N_p;

5) різниця відліків I та II дає кут згасання, значення якого за графіком (керуватися червоною лінією графіка) визначає номер плагіоклазу. Цей метод використовують для визначення плагіоклазів NN 30-80, він є більш точним, ніж попередній.

Рекомендована послідовність дій у разі визначення мінералів під мікроскопом.

Ми розглянули головні характеристики мінералів, які можна побачити під мікроскопом. Тепер наведемо послідовність їхнього використання в разі визначення мінералів.

1. За одного ніколя мінерали поділяємо на непрозорі (рудні, які надалі не розглядатимемо) та прозорі.
2. За одного ніколя поділяємо мінерали на безбарвні та забарвлені.
3. Характеризуємо форму зерен, наявність спайності і, якщо маємо дві системи, що перетинаються, визначаємо кут між ними.
4. Визначаємо належність мінерала до оптичної групи за поведінкою смужки Бекке, характером рельєфу та шагреневої поверхні.
5. Перевіряємо, чи не має цей кристал псевдоабсорбції.

6. Уводимо другий ніколь. Поділяємо мінерали на ізотропні та анізотропні. З ізотропними мінералами праця на цьому завершується.
7. Анізотропний мінерал ставлять на загасання. Якщо він добре видовжений, то вимірюють кут загасання.
8. Від положення загасання мінерал повертають ліворуч на 45º (до найбільшого просвітлення) і за допомогою кварцового клина чи пластинки визначають знак видовження, тобто положення осей індикатриси в мінералі. Нагадаємо, що це можна робити лише для видовжених мінералів.
9. Визначаємо силу двозаломлення мінералу.
10. Досліджуємо характерні особливості, такі як наявність аномальних кольорів інтерференції, характер двійникування та ін.

На підставі отриманих даних, за таблицями чи довідниками визначають назву мінералу. Зокрема, у Львівському університеті протягом багатьох років використовують таблицю-визначник (табл.1), у якій рядки відповідають різним за показниками заломлення групам мінералів, а стовпці – групам мінералів, виділених за силою двозаломлення. Використання цих двох ознак (показника заломлення та сили двозаломлення) як першочергових значно спрощує подальшу діагностику мінералів. Крім того використовують ключові таблиці діагностики породотвірних мінералів (див. додаток)

Таблиця 1

Головні кристалооптичні властивості найпоширеніших мінералів кристалічних порід

Двозаломлення / Кольори інтерференції							
Групи за показником заломлення	0 / ізотропні	0–0,005 / темно-сірі	0,005–0,010 / сірі, білі до жовтуватих	0,010–0,020 / жовті, оранжеві,червоні до фіолетових	0,020–0,030 / сині, зелені,жовті II порядку до малинових	0,030–0,075 / малинові II порядку і вище	>0.075 / перламутрові
А. Мінерали у шліфах безбарвні							
I (1.41–1.47)	Опал, флюорит	Тридиміт					
II (1.47–1.53)	Лейцит, нозеан, содаліт, вулкан, скло	Цеоліти Калішпати		Канкриніт			Карбонати
III (1.535–1.545)			Нефелін Халцедон Альбіт				
IV (1.55–1.60)		Серпентин	Кварц Кордієрит Плагіоклаз	Скаполіти		Мусковіт Тальк	
V (1.61–1.66)		Апатит	Топаз Андалузит Воластоніт		Тремоліт Преніт		
VI (1.66–1.78)		Везувіан Цоїзит	Ромбічні піроксени Дистен Кліноцоїзит		Монокл. Піроксени Силіманіт	Олівін Епідот	
VII (> 1.8)	Mg, Fe, Mn, Ca-гранат					Циркон	Сфен
Б. Мінерали у шліфах забарвлені							
I (1.41–1.47)	**Флюорит**						
II (1.47–1.53)							
III (1.535–1.545)		**Серпентин**					
IV (1.55–1.60)	**Скло вулканічне**	**Серпентин Хлорити**				**Флогопіт**	
V (1.61–1.66)		**Хлорити**			**Глаукофан Турмалін Актиноліт**	**Біотит**	
VI (1.66–1.78)			**Лужні амфіболи ставроліт**		**Турмалін Рогова обманка Егірин-авгіт Тітан-авгіт**	**Лепідомелан**	
VII (> 1.8)	**Шпінель Ті-гранат**					**Егірин Епідот**	**Сфен Рутил каситерит**

Примітка. Наведено максимальні значення сили двозаломлення.

3. Коноскопічний метод досліджень

У разі коноскопічного методу використовують дуже короткофокусну лінзу Лазо. У цьому випадку отримують низку променів, що збігаються в місці їхнього проходження через кристал. Після проходження фокуса промені, навпаки, починають розходитись і утворюють конус, який потрапляє на окуляр. На відміну від ортоскопічного методу, тут паралельно до оптичної осі мікроскопа проходить лише один промінь. Усі інші промені відхиляються від нього на певний кут, тим більший, чим далі від центра поля проходить цей промінь. Це дає змогу спостерігати певні оптичні ефекти, які не вдається побачити в разі використання паралельних променів. У схрещеному світлі можна визначити: осність мінералу (тобто є він одно- чи двовісним); оптичний знак; приблизний кут оптичних осей (2*V*); дисперсію кута оптичних осей; орієнтування осей індикатриси у дослідженому перерізі мінералу.

Порядок роботи для одержання коноскопічної фігури такий:

1. З використанням об’єктива 8Х у схрещених ніколях знаходять переріз мінералу з мінімальною силою двозаломлення (тобто з найнижчими кольорами інтерференції) і ставлять його в центр поля зору.

2. Ставлять об’єктив 40Х або 60Х, відцентровують його. Під час наведення на фокус треба бути обережним, щоб не роздусити шліф (в об’єктивах 40Х та 60Х дуже мала фокусна відстань).

3. Уводять в оптичну систему лінзи Лазо та Бертрана (під час ортоскопчніх досліджень ці лінзи не використовують і вони залишаються в положенні, виведеному з оптичної системи). Можна також не вводити лінзу Бертрана, а натомість витягнути окуляр та замість нього вставити в тубус накладну діафрагму з отвором у центрі; за цим способом фігури інтерференції будуть менші за розміром, проте чіткіші порівняно з першим варіантом.

4. Під час обертання столика мікроскопа ми побачимо так звану коноскопічну фігуру, або фігуру інтерференції, яка матиме вигляд темного

перехрестя чи якоїсь його частини (так званої балки) або двох гілок гіперболи (див. рис. 16, 18) на кольоровому фоні. Невиконання хоча б однієї з перелічених вище підготовчих операцій не дасть змоги побачити коноскопічну фігуру. Коноскопічні фігури зручно спостерігати на розрізах кварцу, турмаліну, скаполіту, апатиту (одновісні мінерали), мусковіту, піроксенів, амфіболів (двовісні мінерали).

3.1. Фігури інтерференції одновісних кристалів

Фігури інтерференції одновісних кристалів (тобто кристалів середніх сингоній) *у перерізах, перпендикулярних до оптичної осі*, *утворюють перехрестя* (рис. 16). Виходу оптичної осі відповідає центр перехрестя; його нитки паралельні до напрямів, у яких пропускають світло верхній та нижній ніколі і не відбувається двозаломлення (що відповідає положенню вертикальної та горизонтальної ниток в окулярі). В полях між нитками перехрестя спостерігають концентричні кільця інтерференційних кольорів, які поступово збільшуються з віддаленням від виходу оптичної осі. Виникнення кілець зумовлене тим, що промені, які відхиляються від оптичної осі, під час проходження через оптичну систему розкладаються на два – звичайний та незвичайний (так само, як це відбувається під час проходження паралельного світла); між ними виникає різниця ходу, причому вона збільшується симетрично в усіх напрямах з віддаленням від оптичної осі.

Якщо оптична вісь одновісного кристала “дивиться” в окуляр мікроскопа, то це означає, що таке ж положення займає одна з осей індикатриси (не відомо яка), а інша лежить у круговому перерізі, положення якого збігається з положенням столика мікроскопа. Завдання полягає в тому, щоб визначити, яка вісь індикатриси збігається з оптичною віссю кристала. Якщо такою віссю виявиться *N*g, то кристал буде оптично додатним, у протилежному випадку – оптично від’ємним. Щоб визначити оптичний знак, треба ввести компенсатор (кварцову пластинку). Це призведе до симетричної

зміни кольорів інтерференції. В оптично додатному (див. рис. 16, *а*) кристали паралельно до напряму введення кварцової пластинки відбудеться зниження кольорів інтерференції і у квадрантах II та IV ми побачимо жовтий або червоний колір, а в квадрантах I та III – синьо-зелений чи синій; в оптично від'ємних кристалах характер забарвлення буде протилежним (див. рис. 16, *б*). На відміну від ортоскопічного методу, під час повертання столика мікроскопа на 90º характер розташування кольорів інтерференції в цьому випадку не зміниться.

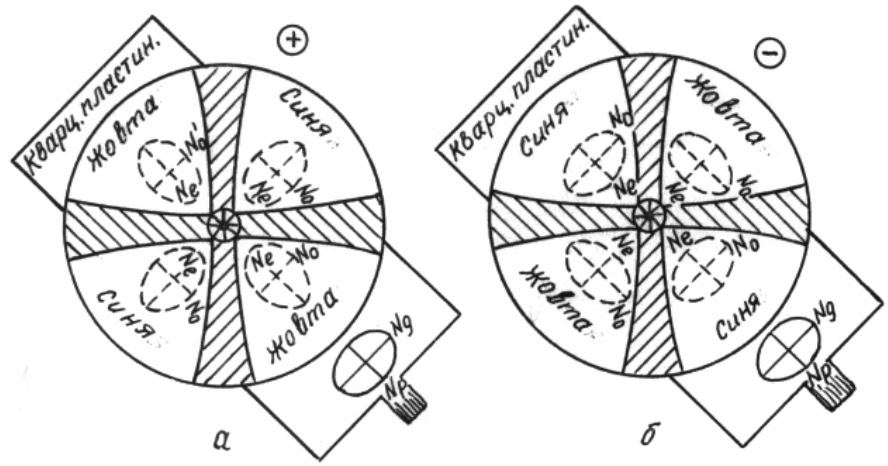


Рис. 16. Визначення оптичного знака додатних (*а*) і від'ємних (*б*) одновісних кристалів у перетинах, перпендикулярних до оптичної осі, за допомогою кварцової пластинки

Якщо у вибраному перерізі кристал матиме вищий від першого порядку інтерференційне забарвлення, то в разі одержання коноскопічної фігури ми побачимо низку кольорових кілець різного радіуса, центри яких збігатимуться з центром коноскопічної фігури. У цьому випадку для визначення осності кристала треба користуватись кварцовим клином, під час уведення якого кольорові смуги почнуть симетрично рухатися в різні боки. В оптично додатних кристалах рух кольорових смуг у квадрантах II та IV відбувається від центра, у квадрантах I та III – до центра. Протилежну

картину спостерігають в оптично від'ємних кристалах (рис. 17; напрям руху смужок показано стрілками).

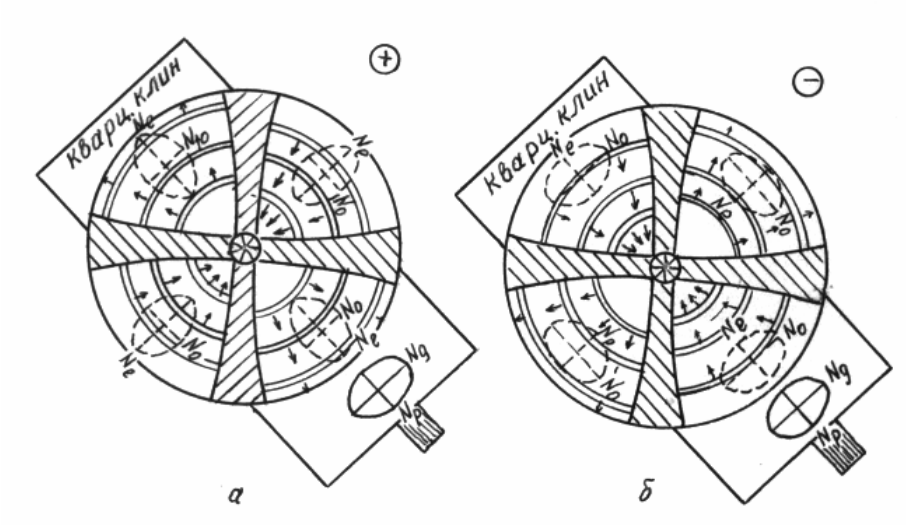


Рис. 17. Визначення оптично додатних (*а*) і від'ємних (*б*) одновісних кристалів за допомогою кварцового клина

Визначення осності та оптичного знака в косому зрізі. В зернах мінералів, де оптична вісь має різний нахил до площини шліфа, фігура інтерференції надає окрему частину перехрестя (так звану балку). Під час обертання столика мікроскопа ці балки переміщаються паралельно до ниток окуляра. У разі обертання столика мікроскопа треба визначити, де за межами поля зору є центр перехрестя і якому квадранту відповідає той чи інший проміжок між балками. Після цього оптичний знак мінералу визначають за допомогою компенсатора так само, як і в попередньому випадку.

3.2. Фігури інтерференції двовісних кристалів

У перетинах, *перпендикулярних до гострої бісектриси кута 2V*, у разі коноскопії будемо спостерігати дві темні смуги у формі гілок гіперболи (так звані ізогіри), які під час обертання столика мікроскопа змінюватимуть положення та кривину (вони можуть в певному положенні зливатися в

перехрестя, а в разі подальшого повертання столика мікроскопа розходитимуться на максимальну відстань). Вершинам ізогір відповідають виходи оптичних осей (рис. 18). Відповідно, різниця ходу світлових променів у місцях виходу ізогір є мінімальною (або її взагалі нема) і ми бачимо темний колір; з віддаленням від оптичних осей різниця ходу променів зростає і тому з віддаленням від кожної ізогіри зростатимуть кольори інтерференції.

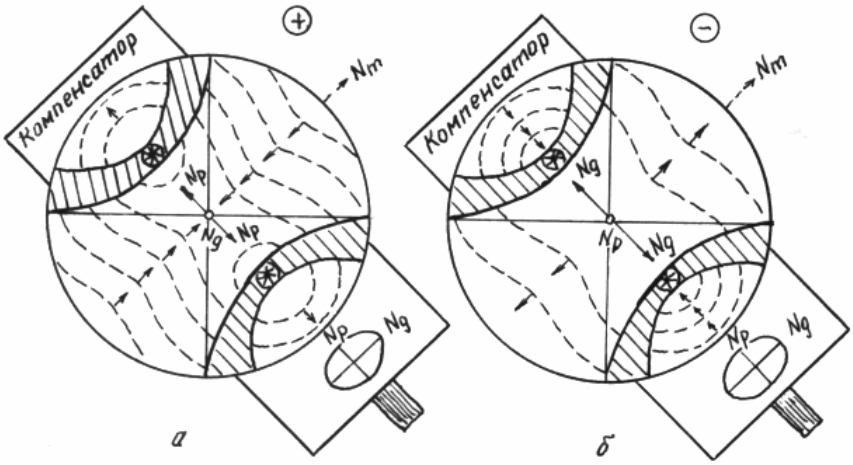


Рис. 18. Виходи оптичних осей у вершинах ізогір

У мінералах з великим двозаломленням простежують кольорові лінії складної форми, які називають *лемніскатами* (вони нагадують кольорові вісімки). Для визначення оптичного знака мінералу потрібно, обертаючи столик мікроскопа, поставити ізогіри у квадранти II та IV (див. рис. 18); у цьому положенні площина оптичних осей збігається з напрямом руху компенсатора. Для оптично додатних мінералів гострою бісектрисою між оптичними осями слугує вісь індикатриси *Ng*. У цьому випадку з внутрішнього увігнутого боку ізогір (що відповідає квадрантам II та IV) з'явиться оранжево-червоне інтерференційне забарвлення, на зовнішньому опуклому (цей проміжок відповідає квадрантам I та III, які "злилися" між собою) – синьо-зелене. Для оптично від'ємних мінералів гострою бісектрисою кута між оптичними осями є вісь *Np*, тому поділ інтерференційних кольорів у цьому випадку буде зворотним (рис. 19).

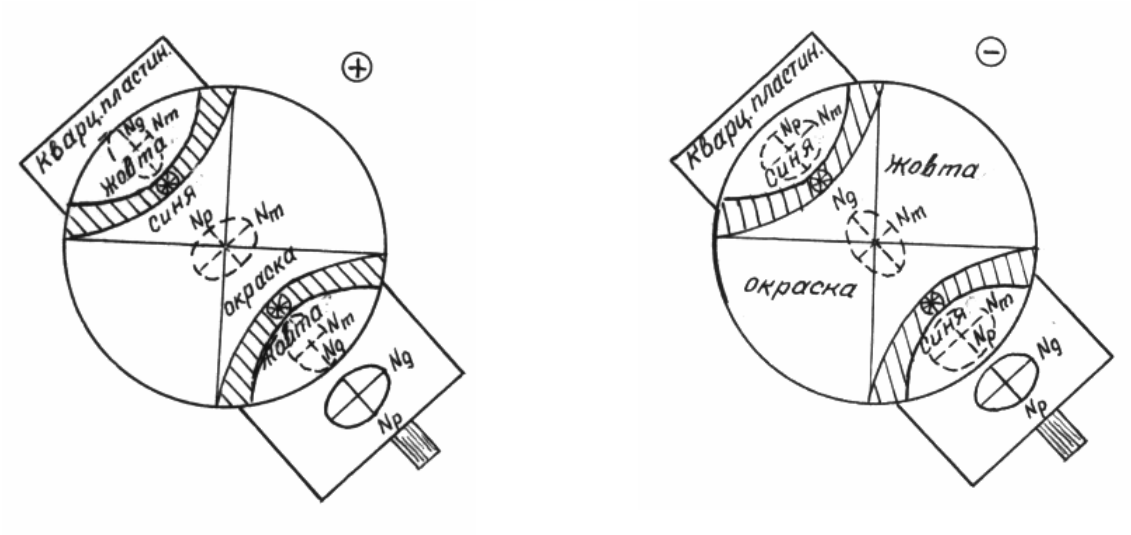


Рис. 19. Визначення знака оптично додатних (*а*) і від'ємних (*б*) двовісних кристалів за допомогою кварцової пластинки

У *перетинах, перпендикулярних до оптичної осі* двовісного кристала, будемо спостерігати лише одну ізогіру, яка обертається навколо виходу оптичної осі. Під час обертання столика мікроскопа кривина ізогіри змінюється від прямої (у положенні, паралельному до однієї з ниток окуляра) до форми гіперболи (у положенні через 45° від попереднього). Якщо поставити ізогіру в положення найбільшої кривини, то симетрично до неї можна уявити собі положення іншої ізогіри (яка перебуває за межами поля зору) й, аналогічно до розглянутого випадку, визначити, у яких квадрантах розташовані ізогіри, а відтак за допомогою компенсатора знайти оптичний знак кристала.

Якщо ізогіра представлена прямою лінією, яка обертається навколо центра поля зору (тобто навколо виходу оптичної осі), не змінюючи кривини, то оптичний знак кристала не визначають. Це означає, що кут між оптичними осями дорівнює 90°, тобто кристал оптично нейтральний.

Визначення кута оптичних осей. Кривина ізогір залежить від кута між виходами оптичних осей (2*V*). Чим більший цей кут, тим далі вершини ізогір

відходитимуть одна від одної і тим меншою буде їхня кривина. За кривиною ізогір можна приблизно робити висновки про значення кута 2 *V* (рис. 20).

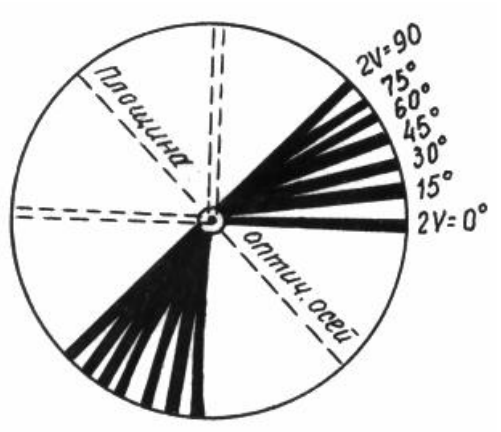


Рис. 20. Діаграма для визначення кута 2V

Дисперсія кута оптичних осей. Кут оптичних осей для хвиль різної довжини може бути різним. Це явище називають дисперсією кута 2*V*. У деяких мінералах (наприклад, сфен) ця різниця є великою, якщо значення 2*V* більше для червоних хвиль, зовнішні (опуклі) частини ізогір будуть забарвлені, і тоді її можна спостерігати за схрещених ніколів без компенсатора (рис. 1.21). У цьому випадку ізогіри набувають забарвлення, характер якого залежить від співвідношення кутів 2*V* для довших (червоних монохроматичних) і коротших (фіолетових) хвиль. Якщо значення 2*V* більше для червоних хвиль, то зовнішні (опуклі) частини ізогір будуть забарвлені у червоний або помаранчевий колір (див. рис. 1.21, *а*); якщо ж значення 2*V* більше для фіолетових хвиль, то зовнішні частини ізогір будуть забарвлені у синій або фіолетовий колір (див. рис. 21, *б*).

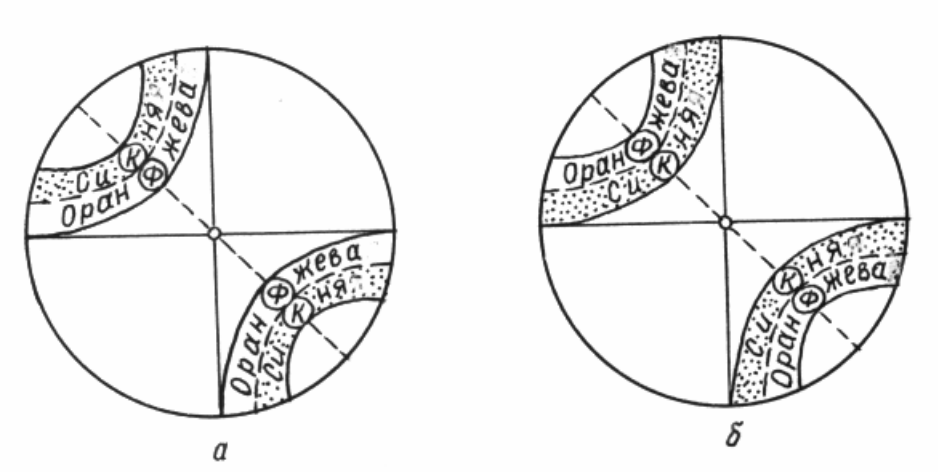


Рис. 21. Дисперсія світла, що простежується під час коноскопічних спостережень

Питання для контролю

1. Як відрізнити рудні мінерали, анізотропні та ізотропні породотвірні мінерали під час мікроскопічних досліджень?

2. Дайте визначення показника заломлення; що таке граничний кут заломлення?

3. Чим зумовлене явище двозаломлення під час проходження світла через кристали?

4. Дайте визначення оптичної індикатриси; яку форму має індикатриса в мінералах вищих, середніх і нижчих сингоній?

5. У якому напрямі двозаломлення мінералу буде максимальним і в якому його взагалі не буде під час проходження світла через анізотропний мінерал?

6. Які оптичні характеристики мінералів визначають під час ортоскопічних досліджень і паралельних, а які за схрещених ніколів?

7. За якими ознаками визначають належність мінералу до оптичної групи за Лодочніковим; скільки таких груп виділяють?

8. Дайте визначення явища плеохроїзму та схем плеохроїзму.

9. За співвідношеннями яких елементів визначають знак видовження мінералу?

10. Які оптичні характеристики визначають під мікроскопом у схрещеному світлі?

11. Як отримати під мікроскопом коноскопічну фігуру?

12. У чому відмінності між коноскопічними фігурами одно- і двовісних кристалів?

13. Як розрізняють оптично додатні та оптично від'ємні кристали?

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ.

1. Белянкин Д.С. Кристаллооптика. М.: Госгеолтехиздат, 1949.

2. Ежов А. Й. Кристаллооптика. М.: 1969.

3. Заварицкий В.А. Микроскопический метод в петрографии. Ленинград: Изд-во ЛГУ, 1970.

4. Кочурова Р.Н. Основы практической петрографии. Львов, Изд-во ЛГУ, 1977.

5. Лодочников В.Н. Основы кристаллооптики. М.: Госгеолтехиздат, 1947.

6. Методические указания к лабораторным занятиям по курсу "Петрография магматических и метаморфических пород (кристаллооптика)". Составил Ю.П.Дорошенко. Львов: ЛГУ, 1989.

7. Оникиенко С.К. Методика исследования породообразующих минералов в прозрачньїх шлифах. М.: Недра, 1971.

8. Павлишин В.І. Основи морфології та анатомії мінералів: Навчальний посібник. – К.: Видавничо-поліграфічний центр ”Київський університет”, 2000. – 186 с.

9 Сиротин К.М. Определитель минералов. Изд-во Вища школа, 1970.

10.Свєшніков К.І. Магматичні породи та породні сполучення : (петрографія, петрологія, методи досліджень) : навчальний посібник / К.І.Свєшніков, І.В.Побережська, Ю.П.Дорошенко, - Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – 426 с.

11 Татарский В.Б. Кристаллооптика и иммерсионньїй метод. М.:Недра, 1965.

12. Четвериков С.Б. Методика кристаллооптических исследовний шлифов. М.: Госгеолтехиздат, 1949.

ЗМІСТ

Стор.

ВСТУП 3

1. Оптичні властивості мінералів 7

2. Ортоскопічний метод досліджень 12

2.1. Спостереження за одного ніколя 12

2.2. Спостереження в схрещених ніколях 21

3. Коноскопічний метод досліджень 38

3.1. Фігури інтерференції одновісних кристалів 39

3.2. Фігури інтерференції двовісних кристалів 41

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ 47

Додаток 1. КЛЮЧОВІ ТАБЛИЦІ ДІАГНОСТИКИ ПОРОДОТВІРНИХ МІНЕРАЛІВ 49

КЛЮЧОВІ ТАБЛИЦІ ДІАГНОСТИКИ ПОРОДОУТВОРЮЮЧИХ МІНЕРАЛІВ

/у шліфах безбарвні/

Таблиця 1

№ п/п	Група	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеох-роїзм	Пога-сання	Знак видовження	Двоза-ломлення (n_g-n_p) в тис.	Двій-ники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоціа-ції	Похід-ження
11.	I	куб.	квадрати, ромби зерна не-прав.форми	доскон.по (III) у трьох напрямках (<60^0)	безбарвн., фіолет., жовтий, рожевий, Зелений				Ізотроп.		**Флюо-рит**	CaF_2		Кв,Ка,Ад, Топ	Пневмат.-гідротерм, магматич.
2.	I	аморф.	Безформні	немає					Ізотроп.		**Опал**	$SiO_2 \cdot nH_2O$			Гідротерм
3.	I	псевдо-гекс	Табл,агрег, рідко крис-тали	немає			пряме	—	1-4	Клинов. сектор. трійники	**Тридимiт**	SiO_2	Кварц	Скло, КПШ	Пневмат, гідротерм.
4.	II	куб.	зерна не-прав.форми, ізометр.	слабка по (IIO)	безбарвн., жовтоват, буроват., Синій				Ізотроп.	Прості	**Содаліт**	$3Na[AlSiO_4] \cdot NaCl$		Неф,Канк-риніт,Га-юїн, Анальц.	Магматич.
5.	II	куб.	Ізометріч., кородов.	слабка по (110)	безбарвн., голубий				Ізотроп.	Прості	**Нозеан**	$3Na[AlSiO_4] \cdot 0,5Na_2SO_4$	Бура,ко-річ.обля-мівка	Неф,Сод, Гаюїн	Магматич.
6.	II	Тетра-гон. /псевдо-кубіч./	Ізометріч. /включення паралел. обмежен./	слабка по (110)	безбарвн.				Ізотроп., 1-3	Полісин. перетин. /парке-товидн./	**Лейцит**	$K[AlSi_2O_6]$	Псевдо-лейцит /Неф+КПШ/ епілейцит /Неф+Мус/	Неф,Пл, КПШ	Магматич.
7.	II	Монок.	Табл.,зерна непр.форми	по (010) і (001)	безбарвн.		косе		6-7	Прості	**Санідин**	$(K,Na)[AlSi_3O_8]$	Альбітиз.		Магмат., метаморф.

№ п/п	Група	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеох-роїзм	Пога-сання	Знак видо вжен ня	Двоза-ломле-ння (n_g-n_p) в тис.	Двій-ники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоціа-ції	Поход-ження
	II	Трикл.	Табл.,зерна непр.форми	по (010) і (001)	безбарвн.		косе		6-7	Решітч.	**Мікро-клін**	(K, Na) [$AlSi_3O_8$]	Пелітиза-ція	Кв,Пл,Бі, Амф,луж. Пі,Амф, Неф.	Магматич, метаморф.
	II	Монок.	Табл.,зерна непр.форми	по (010) і (001)	безбарвн.		косе		6-7	Прості	**Орто-клаз**	K[$AlSi_3O_8$]	Пелітиза-ція	Кв,Пл,Бі, Амф,луж. Пі,Амф, Неф.	Магмат., метаморф. пневмат., гідротерм. /адуляр/
8.	II-IV	Аморф.	Безформн.	немає	безбарвн., бурий				Ізотроп.		**Скло /вулкан/**		Продукти девітриф.		Магмат. /ефузив./
9.	II	Ромб., монок.	Зерна непр. форми,про-менисті аг-регати	Досконала по (010), (110)	безбарвн.		пряме, косе $c:N_p$,}8-$c:N_g$ }20^0	_ +	0-12 /рід-ко до 20/	Прості	**Цеоліти**	(Na_2,K_2,Ca, Ba)·[(Al,Si) O_2]n·xH_2O	Неф,Пл, КПШ	Неф,Пл, КПШ,вул. скло	Постмагм, гідротерм.
10.	II	Гекс.	Зерна непр. форми	Досконала по (1010)	безбарвн.		Пряме	_	12-29		**Канкри-Ніт**	$3NaAlSiO_4$· $CaCO_3$·$3H_2O$	Цеолітиза-ція	Неф,Аб, КПШ,Ка,С одал.	Постмагм.
11.	III	Гекс.	Зерна непр. форми,сфе-ро-крист., променисті агрегати		безбарвн.		Пряме, хвилясте	_	8		**Халце-дон**	SiO_2		Кв	Гідротерм.
12.	III-IV	Гекс.	Зерна непр. форми,товс-то-призмат., табл,квадр, шестикутн.	Ясна по (1010), слабка (0001)	безбарвн.		Пряме	_	3-5	Прості	**Нефелін**	$NaAlSiO_4$· $Na_3K[Al_4Si_4$ $O_{16}]$	Канкр,цео літи,содал сериц, муск.	Лц,КПШ, Пл,луж. Амф,Пі, Калсиліт	Магматич.
13.	III	трикл.	Зерна непр. форми,табл, призми	Доскон.по (010) та < сп.87^0	безбарвн.		Косе		8-11	Полісин.	**Альбіт**	Na[$AlSi_3O_8$]		Пл,КПШ, Кв,Неф	Постмагм, метаморф

№ п/п	Група	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеох-роїзм	Пога-сання	Знак видо вжен ня	Двоза-ломле-ння (n_g-n_p) в тис.	Двій-ники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоціа-ції	Похід-ження
14.	IV	триг.	Зерна непр. форми		безбарвн.		Хвиляс, мозаїчн, однорід.		9		**Кварц**	SiO_2		З усіма мі-нералами /за виклю-ченням Ол,Неф, Лц/	Магматич, метаморф, пневматол.
15.	IV	ромб.	Зерна непр. форми	По (010) погана	безбарвн. світло-го-луб.	Плеохроїч-ні дворики	Пряме, косе	_	5-18	Трійни-ки,шес-терники, полісин.	**Кордіє-Рит**	$(Mg,Fe)2Al_3[AlSi_5O_{18}]$	Помутнін-ня,сериц.	Кв,КПШ, Ал,Бі,Гр, Сил,Муск.	Метаморф
16.	IV	трикл.	Зерна непр. форми	По (010) (001) сп=87^0	безбарвн., буроват.		Косе		7-13	Полісин.	**Плагіо-Клаз**	$mCa[Al_2Si_2O_8].nNaAlSi_3O_8$	Сериц.,со-сюрит /Еп,Ка,Аб, Ск/	З усіма мі-нералами	Магматич, метаморф.
17.	IV	тетр.	Зерна непр. форми	Доскон. по (100),(110)				_	6-40		**Скапо-літ**	$3NaAlSi_3O_8 \cdot NaCl$ (маріаліт) $3CaAl_2Si_2O_8 \cdot CaCO_3$ (мейоніт)		Пі,Кв,Пл, Ап,Ка	Постмагм, метаморф.
18.	IV	монокл. /псевдо-гекс./	Лусочки, пластинки, розетки	Зовсім досконала по (001)	безбарвн., псевдоаб-сорбція		Пряме	+	21-49	Прості /рідко/	**Муско-віт, парагоніт**	$KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ $NaAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$		КПШ,Пл, Кв,Бі,Лц, Дис,Анд, Неф	Постмагм, метаморф
19.	IV	псевдо-гекс.	Пластинки, лусочки	Зовсім досконала по (001)	безбарвн.		Пряме	+	40-50	Немає	**Тальк**	$Mg_6[Si_8O_{20}](OH)_4$		Ол,Рп,Ка, Трем,Серп Магн	Постмагм, метаморф.
20	IV	монокл. /псевдо-гекс./	Пластинки, стрічки, Волокна	Досконала по (001)	безбарвн., жовтоват, св-зелен.	Слабкий відсутн	Пряме	+ та -	0-14	Немає	**Серпен-тин /бастит/**	$Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$	Тальк	Ол,Рп, Магн, карбонати	Постмагм, метаморф.

№ п/п	Група	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеох-роїзм	Пога-сання	Знак видо вжен ня	Двоза-ломле-ння (n_g-n_p) в тис.	Двій-ники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоціа-ції	Поход-ження
21.	V	гекс.	Призми, шестигран.	Слабка по (0001) (1010)	безбарвн., св-зелен.		Пряме	_	3-5	Рідко	**Апатит**	$Ca_5[PO_4]_3(F, Cl,OH)$	Помутнінн я	Пл,Кв,Мп, Ка,Бі,Амф КПШ,Неф	Магматич, постмагм, метасомат
22.	V	ромб.	Зерна непр. форми, призм.	Досконала по (001)	безбарвн., голубий, зелений, рожевий	Забарвлен. N_p- жовте N_g-рожеве	Пряме	+ та -	8-10		**Топаз**	$Al_2[SiO_4](OH, F)_2$		Кв,Фл, Муск	метасомат
23.	V	ромб.	Призмат.	Досконала по (110)	безбарвн., жовтов-рожевий	Слабкий Ng-зеленув. Np-рожев. /Mn-вміш. віридин/	Пряме	_	7-11	Рідко	**Андалу-зит**	$Al_2O[SiO_4]$	Серицит	Глинозе-мисті мінерали	Метаморф
24.	V	трикл.	Призмат., промен.аг-регати,табл.	Досконала по (100) і (001), перетин. по (010) < сп=74^0	безбарвн.		Косе	+ та -	14-17	Прості по 100	**Воласто-ніт**	$CaSiO_3$		Карбона-ти, Мп	Метамор., метасомат
25.	V	монокл.	Призмат., променис., волокнист.	Досконала по(110) < сп- 56^0	безбарвн.,		Косе <c:Ng= $10\text{-}20^0$	+	22-33	Прості, полісин.	**Тремо-літ**	$Ca_2Mg_5[Si_8O_{22}](OH)_2$		Еп,Хл,Ол, Карб,Рп, Сер	Постмагм, метаморф.
26.	V	ромб.	Табл,призм, променис. агрегати	По (001) /моноедр/ чітка	безбарвн., слабо бу-роватий		Пряме, хвилясте	+ _	22-34	Подібно полісин.	**Преніт**	$Ca_2Al_2[Si_3O_{10}](OH)_2$		Ка,Амф, Кв,Пл, КПШ,Іс	Метасом., метаморф.
27.	VI	тетра-гон.	Тичкуват., коротко-стовбчат.	Недосконала	безбарвн., рідко з відтінка-ми		Пряме	_	1-6 аномал. кольори		**Везувіан**	$Ca_{10}Al_4(Mg, Fe)_2[Si_2O_7]_2 \cdot [SiO_4]_5 \cdot (OH, F)_4$		Гр,Еп,Мп, Вол,Карб	Метасом., Метаморф.
28.	VI	ромб.	Призм,табл, променис. Агрегати	Погано про-явлена	безбарвн.		Пряме	+та -	4-8 аномал. кольори	Полісин.	**Цоізит**	$Ca_2Al_3[Si_2O_7][SO_4] \cdot (OH,O]$		Промен. Амф.	Постмагм, матеморф.

№ п/п	Група	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеохроїзм	Погасання	Знак видовження	Двозаломлення (n_g-n_p) в тис.	Двійники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоціації	Походження
29.	VI	монокл.	Табл,променис.агрегати	Досконала по(001), ясна по(100) < сп-65^0			Косе	+ та -	10-15 аномал. кольори	Немає	**Клінцоізит**	$Ca_2Al_3[Si_2O_7][SiO_4]\cdot(OH,O)$		Хл,Акт	Постмагм, метаморф.
30.	VI	монокл.	Табл,променис.агрегати,сферокр, зерна непр. форми	Досконала по (001), ясна по (100) < сп-65^0	безбарвн., лимон.-жовтий, зелений	N_g -жовт.-зелений N_p -світло-жовтий	Косе	+ та -	15-50 аномал. кольори	Полісин.	**Епідот**	$Ca_2(Al,Fe)_3\cdot[SiO_4]\cdot[Si_2O_7](OH,O)$		Хл,Акт,Пл Мп,Ро,Бі	Постмагм, метаморф.
31.	VI	ромб.	Призми,зерна неправ. форми	Досконала по (110) < сп 87^0 часто окремо по (100)	відтінок рожевий або зеленуватий	Слабо помітний /гіперст./	Пряме	+	9-13	Прості, полісин.	**Піроксен**	$(Mg,Fe)_2[Si_2O_6]$	Тр,Акт, Серп,Хл	Ол,Мп, $Пл_{ос}$	Магматич, метаморф, метасомат
32.	VI	ромб.	Призми, табл,тичкув зерна непр. форми	Досконала по (110) < сп 87^0 часто окремо по (110)			Косе < с:N_g> 30^0	+	18-33	Прості, полісин.	**Піроксен**	$Ca(Mg,Fe)[Si_2O_6]$	Акт,Хл,Еп	Ол,Рп,Ро, $Пл_{ос}$	Магматич, метаморф, метасомат
33.	VI	ромб.	Ізометр., зерна непр. форми, Ромби	Сп. по (001), (100)			Пряме відносно спайн.	частіше +	30-52	Рідко	**Олівін**	$(Mg,Fe)_2[SiO_4]$	Серп,Та	Рп,Мп, $Пл_{ос}$	Магматич, метаморф.
34.	VI	ромб.	Призмат., голчаст.	Досконала по (010)			Пряме	+	20-25		**Силіманіт**	$Al_2O[SiO_4]$	Муск, сериц	Бі,Кв,Гр, Корд	Метаморф
35.	VI	трикл.	Призми	Доск.по (100), окрем.по(001)			Пряме, косе	+	12-16	Прості, полісин.	**Дистен**	$Al_2O[SiO_4$	Сериц.	Муск,Кв, Гр,Сил, Омфац	Метаморф
36.	VI	триг.	Зерна,агрегати,ромби	З/досконала по (1011)			Косе		Перлам.	Полісин.	**Карбонати**	$R^{+2}CO_3$(R= =Ca,Mg,Mn, Fe,Ba,Pb,Zn			Магматич, осад,метаморф,гідротермал.

№ п/п	Група	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеох-роїзм	Пога-сання	Знак видовження	Двоза-ломлення (n_g-n_p) в тис.	Двій-ники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоціа-ції	Поход-ження
37.	VII	куб.	Ізометр., зерна непр. форми		безбарвн., блідо-ро-жевий				Ізотроп.		**Гранат**	$R_3^{+2}R_2^{+3}[SiO_4]_3$	Хл,Сериц, Кв,Мп	Кв,Пл,Бі, Пі,Амф, Дис,Сил	Магматич, метаморф метасомат
38.	VII	куб.	Призмат., дипір-призм	Погана по (111)	безбарвн. або зонально забарвлен		Пряме	+	42-65		**Циркон**	$Zr[SiO_4]$	Саморозкладання рідко	Кв,Пл,Бі, КПШ,Сф, Амф	Магматич.
39.	VII	монокл.	Зерна непр. форми, клиновид.	Досконала по (110)	безбарвн., жовтий, бурий	N_g -оранж.-бурий, N_p -блідо-жовтий	Косе	–	Перлам. 100-192	Прості	**Сфен**	$CaTiO[SiO_4]$	Лейкоксен	Кв,Пл,Бі, КПШ,Ро	Магматич, метаморф.

КЛЮЧОВІ ТАБЛИЦІ ДІАГНОСТИКИ ПОРОДОУТВОРЮЮЧИХ МІНЕРАЛІВ

/у шліфах забарвлені/

Таблиця 2

PN п/п	Група	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеох-роїзм	Пога-сання	Знак видовження	Двоза-ломлення (n_g-n_p) в тис.	Двій-ники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоці–ації	Похід-ження
11.	IV-V	монокл. /псевдо-гекс./	Пластинки лусочки, розетки	Досконала по (001)	Зелений різн.відт. іноді без-барвний	Від зелен. до жовтоват. або безбарвн. $N_g=N_m>N_p$ $N_p=N_m>N_g$	Пряме, $<C:N_g=$ $=5\text{-}7^0$	– +	0-11 Аномал /синій, фіолет., брудно-зелен./		**Хлорит**	$(Mg,Fe)_3[Si_2O_5](OH)_4\cdot(Mg,Fe)_2(Al,Fe)\cdot[AlSiO_4](OH)_4$		Ро,Пі,Бі, Еп,глау-Кофан	Метамор постмагм гідротерм
2.	V	монокл. /псевдо-гекс./	Пластинки таблички, лусочки	Зовсім досконала по (001)	Бурий, буро-зелений, червоно-бурий/Ті/	$N_g=N_m$ - темно-бур. зелений, N_p-світло-жовтий або безбарвн. $N_g=N_m>N_p$	Пряме	+	40-50		**Флого-піт (Mg) Біотит Лепідо-мелан (Fe)**	$K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}]\cdot(OH)_2$	Сагеніт, Хл,Еп, Сф,опа-цитизац Муск, Лейко-ксен	Ро,Пі, Магн,Сф Пл,Кв	Магмат, Метамор.
3.	V-VI	монокл.	Призмат, променис., сноповид.	Доскон. по (110) $56\text{-}124^0$	Синьо-зе-лений, світло-зелений	N_g-зел,син. N_m-зелен. N_p-безбар. св-зелений $N_g>N_m>N_p$	Косе, $<C:N_g=$ $=10\text{-}21^0$	+	17-27	Прості, полісин.	**Актино-літ**	$Ca_2(Mg,Fe)_5[Si_8O_{22}](OH)_2$	Хл	Хл,Еп,Ро Пі,Ол	Постмагм Метамор.
4.	VI	монокл.	Призм, ромби	Доскон. по (110) $56\text{-}124^0$	Синьо-зелений, зелений, буро-зелен., бурий	N_g-темно-зелений N_m-зелен. N_p-зелену-ват.-жовт. $N_g>N_m>N_p$	Косе $<C:N_g=$ $=15\text{-}27^0$	+	14-26	Прості, полісин	**Рогова обманка**	$NaCa_2(Mg,Fe)_4(Al,Fe)[Al_2Si_6O_{22}](OH)_2$	Акт,Хл, Еп,Сф, Лейко-ксен, Магн	Бі,Пі,Ол, Кв,Пл, КПШ,Сф Магн	Магмат, метамор.

№ п/п	Група	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеохроїзм	Погасання	Знак видовження	Двозаломлення (n_g-n_p) в тис.	Двійники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоці–ації	Походження
5.	VI	монокл.	Призмат., променис.	Доскон. по (110) 56-124^0	Темно-синій зелений	N_p-темно-синьо-зелений N_m-фіолет. N_g-св-зел., синюват.	Косе C:N_p= =1-20^0	–	5-20	Рідко прості	**Лужний амфібол /рибекіт арфведсоніт/**	$Na_{2-3}(Mg, Fe)_{3-4}(Al,Fe)_{1-2}[Si_8O_{22}](OH)_2$	Бі,рудні Міне–рали	Луж.Пі, Неф,,Ап, астроф, Цирк,Бі, Евдіаліт	Магмат.
6.	V	монокл.	Призмат.	Доскон. по (110) 56-124^0	Бузково-голубий	N_g-синій N_m-бузков. N_p-безбарв жовтий N_g>N_m>N_p	Косе <C:N_g= =4-14^0	+	8-22	Прості полісин.	**Глауко-фан**	$Na_2(Al,Fe)_2(Mg,Fe)_3[Si_8O_{22}](OH)_2$	Аб,Хл, Кв,Ро, Еп	Хл,Еп,Аб Гр,Акт	Метамор.
7.	VI	монокл.	Видовжен. призм., голчаст.	Доскон. по (110), <сп.= 87-93^0	Трав-зелен., зелений, безбарвн /черв.-акміт/	N_p-зелений Nm-жовт. N_g-жовтий N_p>N_m>N_g	Пряме косе, <C:N_p= =0-10^0	–	40-50	Прості полісин.	**Егірин**	$Na,Fe[Si_2O_6]$	Магн, Акт	КПШ, Неф,луж. Амф,Аб, Бі,Кв	Магмат.
8.	VI	монокл.	Призм.	Доскон. по (110), <сп.= 87-93^0	Бузково-бурий,рожевий,безбарвний з черв. відтінком	N_g-бузко-во-бурий N_p-безбар. N_g>N_p	Косе C:N_g= =45-55^0	+	24-26	Прості полісин. фігура піщаних годин-ників	**Ті-авгіт**	$Ca(Mg,Fe^{+2})(Al,Fe^{+3},Ti)\cdot[Si_2O_6]$	Акт, Трем, Ураліт	Неф,Бі, Луж.Амф Луж.Пі, Аб,Ол,Рп	Магмат.
9.	VI	монокл.	Призмат., промен., зерна непр. форми, табл.	По (100) та (001) <сп.=65^0	Лимонно-жовтий /або/ фісташ–ковий	N_p-лимон.-жовт. або безбарвн. N_g-жовт.-зелений N_g>N_p	Косе (по N_m-пряме)	+ –	4-53 Аномал. кольори	Прості, полісин.	**Епідот (фіста-цит)**	$Ca_2(Al,Fe)_3[SiO_4][Si_2O_7]\cdot(OH,O)$		Амф,Хл, Пл,Бі,Пі	Постмагм Метамор.

№ п/п	Група	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеох-роїзм	Пога-сання	Знак видовження	Двоза-ломлення (n_g-n_p) в тис.	Двій-ники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоці–ації	Поход-Ження
9.	VI	монокл.	Призмат., промен., зерна непр. форми, табл.	По (100) та (001) <сп.=65^0	Лимонно-жовтий /або/ фісташ–ковийии	N_p-лимон.-жовт. або безбарвн. N_g-жовт.-зелений N_g>N_p	Косе (по N_m-пряме)	+ –	4-53 Аномал. кольори	Прості, полісин.	**Епідот (фіста-цит)**	$Ca_2(Al,Fe)_3[SiO_4][Si_2O_7]\cdot(OH,O)$		Амф,Хл, Пл,Бі,Пі	Постмагм Метамор.
10.	VI	монокл.	Призмат., табл., ізометр.	По (100) (001) <сп.=65^0	Оранже–вий, бу–рий з зе-лен.або син. від–тінками; часто зон.	N_g-темно-червон. N_m-черво-но-корич. N_p-жовто-корич. N_g>N_m>N_p	Косе C:N_p= =1-42^0		13-36	Немає	**Ортит /аланіт, церійо-вий епі-дот/**	$(Ca,Ce)_2(Fe,Mg,AL)_3\cdot[SiO_4][Si_2O_7](OH,O)$	Епідот, Плеох–роїчні дво-рики	Еп	Постмагм Метамор метасом.
11.	VI	тригон.	Призми, промен.аг-регати	Немає Попереч. окремос.	Безбарв–ний, жовтий, бурий, зелений голубий	N_g-темно-зелений або темно-синій N_p-рожев., безбарвн	Пряме	–	17-34, рідко до 50		**Турма-лін**	$Na(Fe^{11},Mg,Li,Mn,Al,Fe^{11})_3\cdot Al_6(BO_3)_3[Si_6O_{18}](OH,F)_4$	Слюдис тий аг–регат	Кв,КПШ Муск,Бе-рил,Топ	Магмат. метасом. метаморф
12.	VI	ромб.	Призмат., коротко-призм.	По (010)	Жовтий, Оране–вий	N_g-жовтий /оранжев./ N_m-світло-жовтий N_p-безбарв	Пряме	+	8-16	Хресто-видн. {023} і {232}	**Ставро-літ**	$(Fe,Mg)_2(Al,Fe)_9O_6[SiO_4]_4(O,OH)_2$	Слюдис тий аг–регат	Гр,Анд, Дис,Хл, Кв	Метамор.
13.	VII	куб.	Зерна не-прав.фор-ми,ізометр	По (111)	Безбарв–ний, черво-ний зелений та інш.				Ізотроп.		**Шпі-нель**	$(Mg,Fe^{2+})(Al,Cr,Fe^{3+})_2O_4$		Ол,Рп, Мп	Метамор Метасом.

№ п/п	Група	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеох-роїзм	Пога-сання	Знак видовження	Двоза-ломлення (n_g-n_p) в тис.	Двій-ники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоці–ації	Поход-ження
14.	VII	тетра–гон.	Призмат., голчас., зерна непр. форми	Не характер., буває до-сконал. по (100)	Червону–ват, буроват. рожев., плямист.	Часто пле-охроює	Пряме	+	82-106	Колінч., серце-видн,п/с	**Касите-ріт**	SnO_2		Муск,Кв	Пневма-толітов.
15.	VII	тетра–гон.	Голчаст.	Рідко	Буро-черво-ний,буро-жовтий, зелений	Іноді ха-рактерний	Пряме	+	286-296	Колінч., серце-видн.	**Рутил**	TiO_2		Кв,КПШ Бі,Ро	Магмат. постмаг-матич., метамор. гідротерм

ПІРОКСЕНИ

Таблиця 3

№ п/п	Гр упа	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеох-роїзм	Пога-сання	Знак видовження	Двоза-ломле-ння (n_g-n_p) в тис.	Двій-ники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоці–ації	Поход-ження
11.	VI	Ромб.	Призми, зерна не-прав. форми	Доскон. по (110) <87;93^0	Безбарвн.	Немає	Пряме	+	7-11	Прості, полісин.	**Енста-тит**	$Mg_2[Si_2O_6]$	Бастит, Трм,Хл	Ол,Пл$_{осн}$ Мп	Магмат.
2.	VI	Ромб.	Призми, зерна не-прав. форми	Доскон. по (110) <87;93^0	Слабо за-барвлен.	N_g- безбар–вний, світ.–зелений N_p-блідо-рожевий	Пряме	+	13-18	Прості, полісин.	**Гіперс-тен**	$(Mg,Fe)_2$ $[Si_2O_6]$	Бастит, Трм,Хл, Та	Пл$_{осн,сер}$, Мп,Ол	Магмат. Метамор.
3.	VI	Моно-клин.	Призми, зерна не-прав. форми	Доскон. по (110) <87;93^0	Безбарвн.	Немає	cN_g - 38-45^0		25-31	Прості, полісин.	**Діод–сид**	CaMg $[Si_2O_6]$	Трм,Хл	Пл$_{осн,сер}$ Рп,Ол,Ка	Магмат. Метамор.
4.	VI	Моно-клин.	Призми, зерна не-прав. форми	Доскон. по (110) <87;93^0	Світло-зелений, жовто-зелений	N_g-зелений, жовт-зелен N_m-голубо-зелений N_p-світло-зелений $N_g>N_m>N_p$	cN_g - 45-48^0		18-30	Прості, полісин.	**Геден-бергіт**	$CaFe[Si_2O_6]$	Амфі-боліз	Гр,Ка	Метасом.
5.	VI	Моно-клин.	Призми, зерна не-прав. форми	Доскон. по (110) <87;93^0	Слабо забарвле–ний, безбарвн.	N_g- світло–зелений N_m- роже–вий N_p- роже–вий	cN_g - 37-44^0		23-29	Прості, полісин.	**Піжо–ніт**	(Ca,Mg) (Mg,Fe) $[Si_2O_6]$	Трм,Хл, Акт	Пл$_{ос}$,Рп /гіперс–тен/ Ол	Магмат. /ефузив./

№ п/п	Гр упа	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеох-роїзм	Пога-сання	Знак видовження	Двоза-ломлення (n_g-n_p) в тис.	Двій-ники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоці–ації	Похід-ження
6.	VI	Моно-клин.	Зерна не-прав. форми	Доскон. по (110) <87;93^0	Буро-зел. безбарвн.	N_g-бур-зелен., N_m-св.-бурий N_p-св-зелений	cN_g - 18-54^0		18-33	Прості, полісин.	**Авгіт**	Ca(Mg,Fe, Al)[(Al,Si)$_2$ O$_6$]	Акт,Трм Ураліт, Ідинг-сит	Пл$_{ос}$,Рп, Ол	Магмат.
7.	VI	Моно-клин.	Зерна не-прав. форми	Доскон. по (110) <87;93^0	Рожево-фіолетов. буроват., фігура пі-щаних го-динників	N_g-бур-зелен., N_m-св.-бурий N_p-св-зелений	cN_g - 18-54^0		18-33	Прості, полісин.	**Ті-авгіт**	Ca(Mg,Fe, Ti)·[(Al,Si)$_2$ O$_6$]	Акт,Трм Ураліт, Ідинг-сит	Пл$_{ос}$, Баркевіт	Магмат.
8.	VI	Моно-клин.	Зерна не-прав. форми	Доскон. по (110) <87;93^0	Зелений, жовто-зе-лений, св.–зелен.	N_p-буро-зел., яскраво зелений N_m-жовто-зелений N_g-жовто-бурN_p>N_m> N_g	cN_p - 0-15^0	–	30-50	Прості, полісин.	**Егірин-авгіт**	NaFe[Si$_2$O$_6$] Ca·(Mg,Fe, Al)[(Al,Si) O$_6$]	Акт, Маг	Неф, луж.Амф.	Магмат.
9.	VI-VII	Моно-клин.	Видовж.-призмат., голчаст.	Доскон. по (110) <87;93^0	Трав-зел., бур-зелен., черв-бурий	N_p-темн-зел., N_m-жовт-зел., N_g-жовтий N_p>N_m>N_g	cN_p - 0-10^0	–	40-60	Прості, полісин.	**Егірин**	NaFe[Si$_2$O$_6$]	Акт, Маг	Неф, луж.Амф.	Магмат.

№ п/п	Гр упа	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеох-роїзм	Пога-сання	Знак видов ження	Двоза-ломле-ння (n_g-n_p) в тис.	Двій-ники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоці–ації	Поход-ження
10.	VI	Моно-клин.	Волокн.	Доскон. по (110) <87;93^0	Безбарвн. світло-зелений	N_g–світло–жовтий N_m–безбарвний N_p –світло–зелений	cN_g - 33-40^0		12-20	Прості, полісин.	**Жадеїт**	$NaAl[Si_2O_6]$	Амф	Глауко-фан, дистен	Метамор.
11.	VI	Моно-клин.	Зерна не-правил. форми	Доскон. по (110) <87;93^0	Світло-зелений	N_p–безбарв N_m–дуже світло-зелений N_g–світло–зелений	cN_g - 36-48^0		18-27	Прості, полісин.	**Омфа-цит**	$CaMg[Si_2O_6]$ ·$NaAl[Si_2O_6]$	Амф /смараг-дит/	Піроп,Кв, Дис,Амф, Флог	Метамор.
12.	VI	Моно-клин.	Зерна не-правил. форми, призмат.	Доскон. по (110) <87;93^0	Безбарвн. рожевий	N_g–безбарв N_p–пурпуров–зелений	cN_g - 22-26		14-27	Прості, полісин.	**Споду-мен**	$LiAl[Si_2O_6]$		Берил,Кв, Муск,Аб, КПШ,Тур	Магмат.

АМФІБОЛИ

Таблиця 4

№ п/п	Група	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеохроїзм	Погасання	Знак видовження	Двозаломлення (n_g-n_p) в тис.	Двійники	Назва	Хімічний склад	Вторинні зміни	Асоціації	Походження
11.	VI	Ромб.	стеблистий, волокнис–тий	Доскон. по (110) 56-124^0	Безбарвн.	Немає	Пряме	+	13-26	Немає	**Анто–філіт**	$(Mg,Fe)_7[Si_8O_{22}](OH,F)_2$		Серп,Ро, Цоїз,Еп	Метамор.
2.	VI	Ромб.	стеблистий, волокнис–тий	Доскон. по (110) 56-124^0	Св-зелен., жовтий	N_g-жовто-коричн. N_m-світло-жовто-коричнев. N_p-св-жов.-коричн.	Пряме	+	16-22	Немає	**Жед–рит**	$(Mg,Fe)_{6-5}(Al)_{1-2}[(Al,Si)_2 \cdot Si_6O_{22}](OH,F)_2$		Гр,Корд, Ро,$Пл_{осн}$	Метамор.
3.	VI	Моно-клин.	Тонкопласт, листуват., променист.	Доскон. по (110) 56-124^0	Безбарвн. жовтий, блідо-коричневий	Безбарвн., світ-зелен., N_g-світло-зелений N_m=N_p – безбарвний	Косе <c:N_g= 15-21^0	+	20-30	Прості, полісин	**Кумінг-тоніт**	$(Mg,Fe)_7[Si_8O_{22}](OH)_2$		Кв,Ка, Муск	Метамор, Метасом.
4.	VI	Моно-клин.	Тонкопласт, листуват., променист.	Доскон. по (110) 56-124^0	Безбарвн. жовтий, блідо-коричневий	Тьмяно-зе-лен.,бурий N_g-світло-бурий N_m=N_p - світло-жовтий	Косе <c:N_g= 10-15^0	+	30-43	Прості, полісин	**Грюне-рит**	$(Fe,Mg)_7[Si_8O_{22}](OH)_2$		Кв,Ка, Муск,Гр, Мгн,Гем	Метамор, Метасом.
5.	VI	Моно-клин.	Коротко-стовбчат, видовж-при-змат.,зернис, пластинч.	Доскон. по (110) 56-124^0	Зелений, жовто-зе-лений	N_g-кор-зел. оливк.-зел. N_m-жов-зел зелений N_p–світло–жов-зелен, св-жовтий	Косе <c:N_g= 15-27^0	+	14-26	Прості, полісин	**Рогова обман-ка**	$NaCa_2(Mg,Fe)_4(Fe,Al,Ti)\cdot[Al_2Si_6O_{22}](OH,F)_2$	Хл,Акт Еп,Цоїз	Бі,Кв,Мп, $Пл_{сер-кис}$ КПШ,Сф Мгн	Магмат. метаморф метасом.

№ п/п	Гр упа	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеох-роїзм	Пога-сання	Знак видов ження	Двоза-ломле-ння (n_g-n_p) в тис.	Двій-ники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоці–ації	Поход-Ження
6.	VI	Моно-клин.	Видовжен-призматич., коротко стовбчаст.	Доскон. по (110) < 56-124^0	Бурий до темно-бу-рого	N_g–черв-бурий N_m –темно–бурий N_p– жовтий	Косе <c:N_g= 0-18^0	+	18-70	Прості, полісин	**Базаль-тична рогова обман-ка**	$Ca_2(Na,K)(Mg,Fe)_{3-4}\cdot(Fe,Al,Ti)_{1-2}[Al_2Si_6O_{22}]\cdot(O,OH,F)_2$	Fe-Акт, опаци-тиз.	Рп,Мп, $Пл_{осн}$, КПШ, Неф,вулк. шкло	Ефузивн.
7.	VI	Моно-клин.	Променист., таблитч., пластинч., листуватий	Доскон. по (110) < 56-124^0	Безбарвн.	Немає	Косе <c:N_g= 10-20^0	+	17-27	Прості, полісин.	**Тремо-літ**	$Ca_2Mg_5[Si_8O_{22}](OH,F)_2$		Ол,Еп,Ка Дол,Рп, Кв,Пл	
8.	V	Моно-клин.	Пластинч., листуват., стеблисто-волокнист.	Доскон. по (110) < 56-124^0	Світло-зелений, темно-зе-лений	N_g–світло /темно/-зелений, N_m–жовто-зелений, зелений N_p–світло-жовтий, св-зелений	Косе <c:N_g= 10-21^0	+	17-27	Прості, полісин	**Акти–ноліт**	$Ca_2(Mg,Fe)_5[Si_8O_{22}]\cdot(OH,F)_2$	Хл	Хл,Еп,Ро Мп,Ка, Пл,Кв	Метамоф, Постмагм Метасом.
9.	VI	Моно-клин.	Видовжен.-призмат.	Доскон. по (110) < 56-124^0	Буровато-жовтий, темно-бурий	N_g–темно-бурий N_m–черв-бурий N_p–світло-жовтий	Косе <c:N_g= 11-18^0	+	14-18	Прості	**Барке-вікіт**	$Ca_2(Na,K)(Fe,Mg,Mn)_5\cdot[Si_8O_{22}](OH)_2$		Неф,Ег, КПШ,Аб, Бі	Магмат. Метасом.
10.	VI	Моно-клин.	Лускат.,во-локнист., таблитчат.	Доскон. по (110) < 56-124^0	Лавандо-синій	N_g–синій N_m– лаван–до–синій N_p– без–барвний	Косе <c:N_g= 4-14^0	+	8-22	Прості, полісин	**Глау–кофан**	$Na_2Mg_3Al_2[Si_8O_{22}](OH)_2$		Хл,Лав-соніт,Аб, Кв,Еп,Гр	Метамор.

№ п/п	Гр упа	Син–гонія	Габітус /форма/	Спайність	Колір	Плеох-роїзм	Пога-сання	Знак видов ження	Двоза-ломле-ння (n_g-n_p) в тис.	Двій-ники	Назва	Хімічний склад	Вто–ринні зміни	Асоці–ації	Поход-ження
12.	VI	Моно-клин.	Лускат., стеблист., листуват.	Доскон. по (110) < 56-124^0	Жовто-зелений, сіро-фіо-летовий, буро-зеле-ний	N_g-голубув, зелено-жовтий, N_m-оранж-жовтий, сіро-фіо-летовий N_p- темно-голубий, індиговий	Косе <c:N_g= 0-30^0	–	5-20	Прості, полісин	**Арф–ведсо–ніт**	$Na_3(Ca,Mg,Fe^{+2,+3},Al)_5[Si_8O_{22}](OH,F)_2$		Ег,Неф, Аб,Бі,Сф, КПШ, Цирк	Магмат.