

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА**

**ПЕТРОГРАФІЯ КРИСТАЛІЧНИХ ПОРІД
(МЕТАМОРФІЧНІ ПОРОДИ). ЧАСТИНА 3**

Методичні рекомендації до лабораторних занять
і самостійної роботи студентів напряму підготовки
6.04.01.03 – геологія

ЛЬВІВ – 2015

Петрографія кристалічних порід (метаморфічні породи). –
Ч. 3: методичні рекомендації до лабораторних занять і самостійної
роботи студентів напряму підготовки 6.04.01.03 – геологія / Укл.:
Ю.П. Дорошенко, І.В. Побережська, В.Б. Степанов, О.В. Костюк. –
Львів: Львівський національний університет імені Івана Франка,
2015. – 68 с.

Укладачі: кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент
Ю.П.Дорошенко
кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент
І.В.Побережська
кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент
В.Б.Степанов
кандидат геологічних наук, доцент кафедри
петрографії *О.В.Костюк*

Рецензент: доктор геолого-мінералогічних наук, професор
Яценко Г.М.

Відповідальний за випуск:
доктор геолого-мінералогічних наук *В.М. Гулій*

Редактор: *Лариса Сідлович*

Відповідальний за друк: *Олена Старунько*

*Затверджено
на засіданні Вченої ради
геологічного факультету
(протокол № 15/10 від 22.10.2014 р.)*

ВСТУП

Петрографія кристалічних порід є фундаментальною дисципліною – наукою про гірські породи, які являють собою самостійні геологічні тіла. Окремим розділом у цій науці є вчення про метаморфічні породи. Ці методичні рекомендації присвячені проблемам класифікації, термінології, будові метаморфічних порід і метаморфічним фаціям, і мають допомогти студентам на лабораторних заняттях і при їх самостійній роботі під час вивчення курсу «Петрографія кристалічних порід» (частина «Метаморфічні породи»).

«Метаморфізм гірських порід означає суттєві зміни гірських порід під впливом внутрішніх ендегенних процесів земної кори зі збереженням твердого стану породи, без змінного розплавлення або розчинення» (Н. Єлисеєв, 1959). Інші тлумачення цього терміна: «Метаморфізм – різноманітні ендегенні процеси, з якими пов'язані ті чи інші зміни у структурі, мінеральному та хімічному складі гірських порід в умовах, які відрізняються від їх початкового утворення (поверхневого або глибинного)» (Геол. словник, ст. 434), або «процес перетворення гірських порід, який іде без суттєвого їх розплавлення в результаті зміни фізико-хімічних умов» (В.Соболев та ін., 1970). Термін **метаморфізм** походить від грецького слова «*метаморфоз*» – перетворення. Метаморфічним змінам можуть підлягати вивержені, осадові та метаморфічні породи. Метаморфічні процеси впливають на гірські породи, змінюють мінерали та гірські породи під впливом температури, тиску та просочуючих порових розчинів (рідких і летких).

Розрізняють два різновиди метаморфічних процесів: ізохімічні при яких хімічний склад гірських порід (без води та вуглекислоти) не змінюється, і алохімічні, які супроводжуються зміною хімічного складу гірської породи, тобто приносом-виносом речовини.

1. КЛАСИФІКАЦІЯ МЕТАМОРФІЧНИХ ПОРІД

Першим кроком у питаннях класифікації метаморфічних порід був їх розподіл за типами метаморфізму (Ломоносов, Геттон, Ляйель, Іноземцев та ін.) Пізніше основну увагу було зосереджено на класифікації найбільш розповсюджених і генетично незрозумілих регіонально метаморфізованих порід. К. Ван Хайз (1898, 1904), Ф.Беке (1903, 1921), У. Грубенман (1904, 1910), П. Нігглі (1913) запропонували їх класифікацію на основі гіпотези про «глибинні зони метаморфізму». Згідно з цією гіпотезою, інтенсивність регіонального метаморфізму розглядається як функція

температури і тиску, тоді як останні, у свою чергу, ставляться у пряму залежність від глибини залягання порід. Були намічені стійкі в певних термодинамічних умовах асоціації мінералів, які стали основою для виділення трьох зон регіонального метаморфізму: верхньої (епізони), середньої (мезозони) та нижньої (катазони).

Верхня зона характеризувалася помірною температурою, незначним гідростатичним тиском, сильним стресом і комплексом мінералів, серед яких велику роль відігравали гідроксилонмісні мінерали. Серед типових мінералів вказували цоїзит, епідот, хлорит, серицит, хлоритоїд, актиноліт, тальк, альбіт. Типовими породами верхньої зони вважали сланці.

Для середньої зони пропонувалися більш високі температура та гідростатичний тиск і дуже сильний стрес. Типові мінерали цієї зони: біотит, мусковіт, рогова обманка, кіаніт (дистен), ставроліт, альмандин. Характеризували зону кристалічні сланці, кварцити, мармури, гнейси.

Нижня зона відрізнялася найбільш високими температурою та гідростатичним тиском і відносно слабким спрямованим тиском. Типовими мінералами називали силіманіт, корунд, анортит, ромбічний піроксен, воластоніт, омфацит, піроп. До порід нижньої зони відносили кристалічні сланці, роговики, мармури, кварцити, грануліти, гнейси, еклогіти.

Класифікація регіонально метаморфізованих порід отримала подальший розвиток у роботах Г. Барроу (1912) та К. Тілли (1921, 1925), які виділили на підставі вивчення дуже чутливих до змін температурних умов глинистих порід хлоритову, біотитову, гранатову, ставролітову, кіанітову і силіманітову зони метаморфізму. Підставою для розділу були **мінерали-індекси**, перша поява яких визначала границю між двома сусідніми зонами.

Розвиток фізико-хімічного напрямку в петрографії дав змогу розглядати процеси метаморфізму як серію складних реакцій, які приводять до мінеральної рівноваги. На цій основі В. Гольдшмідт [3] виділив 10 класів роговиків, які включали майже всі можливі мінеральні парагенезиси для цього типу порід. Вивчення контактних ореолів в інших районах світу підтвердило загальне значення цих закономірностей.

Подальший розвиток вчення про фізико-хімічні рівноваги мінералів привів до уявлень про метаморфічні фації. Цей напрям виявився дуже прогресивним і був покладений в основу сучасної класифікації метаморфічних порід.

Принцип метаморфічних фацій був запропонований фінським

ученим П. Ескола (1915, 1920) [21, 22], який сформулював його таким чином: *«У будь-якій фації метаморфізму, породи якої перебувають у хімічній рівновазі й досягли однакових умов температури і тиску, мінеральний склад кожної з цих порід визначається тільки хімічним складом»*. Звідси випливає, що мінеральний склад метаморфічних порід є функцією його хімічного складу та фізичних умов метаморфізму. У різних термодинамічних умовах із порід одного і того самого складу утворюються породи, які характеризуються різними мінеральними асоціаціями.

Як ілюстрація принципу фацій нижче наведено приклад, запозичений із книги Г. Вінклера (1969) [2]. Для породи, первинний хімічний склад якої виражається співвідношенням $\text{SiO}_2 : \text{CaO} : \text{MgO} = 1 : 1 : 1$, в умовах низькотемпературної (альбіт – епідот – роговикової) фації типовою парагенетичною асоціацією є кальцит – тремоліт – доломіт. Якщо співвідношення тих самих компонентів зміниться $1 : 0 : 1$, то парагенетичною асоціацією для тієї ж фації буде магнезит – тальк.

При метаморфізмі, який відповідає більш високотемпературній фації (роговообманково – роговиковій), для порід з співвідношенням $\text{SiO}_2 : \text{CaO} : \text{MgO} = 1 : 1 : 1$ парагенезис кальцит – тремоліт – доломіт зміститься парагенезисом кальцит – діопсид – форстерит, при співвідношенні тих самих компонентів $1 : 0 : 1$, вказаний вище парагенезис заміниться парагенезисом форстерит – тальк.

Отже, в умовах різних фацій із порід однакового хімічного складу утворюються породи різного мінерального складу. Зміни мінерального складу породи, що метаморфізується при переході з однієї фації метаморфізму до іншої, – це результат пристосування її до нових термодинамічних умов, де нова утворена асоціація мінералів буде стійкою.

Підставою для виділення фацій П. Ескола [22] вважав наявність **«критичних»** мінералів, тобто мінералів, які є стійкими тільки в умовах температур і тисків, характерних для даної фації з урахуванням відповідної геологічної обстановки, що приблизно характеризує термодинамічні умови метаморфізму (відповідні експериментальні дані в той час не існували). У первісній схемі П. Ескола були виділені 5 фацій: санідинова, роговикова, амфіболітова, зелених сланців і еклогітова. Назви фацій давалися за наявністю критичних мінералів, які характеризували фацію.

Для графічного зображення комплексу мінералів, які трапляються в межах фації, П. Ескола [22] запропонував парагенетичні

діаграми, що мають вигляд рівнобічного трикутника і відображають залежність між хімічним і мінеральним складом порід. Для побудови діаграм дані хімічних аналізів, які виражені у вагових відсотках, перераховують на молекулярні кількості (діленням вагових відсотків на молекулярні кількості) і потім об'єднують у три групи A C F , де $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; $C = \text{CaO}$; $F = \text{MgO} + \text{MnO} + \text{FeO}$. Значення A C F перераховували на 100% і розміщували у вершинах трикутника. На ребрах трикутника та всередині його наносили точки, які відповідають складам мінералів, що трапляються в даних породах і утворилися в однакових умовах температур і тисків. Точки з'єднувались лініями, що утворюють малі трикутники.

Такого типу парагенетична діаграма для контактових роговиків були виділена В. Гольдшмідтом [3]. Цифри на діаграмі відповідають порядковому номеру класу роговиків, положення цифр вказує, які мінеральні асоціації можливі для даного класу. У парагенетичну асоціацію включаються тільки поруч розташовані мінерали. Наприклад, для класу 1 характерна асоціація андалузит – кордієрит, для класу 2 – асоціація андалузит – кордієрит – анортити і т. д. У той же час із діаграми бачимо, що андалузит – діопсид, андалузит – гросуляр, кордієрит – діопсид і ряд інших – «заборонені» парагенезиси.

Гнучкість і зручність класифікацій, які базуються на принципі метаморфічних фацій, знайшли наочне відображення у ряді класифікаційних схем, що з'явилися за останні роки (Тернер, Ферхуген, 1961 [19]; Вінклер, 1969 [2]; Добрецов, Соболев та ін., 1970 [18]). У кожній із наступних схем враховували нові геологічні й експериментальні дані, уточнювали границі фацій і асоціації критичних та заборонених мінералів і, відповідно, виділялися нові фації або субфації. Особливо суттєві зміни вносили у серії фацій, що характеризували регіональний метаморфізм, який відрізняється найбільшим різноманіттям чинних факторів.

В нас прийнята схема фацій, яка запропонована В.С. Соболевим [18]. Принциповою відмінністю цієї схеми є розподіл усіх фацій за значенням тиску на три групи: **A** – фації низьких тисків, які приблизно відповідають контактному метаморфізму; **B** – фації середніх тисків, які відповідають «звичайному» регіональному метаморфізму; **C** – фації високих тисків, які відповідають метаморфізму зон високих тисків у земній корі. Усередині кожної групи виділені додаткові фації за температурою: $A_0, A_1, A_2, A_3, B_1, B_2, B_3, B_4, C_1, C_2, C_3, C_4$. Границями фацій є лінії мінеральних рівноваг, які

обмежують термодинамічні поля стійкості найважливіших мінералів і асоціацій, назви яких написані з того боку лінії, де вони є стійкими. При виділенні фацій враховували і критичні, і заборонені мінерали. Таким чином, породи, які утворилися в межах даного РТ-поля, належать до одної певної фації (рис. 1).

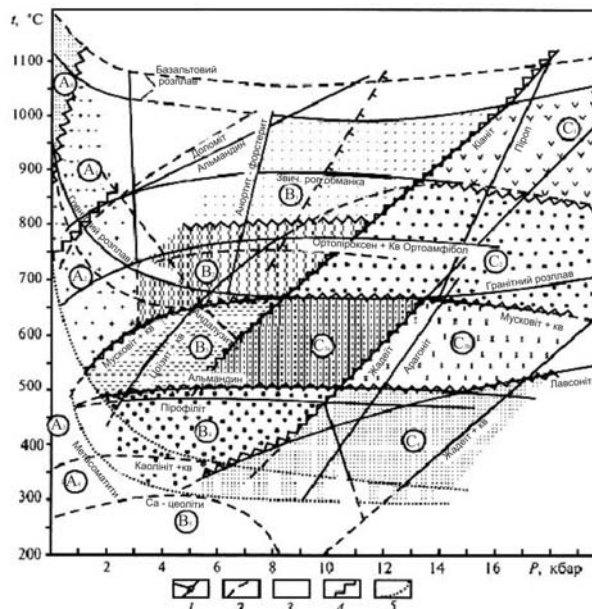


Рис. 1. Петрогенетична схема фацій контактового і регіонального метаморфізму (за Н.Л. Добрецовим та В.С. Соболевим, 1970 р. [18] з доповненнями) – лінії мінеральних рівноваг: 1 – достовірні; 2 – проблематичні; 3 – поле еклогітизації базальтів; 4 – межі фацій і субфацій; 5 – ймовірні межі полів метаморфізму. Фації низьких (А), помірних (В) та високих (С) тисків

Фації контактового метаморфізму

Для групи А фацій контактового метаморфізму характерні такі умови: тиск від 1 до 1 тис. атм. температура від 700°C, частіше від 1000 до 1100°C, в особливих випадках до 1200°C.

Мусковіт – роговикова фація – А₃. Температура менше 550–600°C. Тиск від перших сотень атмосфер до 2 тис атм.

Амфібол – роговикова фація – А₂. Температура від 550°C, частіше від 600 до 800°C. Тиск від перших десятків і сотень атмосфер до 1–2 тис. атм. Згори поле фації обмежене лінією стійкості альмандину, доломіту і кальциту з кварцом.

Піроксен – роговикова фація – А₁. Температура від 700–800

до 900°C. Тиск від перших сотень атмосфер до 3-тис. атм. Згори поле фації обмежене лінією стійкості силіманіту, воластоніту з кальцитом, гранату, біотиту.

Спурит – мервінітова фація – A₀. Температура 900–1200°C. Тиск від 1 до 200–300 атм. Характерна для ксенолітів у вулканічних породах або безпосередньому контакті з інтрузивами основного складу. Має дуже обмежене розповсюдження.

***Фації середніх тисків, які відповідають «звичайному»
регіональному метаморфізму***

Для фацій групи В тиски змінюються в широких межах – від 3–5 атм до 10–15 тис. атм, температурний інтервал від 300–400 до 900–1000°C.

Фація зелених сланців – В₄. Температура від 350–400 до 500–550°C. Тиск до 7–10 тис. атм. Верхня межа фації обмежена стійкістю хлориту з кварцом, зникненням рогової обманки, альмандину, олігоклазу. Нижня температурна границя фіксується відсутністю каоліну, діаспору, цеолітів.

Епідот – амфіболітова фація – В₃. Температура від 500 до 600–650°C. Тиск до 7,5–10 тис. атм. Нижня температурна границя фації фіксується зміною альмандину хлоритом із кварцом, зміною рогової обманки актинолітом з епідотом і альбітом та витисненням ставроліту хлоритом. Верхня границя визначається заміною мусковіту і кварцу на силіманіт.

Амфіболітова фація – В₂. Температура 650–800°C. Тиск приблизно від 4 до 8 тис атм. Верхня температурна межа фації обмежується рівновагою ортопироксен – кварц, зникненням ромбічних амфіболів і біотит – силіманіт – калішпат – кварцовою асоціацією. В умовах амфіболітової фації можливе анатектичне плавлення порід з утворенням гранітного розплаву.

Гранулітова фація – В₁. Температура від 750–800 до 900–1000°C. Тиск від 4–5 до 12–13 тис. атм. Згори за температурою і тиском поле фації обмежене лінією стійкості альмандину і доломіту та лінією плавлення базальту.

Фації В₁, В₂, В₃ обмежені від фацій С₁, С₂, С₃ лінією стійкості кіаніту (дистену).

Фації метаморфізму високих тисків

Фації групи С характеризуються тиском 8 тис атм при низьких температурах і вище 14 тис. атм. при високих температурах. Температурний інтервал від 300 до 1000°C. Ця група фацій нале-

жить до типу регіонального метаморфізму, але з'являється тільки у відносно вузьких тектонічних зонах земної кори.

Жадеїт–лавсоніт–глаукофанова фація – С₄. Температура 300–550°C. Тиск вище 8–10 тис. атм.

Глаукофан–альмандинова фація (кіаніт (дистен)–мусковітових сланців) – С₃. Температура від 500 до 650°C. Тиск до 15 тис. атмі вище. Нижня межа фації визначається стійкістю кіаніту (дистену) і альмандину. На петрогенетичній схемі фацій метаморфізму (рис. 1) фація поділяється на дві субфації С_{3a} і С_{3b} лінією стійкості жадеїту.

Фація кіанітових (дистенових) гнейсів і амфіболітів – С₂. Температура від 650 до 800–850 °C. Тиск вище 10 тис. атм. але зрідка досягає 15–17 тис. атм. Нижньою межею фації є лінія стійкості кіаніту (дистену) і калішпату.

Еклогітова фація – С₁. Температура 850–1000°C. Тиск вище 14 тис. атм. Нижня межа фації фіксується наявністю гранату, який містить не менше 50% піропової складової. Верхня межа фації обмежена лінією базальтового розплаву. Типові еклогіти характерні для мантії.

2. ВИДИ МЕТАМОРФІЗМУ

Різні види метаморфізму виникають під впливом головних факторів: 1) температури, 2) тиску (гідростатичного та стресу), 3) хімічної взаємодії порових розчинів. Перший фактор бере участь у всіх видах метаморфізму.

1. Метаморфізм викликаний дією температури – *термальний*. Різновидом такого метаморфізму є *контактовий*, який розділяють на суто контактовий (без привнесу речовини) та контактово-метасоматичний (з привнесом речовин. *Пірометаморфізм* (каустичний) – контактові зміни, які відбуваються на контакті лав з уламками вміщуючих порід.

2. *Катакlastичний* – пов'язаний, головним чином, одностороннім (стрес) тиском, який викликає деформації, дроблення порід та мінералів.

3. *Динамометаморфізм* – викликаний одностороннім (стрес) тиском та підвищенням температури.

4. Метаморфізм *навантаження*, викликаний температурою та гідростатичним тиском, відбувається під час зростання глибини та ваги порід, які залягають вище.

5. *Регіональний* метаморфізм відбувається під впливом тиску (гідростатичного та стресу), підвищення температури на великих

площах. З глибиною стрес затухає. Різновидом такого виду метаморфізму є **ультраметаморфізм** глибинних складчастих ділянок із широким розвитком часткового або повного переплавлення порід. Утворюються *мігматити*.

6. **Метаморфізм**, викликаний реакціями між розплавом та викристалізованими мінералами, а також між скупченнями летких компонентів у залишкових розплавах і мінералами, називають **автометаморфізмом** (процес алохімічний).

7. **Поліморфізм** – перетворення порід у кілька етапів (повторний).

8. **Регресивний** метаморфізм, або **діафторез**, при якому мінерали, що виникли при високих температурах, замінюються асоціаціями низькотемпературних мінералів.

9. **Ударний (імпактний)** метаморфізм обумовлений падінням метеоритів на поверхню Землі.

3. ТЕРМІНОЛОГІЧНА НОМЕНКЛАТУРА МЕТАМОРФІЧНИХ ПОРІД

Глинистий (аспідний) сланець – найменш метаморфізована порода, яка виникає по глиноземистих (пелітових) вихідним породах. Це чорні або темно-сірі породи зі сланцюватою текстурою, складаються з серициту, гідролуд, хлориту, кварцу, кальциту, каоліну, глинисто-вуглистої речовини, сульфідів заліза і акцесорних мінералів.

Філіт – метаморфічна порода, яка утворюється по глиноземистих (пелітових) осадах в умовах зеленосланцевої фації. Макроскопічно – темна, дрібнозерниста, тонкосланцювата порода з шовковистим блиском. До складу філітів входять: серицит, мусковіт, кварц, хлорит, хлоритоїд, пірофіліт, стильномелан, рутил, вуглиста речовина, графіт, гематит, магнетит, пірит.

Сланець метаморфічний (зелений сланець) – метаморфічна порода низьких ступенів метаморфізму складена переважно з кварцу і темнозабарвлених мінералів або з польових шпатів і темнозабарвлених – слюди, амфіболи, карбонати, епідот. Характерні дрібнозернистість, сланцюватість, наявність реліктових структур і текстур, наявність низькотемпературних мінералів.

Сланець кристалічний – загальна назва для групи регіонально-метаморфізованих порід середніх ступенів метаморфізму. Має повнокристалічну структуру, складений або тільки темнозабарвленими мінералами, або темнозабарвленими і польовими шпатами, або темнозабарвленими і кварцом.

Гнейс характеризується більш-менш чітко вираженою паралельно-сланцюватістю, часто пloidчастою текстурою з переважно гранобластовою та порфіробластовою структурами і складається з кварцу, плагіоклазу, калішпату й кольорових мінералів (Геол. словник, 1978, ст. 177). За походженням виділяють парагнейси (з осадових порід) і ортогнейси (з магматичних порід). Якщо з польових шпатів переважає плагіоклаз, а калішпат відсутній або становить менше 3-5%, тоді це плагіогнейс; якщо співвідношення головних породоутворюючих мінералів Кв-Пл-КПШ становить 1:1:1 – гранітогнейс.

Амфіболіт – зернистий або сланцюватий агрегат темно-забарвленої, навіть чорної рогової обманки, або світло-зеленого актиноліту і плагіоклазу. Якщо в агрегаті більше 5% кварцу, біотиту, моноклінного піроксену, гранату, ці мінерали входять у назву різновиду амфіболіту (гранатовий або біотитовий амфіболіт).

Кварцит – кристалічно-зерниста або сланцювата порода, яка складається, головним чином, з кварцу (до 90–95%), слюди, силіманіту, графіту, гранату та ін.

Мармур – дрібно-середньокристалічна зерниста порода, яка складається з кальциту або доломіту, здатна приймати полірування.

Кальцифір – зернистий вапняк з порфіроподібними кристалами гранату, піроксену, польових шпатів, олівіну, флігопіту, яких більше 10%.

Грануліт тісно прилягає до гнейсів; характеризується в більшості дрібнозернистістю і сланцюватістю породи, яка складається з ортоклазу, кварцу, гранату, часто також біотиту, рогової обманки або авгіту (в більших чи менших кількостях); структура гранулітова.

Еклогіт – високобарична, звичайно глибинна порода, складена з гранату (піропу) і піроксену (омфациту). Структура алотріоморфнозерниста, гранобластова.

4. МІНЕРАЛЬНИЙ (РЕЧОВИННИЙ) СКЛАД МЕТАМОРФІЧНИХ ПОРІД

Матеріалом для утворення метаморфічних порід слугують вивержені, осадові, змішані та метаморфічні породи. При виникненні метаморфічних порід відбуваються процеси, при яких хімічний склад порід не змінюється за винятком H_2O та CO_2 . Метасоматичні процеси, на противагу метаморфічним, супроводжуються міграцією речовини, в результаті чого відбувається збагачення або збіднення тими чи іншими хімічними речовинами. У на-

звах метаморфічних порід, які утворилися за рахунок магматичних, використовують термін «орто» (ортогнейси, ортоамфіболіти), а за рахунок осадових порід – «пара» (парагнейси).

Мінеральний склад метаморфічних порід різноманітний (табл. 1). Метаморфічні породи, так само як магматичні й осадові, характеризуються мінералами, що утворюються тільки при метаморфічних процесах. У табл. 1 показаний перелік мінералів, що трапляються в метаморфічних породах.

За хімічним складом мінерали метаморфічних порід поділяють на такі групи:

1. **глиноземновмісні:** андалузит, силіманіт, кіаніт (дистен), ставроліт, кордієрит, хлоритоїд, гранати (альмандин-піропового ряду), алуніт, діаспор, топаз, пірофіліт;
2. **магнезійно-залізисті:** форстерит, серпентин, хлорит, тальк, антофіліт, тремоліт, актиноліт, брусит, периклаз, гранати;
3. **кальцієві:** воластоніт, кальцит, гранати (андрадит-гросулярового ряду), епідот, цоїзит, моноклінні піроксени (діопсид-геденбергіт), лавсоніт;
4. **залізисті:** фаяліт, магнетит, гематит;
5. **марганцеві:** Mn-олівін (п'ємонтит), Mn-андалузит (веридин), Mn-олівін (тефроїт), Mn-гранат (спесартин).

Таблиця 1

Основні мінерали магматичних і метаморфічних порід

Породи	
Магматичні та метаморфічні	Переважно метаморфічні
Кварц, ортоклаз, мікроклін, пертити, плагіоклаз, мусковіт, рогова обманка, авгіт, гіперстен, біотит, флогопіт, частково олівін, гранат, магнетит, ільменіт, гематит, пірит, апатит, циркон, рутил, шпінель, титаніт	Серицит, «шахматний» альбіт, цоїзит, епідот, тремоліт, актиноліт, воластоніт, глаукофан, антофіліт, жедрит, геденбергіт, хлорит, ставроліт, андалузит, силіманіт, кіаніт (дистен), кордієрит, гросуляр, форстерит, серпентин, тальк, монтічеліт, лавсоніт, брусит, периклаз

Характеристика специфічних мінералів метаморфічних гірських порід

Група кіаніту (дистену)

Ця група включає три поліморфні модифікації однакового хімічного складу $Al_2O_3[SiO_4]$ – кіаніт (дистен), андалузит, силіманіт. Кожен із цих мінералів відрізняється від іншого структурними особливостями, фізичними та кристалооптичними властивостями й

утворюється у певних термодинамічних умовах (рис. 2).

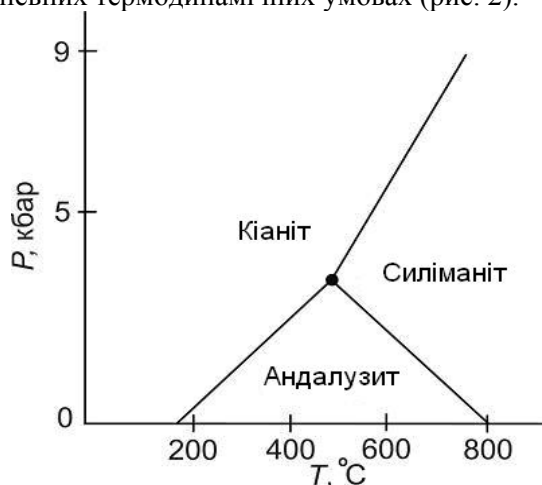


Рис 2. Поля стабільності мінералів у системі кіаніт-силіманіт-андалузит [13]

Кіаніт (дистен)

$\text{Al}_2\text{O}_3[\text{SiO}_4]$. Триклінний.

$n_g=1.727\text{--}1.7348$; $n_m=1.721\text{--}1.7238$; $n_p=1.712\text{--}1.718$;

$n_g-n_p=0.012\text{--}0.016$.

Оптично двовісний, від'ємний. $2V=82\text{--}83^\circ$.

Як правило, спостерігається у вигляді видовжених призматичних кристалів у поперечному перетині прямокутної форми. Колір голубий, синій, інколи зеленкуватий, жовтий, білий. Блиск скляний, на площинах спайності перламутровий. Спайність досконала по (100) і менш досконала по (010). Щільність 3.35–3.65. Твердість 5.5–7.

У шліфах безбарвний або з голубуватим відтінком. Рельєф високий VI групи. Колір інтерференції у перетині, паралельному площинам $n_g n_p$, жовто-оранжевий. У розрізах із добре вираженою спайністю погасання близьке до прямого; у розрізах із погано вираженою спайністю погасання косе. Видовження додатне. Характерні полісинтетичні двійники.

У процесі регресивного метаморфізму кіаніт (дистен) може замінюватися мусковітом і серицитом.

Кіаніт (дистен) має найбільш високий рельєф серед мінералів цієї групи; його двозаломлення менше, ніж у силіманіту, але більше, ніж у андалузиту; від останнього він відрізняється, крім цього додатним видовженням.

Кіаніт (дистен) утворюється при регіональному метаморфізмі високоглиноземистих порід і є хорошим індикатором дуже високих тисків. Трапляється у кристалічних сланцях у парагенезисі зі ставролітом.

Андалузит

$\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$. Ромбічний.

$n_g = 1.638\text{--}1.650$; $n_m = 1.633\text{--}1.644$; $n_p = 1.629\text{--}1.640$; $n_g - n_p = 0.009\text{--}0.011$.

Оптично двовісний, від'ємний. $2V = 73\text{--}86^\circ$.

Орієнтування оптичної індикатриси: n_p с.

Як правило, забарвлений у сірий, жовтий, рожевий, червоний, бурий колір. Вигляд кристалів призматичний з поперечним перетином, близький до квадратного. Зустрічається в променистотичинкуватих і зернистих агрегатах. Блиск скляний. Спайність досконала по (110) з кутом між тріщинами 89° . Злом нерівний, скалкуватий. Щільність 3.13–3.16. Твердість 6.5–7.5.

У шліфах, як правило, безбарвний або забарвлений і слабо плеохроє від безбарвного по n_g до рожевого по n_p . Утворює призматичні, квадратні, ромбоподібні перетини та неправильні зерна. Рельєф V групи. Кольори інтерференції від білих і блідо-жовті. Погасання пряме. Видовження від'ємне. Нерідко кристали андалузиту переповнені зернами мінералів, які становлять основну тканину породи, що надає їм ситоподібного вигляду.

Андалузит має подібність до ромбічного піроксену, кіаніту (дистену), апатиту. Від піроксену відрізняється від'ємним видовженням і прямим погасанням у всіх видовжених розрізах; від апатиту – більш високим двозаломленням.

Андалузит утворюється в умовах невисоких та середніх тисків і температур. Типовий для роговиків – контактово-метаморфізованих глинистих порід, де він часто асоціює з кордієритом, але може траплятись і в регіонально метаморфізованих породах. Андалузит часто містить включення дрібних частинок вуглистої речовини, які концентруються вздовж певних кристалографічних напрямків. У перетинах, які перпендикулярні довгій осі кристалу, вуглисті частинки утворюють хрестоподібні скупчення. Такий андалузит називається хіастолітом (Додаток 1, рис. 2).

Силіманіт

$\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$. Ромбічний.

$n_g=1.673-1.693$; $n_m=1.658-1.662$; $n_p=1.654-1.661$; $n_g-n_p=0.020-0.022$.

Оптично двовісний, додатний. $2V=21-30^\circ$.

Орієнтування оптичної індикатриси: n_g с.

Утворює різко видовжені призматичні або голчасті кристали, трапляються волосоподібні агрегати, які називають фіброліт. Як правило, безбарвний або білий, рідко світло-бурий, сіро-зелений. Блиск скляний. Спайність досконала по (010). Твердість 6.5–7.5. Щільність 3.23–3.27.

У шліфах безбарвний. У крупних кристалах має ясну спайність в одному напрямку. Рельєф VI групи. Кольори інтерференції у видовжених розрізах до синіх другого порядку. Погасання пряме. Видовження додатне. У шліфах подібний на андалузит і тремоліт. Від першого відрізняється більш високим двозаломленням і додатним видовженням; від другого – прямим погасанням у всіх видовжених розрізах і спайністю в одному напрямку.

Силіманіт – мінерал високих температур і тисків. Трапляється у продуктах контактового та регіонального метаморфізму глинистих порід – роговиках, кристалічних сланцях, гнейсах.

Ставроліт

$(Fe^2, Mg)_2(Al, Fe^3)_9O_6[SiO_4](O, OH)_2$. Моноклінний (псевдоромбічний).

$n_g=1.716-1.752$; $n_m=1.745-1.753$; $n_p=1.739-1.747$; $n_g-n_p=0.012-0.014$.

Оптично двовісний, додатний. $2V=82-88^\circ$.

Орієнтування оптичної індикатриси: n_g с.

Колір червонувато-бурий до бурувато-чорного. Колір риси – білий. Блиск скляний. Кристали, як правило, мають вигляд коротких товстих призм. Дуже характерні хрестоподібні зростання. Спайність недосконала в одному напрямку по (010). Щільність 3.74–3.83. Твердість 7.5.

У шліфах жовтий, виразно плеохроює: по n_g – яскраво-жовтий, по n_p – блідо-жовтий. Утворює видовжені розрізи, у поперечному перетині – шестигранні та неправильні зерна зі ситоподібною структурою. Рельєф VI групи. Колір інтерференції до оранжево-жовтого першого порядку. Погасання пряме. Видовження додатне.

Ставроліт при регресивному метаморфізмі перетворюється на хлоритоїд. До хімічного звітрювання стійкий і тому трапляється в уламкових породах.

Легко діагностується завдяки жовтому забарвленню та

наявності хрестоподібних двійників.

Типовий для регіонально метаморфізованих глинистих порід.

Кордієрит

$(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_2\text{Al}_3[\text{AlSi}_5\text{O}_{18}]$. Ромбічний.

$n_g=1.543$; $n_m=1.539$; $n_p=1.534$; $n_g-n_p=0.009$.

Оптично двовісний, від'ємний. $2V=45-80^\circ$.

Безбарвний або забарвлений у сині, фіолетові та жовтуваті кольори. Блиск скляний. Як правило, утворює суцільні маси чи зерна неправильної форми. Спайність недосконала. Злом черепашковий. Щільність 2.53–2.78. Твердість 7.

У шліфах безбарвний. Рельєф низький. Кольори інтерференції білі. Іноді трапляються полісинтетичні двійники у вигляді паралельних смужок, а також секторіальні трійники та шестірники. Включення дрібних зерен мінералів (циркону, ортиту, монациту), які містять у своєму складі радіоактивні елементи, викликають у кордієриті утворення лимонно-жовтих плеохроїчних ореолів. За відсутності типових ознак кордієрит можна сплутати з кварцом чи плагіоклазом. Легко змінюється з утворенням агрегатів тонколистуватої слюди, хлориту, тальку чи ізотропної речовини.

Діагностика кордієриту складна, тому що цей мінерал, якщо він не здвійникований, дуже подібний на кварц, а якщо має паралельні полісинтетичні двійники, – то на плагіоклаз. Від кварцу він відрізняється двовісністю, від плагіоклазу – продуктами змін, недосконалою спайністю.

Кордієрит – мінерал, характерний для контактового і регіонального метаморфізму. Утворюється під час метаморфізму глинистих і піщано-глинистих порід в асоціації з андалузитом, гранатом і біотитом.

Лавсоніт

$\text{CaAl}_2[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Ромбічний.

$n_g=1.684-1.686$; $n_m=1.674-1.675$; $n_p=1.665$; $n_g-n_p=0.019-0.021$.

Оптично двовісний, додатний. $2V=76-87^\circ$.

Орієнтування оптичної індикатрис: n_p с.

Утворює пластинчасті, таблитчасті, волокнисті й зернисті агрегати. Щільність 3.09. Твердість 6. Плеохроює від безбарвного по n_g до синього по n_p . Спайність досконала по (100) та (010). Видовження від'ємне. Часто має полісинтетичні двійники. Лавсоніт характерний для порід регіонального метаморфізму при умовах

високих тисків. Постійний компонент жадеїт-лавсоніт-глаукофанових сланців.

Спурит

$\text{Ca}_4(\text{SiO}_4)_2\text{CaCO}_3$. Моноклінний.

$n_g=1.681$; $n_m=1.676$; $n_p=1.641$; $n_g-n_p=0.040$.

Оптично двовісний, від'ємний. $2V=40^\circ$.

Орієнтування оптичної індикатриси: $cn_g=22^\circ$.

Утворює пластинчасті кристали та зернисті агрегати, безбарвні або забарвлені. Спайність досконала по (001). Щільність 3.01. Твердість 5.

У шліфах часто спостерігаються полісинтетичні двійники.

Утворюється тільки в умовах низьких тисків і дуже високих температур, що можливо або у ксенолітах, або при безпосередньому контакті з інтрузіями основного складу.

Мервініт

$\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2$. Триклінний.

$n_g=1.718$; $n_m=1.711$; $n_p=1.708$; $n_g-n_p=0.010$.

Оптично двовісний, додатний. $2V=66^\circ$.

Як правило, виділяється у вигляді пластинчастих кристалів, інколи зерен. Безбарвний. Щільність 3.15. Твердість 6. Звичайні полісинтетичні двійники.

Мервініт утворюється в таких самих умовах, як і спурит.

Група гранату

Група гранату складається з двох ізоморфних рядів: альмандинового $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mn})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (піроп, альмандин, спесартин) і андрадитового $\text{Ca}_3(\text{Al}, \text{Fe}^{+3}, \text{Cr})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (уваровіт, grosular, андрадит).

Усі гранати кристалізуються у кубічній сингонії, утворюють ідіоморфні ромбододекаедричні кристали чи неправильні ізометричні зерна без спайності. Мікроскопічно їх легко впізнати за характерним виглядом кристалів, жирним блиском, високою твердістю. Майже всі гранати забарвлені в різні червонуваті, бурі, зелені кольори. Основні властивості гранатів представлені у табл. 2.

Таблиця 2

Основні властивості гранатів

Гранати	Склад	Щільність г/см ³	Показник заломлен- ня	Колір	
				взірець	шліф
Альман- дин	$\text{Fe}^{II}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	4.318	1.830	Черво- ний	Світло- рожевий
Піроп	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	3.582	1.714	Темно- червоний	Роже- вий
Спесартин	$\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	4.190	1.800	Темно- червоний оранж.- жовтий	Жовту- ватий
Андрадит	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	3.859	1.887	Жовтий, Зелену- ватий	Жовту- вато- зелений
Уваровіт	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	3.900	1.860	Сма- рагд.- зелен.	Зелений
Гросуляр	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	3.594	1.734	Блідо- зелений	Без- барвний

У шліфі деякі гранати часто мають ситоподібну будову. Рельєф високий VII групи. Гранати ізотропні, крім мінералів андрадит-гросулярового ряду, які можуть бути аномально анізотропними; мати темно-сірі кольори інтерференції та складні секторіальні двійники.

Склад гранатів залежить від складу вихідної породи та від умов її утворення.

Залізо-магnezіальні гранати – альмандин і, особливо, піроп – найбільш високотемпературні мінерали кристалічних сланців, які утворюються при регіональному метаморфізмі глинистих порід в умовах високих тисків. Марганцевий гранат – спесартин – стійкий у найбільш низькотемпературних умовах регіонального метаморфізму, але трапляється і у скарнах – породах контактово-метасоматичних, які утворюються при відносно низьких тисках. Найбільш характерні для скарнів кальцієві гранати андрадит-гросулярового ряду.

Гранати суттєво гросулярового складу трапляються у мармурах, які залягають серед регіонально метаморфізованих порід.

Везувіан

$\text{Ca}_{10}(\text{Mg, Fe})_2\text{Al}_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{SiO}_4](\text{OH, F})_4$. Тетрагональний.

$n_e = 1.700\text{--}1.746$; $n_o = 1.703\text{--}1.752$; $n_e - n_o = 0.001\text{--}0.008$.

Оптично одновісний, від'ємний.

Везувіан утворює короткопризматичні кристали, тичинкуваті або радіально-променисті агрегати і суцільні зернисті маси. Колір жовтий, зелений, бурий. Блиск скляний. Спайність досконала. Злом нерівний або раковистий. Крихкий. Щільність 3.33–3.43. Твердість 6–7.

У шліфі безбарвний. Рельєф VI групи. Інтерференційне забарвлення аномальне – густо-синє, оливково-зелене, бурувато-бузкове, часто розподіляється у межах зерна зонально або плямами. Видовження від'ємне.

Везувіан подібний на grosular і цоїзит. Від першого він відрізняється формою кристалів і анізотропністю; від другого – недосконалою спайністю та від'ємним оптичним знаком.

Везувіан розповсюджений переважно у контактово-метаморфізованих карбонатних породах, особливо у скарнах.

Воластоніт

$\text{Ca}[\text{SiO}_3]$. Триклінний.

$n_g = 1.631\text{--}1.653$; $n_m = 1.628\text{--}1.650$; $n_p = 1.616\text{--}1.640$; $n_g - n_p = 0.015\text{--}0.013$.

Оптично двовісний, від'ємний. $2V = 38\text{--}60^\circ$.

Утворює таблитчасті або призматичні кристали, радіально-променисті, тичинкуваті або волокнисті агрегати. Колір білий зі сіруватим або червонуватим відтінком. Спайність досконала по (100) та хороша по (001) з кутом близько 84° . Блиск скляний. Щільність 2.87–3.09. Твердість 4.5–5.

У шліфі безбарвний. Рельєф V групи. Кольори інтерференції до жовто-оранжевих першого порядку. У видовжених розрізах кут погасання $28\text{--}34^\circ$. Знак видовження може бути від'ємним і додатним.

Подібний на тремоліт, від якого відрізняється більш низьким двозаломленням і меншим кутом оптичних осей.

Воластоніт – мінерал, який утворюється в умовах контактово-термального метаморфізму карбонатних порід.

Група піроксенів

Із групи піроксенів тут розглянемо тільки специфічні метаморфічні мінерали – омфацит і жадеїт.

Омфаци́т

$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al})[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Моноклінний.

$n_g=1.688\text{--}1.718$; $n_m=1.670\text{--}1.700$; $n_p=1.662\text{--}1.691$; $n_g-n_p=0.018\text{--}0.027$.

Оптично двовісний, додатний. $2V=58\text{--}83^\circ$.

Орієнтування оптичної індикатриси: $cn_g=36\text{--}48^\circ$.

Омфаци́т – моноклінний піроксен зеленого кольору. Виділяється у вигляді короткопризматичних кристалів і зернистих агрегатів. Спайність досконала по (110). Щільність 3.31. Твердість 5–6. Плеохроює від безбарвного по n_g до ледь зеленкуватого по n_p .

Утворюється в умовах регіонального метаморфізму при наявності високих тисків. Трапляється в еклогітах і кіанітових (дистенових) сланцях.

Жадеї́т

$\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Моноклінний.

$n_g=1.624\text{--}1.672$; $n_m=1.645\text{--}1.663$; $n_p=1.640\text{--}1.658$; $n_g-n_p=0.012\text{--}0.013$.

Оптично двовісний, додатний. $2V=67\text{--}70^\circ$.

Орієнтування оптичної індикатриси: $cn_g=33\text{--}40^\circ$.

Мінерал із характерною для піроксенів спайністю по (110) під кутом 87° . У шліфі безбарвний. Щільність 3.33. Твердість 6.5. Мінерал регіонально метаморфізованих порід при умовах високих тисків. Трапляється в асоціації з глаукофаном, лавсонітом, кіанітом (дистеном).

Група амфібо́лів

Тремолі́т

$\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$. Моноклінний.

$n_g=1.624$; $n_m=1.613$; $n_p=1.600$; $n_g-n_p=0.024$.

Оптично двовісний, від'ємний. $2V=85^\circ$.

Орієнтування оптичної індикатриси: $cn_g=14\text{--}17^\circ$.

Утворює видовжено–призматичні, голчасті, інколи волосоподібні кристали, витягнуті вздовж осі c. Колір білий або сіруватий. Блиск скляний. Спайність досконала по (110) під кутом, характерним для всіх амфібо́лів, рівному 56° . Крихкий. Щільність 3.02. Твердість 5.5–6.

У шліфі безбарвний. Рельєф V групи. Погасання косе. Видовження додатне. Кольори інтерференції до другого порядку.

Тремолі́т подібний на актиноліт і воластоніт, але актиноліт має у шліфі зелене забарвлення. Від воластоніту тремолі́т відрізняється

няється більшим двозаломленням, більшим кутом оптичних осей, а також характерною амфіболовою спайністю.

Утворюється при термальному метаморфізмі доломітів, які містять домішок кремнезему. Тремоліт і актиноліт можуть бути наявні також у регіонально метаморфізованих карбонатних породах в умовах середніх тисків і температур.

Глаукофан

$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Моноклінний.

$n_g=1.627-1.650$; $n_m=1.622-1.667$; $n_p=1.606-1.661$; $n_g-n_p=0.008-0.022$.

Оптично двовісний, від'ємний. $2V=50-0^\circ$.

Орієнтування оптичної індикатрис: $cn_g=7^\circ$.

Мінерал з групи амфіболів. Утворює стеблисті, волокнисті та листові агрегати. Щільність 3.07. Твердість 5–6.

У шліфі безбарвний або світло-синій, плеохроює. Видовження додатне. Трапляються прості та полісинтетичні двійники.

Утворюється тільки в умовах регіонального метаморфізму при наявності високих тисків у асоціації з жадеїтом, лавсонітом, гранатом, кіанітом (дистеном), ставролітом.

Хлоритоїд

$(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg}, \text{Mn})_2(\text{AlFe}^{+3})\text{Al}_2\text{O}_3[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})_4$. Моноклінний або триклінний.

$n_g=1.730-1.740$; $n_m=1.717-1.734$; $n_p=1.717-1.731$; $n_g-n_p=0.006-0.016$.

Оптично двовісний, додатний. $2V=48-68^\circ$.

Орієнтування оптичної індикатрис: $n_g \parallel c$.

Хлоритоїд – мінерал із групи крихких слюд. Як правило, утворює листові агрегати і неправильні зерна темно-зеленого кольору, які переповнені включеннями інших мінералів. Зрідка трапляються таблитчасті кристали. Спайність досконала по (001). Щільність 3.51–3.80. Твердість 6.5.

У шліфі безбарвний або слабо-зеленуватий, плеохроює від безбарвного по n_g до світло-сірувато-зеленого по n_p . Рельєф високий VI групи. Погасання косе. Видовження від'ємне. Часто має полісинтетичні двійники.

Хлоритоїд заміщується пеніном і мусковітом. Має деяку подібність з хлоритом, від якого відрізняється високим рельєфом.

Характерний низькотемпературний мінерал регіонально метаморфізованих глинистих порід.

5. СТРУКТУРИ І ТЕКСТУРИ МЕТАМОРФІЧНИХ ПОРІД

Структури і текстури метаморфічних порід разом з мінеральними асоціаціями дають уявлення про інтенсивність перекристалізації породи й умови, в яких проходив цей процес.

Структура визначається абсолютними і відносними розмірами, формою та взаємними відношеннями зерен, а текстура виражає розташування і розподіл цих зерен у просторі.

Структури

Процес перекристалізації породи у твердому стані називається кристалобластезом, а структури, які виникають у результаті цього процесу, – кристалобластовими.

Серед структур метаморфічних порід виділяються такі головні типи (рисунки структур наведені в додатку «Основні структури метаморфічних порід»):

- 1) кристалобластові;
- 2) реліктові;
- 3) катакластичні;
- 4) метасоматичні.

Кристалобластез обумовлює специфіку структурних особливостей метаморфічних порід, важливими серед них є такі:

1. Структура метаморфічної породи не може відображати послідовність виділення мінералів, яка характеризує процес кристалізації у розплаві, тому що в умовах метаморфізму ріст мінералів відбувається одночасно. Кристалізаційна здатність для різних мінералів різна, вона векторіальна і визначає ступінь досконалості форми кристалів.

За ступенем зменшення кристалізаційної здатності Ф.Тернер розташував метаморфічні мінерали в наведений нижче кристалобластичний ряд:

Рутил, сфен, магнетит
Турмалін, кіаніт (дистен), ставроліт, гранат
Андалузит
Епідот, цоїзит, форстерит
Піроксени, амфіболи, воластоніт
Слюди, хлорити, тальк, стильпномелан
Доломіт, кальцит
Скаполіт, кордієрит, польові шпати
Кварц

Мінерали верхніх груп цього ряду утворюють найбільш правильні ідіобластові кристали; мінерали нижніх груп майже завжди містяться у неправильних ксенобластових зернах. Порядок розташування мінералів у кристалобластичному ряді обумовлений будовою їх кристалічної ґратки. Силікати з більш міцною структурою, як правило, мають більш досконалі кристалографічні форми. Ця закономірність може бути порушена, оскільки певною мірою вона залежить від фізико-хімічних умов кристалізації та складу вихідного матеріалу.

1. Мінерали метаморфічних порід кристалізуються одночасно про що свідчать численні включення одних мінералів в інші. Під час росту мінерал, який має більшу силу кристалізації, «очищується» від цих включень, «виштовхуючи» їх за свої межі.
2. Перекристалізація, як правило, супроводжується розчиненням дрібних зерен, що зумовлює утворення рівномірно-зернистих структур.
3. Метаморфічні породи завжди повнокристалічні, в яких аморфна речовина і порожнини не зберігаються.
4. Якщо у процесі перекристалізації порода не досягла повної рівноваги, то в ній з елементами нової структури можуть спостерігатися релікти будови вихідної породи.

Кристалобластові структури

Цей термін, спільний для усіх структур, які виникають у результаті повної перекристалізації породи. Класифікуються кристалобластові структури за відносними розмірами мінеральних зерен, їх формами і типами взаємних проростань.

За відносними розмірами зерен кристалобластові структури поділяються на рівномірнозернисті (гомеобластові) і нерівномірнозернисті (гетеробластові). Серед **гомеобластових** структур за формою зерна виділяють такі різновиди:

1. *Гранобластова* – різні за складом мінерали представлені відносно ізометричними зернами з рівними або звивистими контурами (різновиди – *роговикова* (дрібнозерниста), *сотова*) (Додаток 1, рис. 20).
2. *Лепідобластова* – обумовлена розвитком лускуватих мінералів (слюди, хлорити, тальк), ці кристали часто розташовані орієнтовано (Додаток 1, рис. 9).

3. *Нематобластова* – визначається наявністю видовжено-призматичних і стовпчастих мінералів (амфіболи, силіманіт), розташованих орієнтовано (Додаток 1, рис. 21).
4. *Фібробластова* – характеризується наявністю волокнистих мінералів (різновидність – снопова) (Додаток 1, рис. 7).
5. *Пойкілобластова* – у цій структурі крупні зерна одних мінералів включають неорієнтовані дрібні зерна інших мінералів.
6. *Діабластова* – визначається взаємним проростанням закономірно орієнтованих вrostків двох або кількох мінералів.
7. *Геліцитова* – характеризується збереженням реліктів шаруватості первинної породи (скупчення дрібних зерен рудного мінералу включені в більш крупні зерна інших мінералів і розташовані майже паралельно, відображаючи первинну шаруватість) (Додаток 1, рис. 14).
8. *Гранулітова* – обумовлена наявністю видовжених лінзоподібних зерен кварцу серед більш дрібнозернистої гранобластової маси з кварцу, польових шпатів, гранату, забарвлених мінералів (Додаток 1, рис. 25).

Якщо породи складені із зерен різного габітусу, використовують складні назви структур, які включають назви переважаючих форм. Наприклад, структуру породи, яка складена, головним чином, з лускуватих і зернистих мінералів при перевазі останніх, називають *лепідогранобластовою* (Додаток 1, рис. 16).

Гетеробластові структури.

1. *Гломеробластова* – характеризується купчастим розташуванням окремих мінералів.
2. *Порфіробластова* – характеризується наявністю відносно крупних зерен на фоні більш дрібнозернистої гомеобластової основної тканини породи (Додаток 1, рис. 22).

Катакластичні структури

Катакластичні структури виникають у породі під дією спрямованого тиску, що викликає дроблення породи, але без кристалізації. Серед катакластичних структур за ступенем роздроблення породи найбільш типові: брекчієподібна, цементна, мілонітова.

1. *Брекчієподібна* структура характеризує початкову стадію дроблення породи. Мінерали подрібнені нерівномірно, між різними за величиною кутастими уламками міститься невелика кількість дрібноуламкового, місцями перетертого матеріалу (Додаток 1, рис. 30).

2. *Цементна* структура характеризує більш високу стадію дроблення породи. Кількість дрібноуламкового і перетертого матеріалу збільшується, і він починає цементувати відокремлені крупні уламки непорушеної первинної породи.
3. *Мілонітова* структура властива найбільш високій стадії дроблення породи. Основна тканина породи складена з тонкоперетертого матеріалу, який має субпаралельне орієнтування (Додаток 1, рис. 32).

Реліктові структури

Реліктові структури характерні для порід, які не зазнали глибоких змін, і мають поряд з елементами нової структури залишки структури первинної породи.

Для позначення реліктових структур застосовують терміни, які складені з назви структури вихідної породи та префікса «блас-то» або «клас-то». Префікс «блас-то» свідчить про наявність процесів перекристалізації, котрі привели до часткової видозміни структури породи. Наприклад, *бластогранітова* структура – порода перекристалізована, але можна встановити її первинну гранітову структуру; *бластоофітова* – первинна структура породи офітова; *бластопсамітова* – первинна структура породи псамітова, *бласто-пелітова* – первинна структура породи пелітова (Додаток 1, рис. 1).

Префікс «клас-то» вказує, що порода частково роздроблена. Так, якщо структура породи *клас-топорфірова*, то це означає, що первинна порода мала порфірову структуру; *клас-топсамітова* характеризує катаклазований пісковик; *клас-тогранітова* утворюється при дробленні граніту і т.д.

Текстури

Для метаморфічних порід текстурні ознаки особливо важливі, тому що вони виразно відображають умови, при яких проходило їх перетворення.

Текстури в метаморфічних породах можна поділити на дві групи: 1) реліктові (палімпсестові або віддзеркалені) та 2) суто метаморфічні, або текстури сингенетичні з метаморфізмом.

У ***реліктових*** текстах зберігаються текстури первинних порід – шаруватість осадових порід, мигдалекам'яна текстура ефузивів, такситова та флюїдальна текстури. Часто виникаюча при метаморфізмі шаруватість розташовується паралельно первинній шаруватості осадових порід з шаруватою текстурою.

Наведемо характеристику найбільш розповсюджених суто метаморфічних текстур.

Масивна текстура характеризується повною однорідністю кожної ділянки породи і тому ізотропністю її фізико-механічних властивостей. Ця текстура виникає в результаті перекристалізації однорідного матеріалу при відсутності спрямованого тиску. Належними умовами для розвитку масивних текстур є глибинні зони земної кори й екзоконтактові ореоли інтрузивних масивів.

Плямиста текстура визначається нерівномірним, скупченим розподілом мінералів і виникає при контактово-термальному метаморфізмі порід або в результаті нерівномірної міграції речовини при метасоматозі.

Смугаста текстура обумовлена чергуванням смуг різних за складом і структурою, утворення яких можна пояснити як наявністю залишкової первинної шаруватості вихідних осадових порід, так і результатом метаморфічної диференціації (перерозподілом мінералів при перекристалізації).

Сланцюваті текстури характеризують велику групу регіонально метаморфізованих порід, які сформувалися при наявності спрямованого тиску. Залежно від орієнтування мінеральних зерен серед сланцюватих текстур виділяють кілька різновидів наведених на рис. 3:

а) *паралельно-сланцювата текстура* визначається розташуванням пластинчастих або лускуватих мінералів по паралельних площинах. Характерна для сланців і гнейсів.

б) *хвиляста сланцюватість* визначається наявністю не плоских, а хвилястих площин сланцюватості, які виникають, як правило, у сильно деформованих сланцях низькотемпературних ступенів метаморфізму.

в) *лінійна текстура* властива породам, у складі яких маємо видовжені голчасті мінерали (рогова обманка, актиноліт, силіманіт, кіаніт (дистен) та ін.), які орієнтовані взаємно паралельно.

г) *стебельчаста, або олівцева текстура*, в яких агрегати зерен кварцу, польових шпатів набувають форми видовжених стебел або олівців, витягнутих в одному напрямку.

д) *очкова або лінзоподібна текстура* характеризується наявністю крупних лінзоподібних зерен чи агрегатів зерен кварцу або польового шпату.

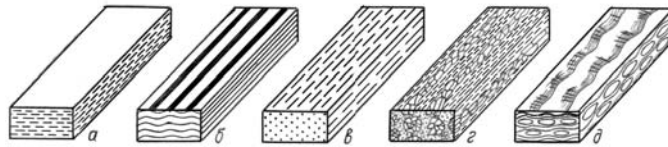


Рис 3. Текстури метаморфічних порід: а) паралельно-шарувата; б) хвиляста сланцюватість; в) лінійна текстура; г) стебельчата, або олівцева текстура; д) очкова або лінзоподібна текстура [7]

6. КОНТАКТОВИЙ (ТЕРМАЛЬНИЙ) МЕТАМОРФІЗМ

Контактовий метаморфізм безпосередньо пов'язаний з магматичною діяльністю і приурочений до контактових ореолів інтрузивних тіл; тобто процес якісного мінерального перетворення вміщуючих порід поблизу інтрузивних магматичних тіл під впливом локального температурного поля. Метаморфізм такого типу має проявлятися всюди, де локальний температурний градієнт суттєво перевищує регіональний температурний градієнт. Контактний метаморфізм поділяється на **власне контактний** і **контактово-метасоматичний**. Перший пов'язаний з прогрівом при вкоріненні інтрузивів без суттєвої зміни хімічного складу порід; другий – не тільки температурою, але і впливом постмагматичних розчинів, що спричиняється приносом-виносом речовини.

Вивчення контактового метаморфізму супроводжується спостереженнями як над енто-, так і над екзоконтактами (зона контактового ореолу). Чим більше інтрузивне тіло, тим більший ореол контактових змін порід. Метаморфізм вміщуючих порід супроводжується інтенсивною перекристалізацією та має прогресивний характер. Порооди на контактах називаються *контактовими роговики-ми*.

Детальне вивчення зон контактового метаморфізму сприяло розчленуванню контактових ореолів на три зони: а) зона контактових роговиків, б) зона вузлуватих сланців і в) зона плямистих сланців (уперше запропонована Розенбушем). Такий розподіл на зони добре спостерігається в пелітових породах. РТ-умови такого метаморфізму відповідають температурному інтервалові 500–900 до 1200°C, тиску – 1 бар – 3–4 кбар.

У роговиках переважають масивні текстури, зникають сліди реліктової сланцюватості. Структура переважно роговикова (дрібнозернистий різновид гранобластової), інколи порфіробластова, пойкилобластова та діабластова.

Мінеральний склад: піроксени (гіперстен, діопсид, воласто-

ніт), амфіболи (рогова обманка, тремоліт, актиноліт), епідот, слюди (біотит, мусковіт, флогопіт), форстерит, санідин, кордієрит, андалузит (силіманіт), шпінель, grosular, корунд, брусит, спурит, мервініт, ларніт, монтічеліт.

Фації контактових роговиків (за Тернером, Ескола, 1961) [17]: 1) альбіт-епідот-роговикова; 2) амфібол-роговикова; 3) піроксен-роговикова; 4) санідинітова. Фації роговиків за В.В. Ревератто (1979): 1) мусковіт-роговикова; 2) амфібол-роговикова; 3) піроксен-роговикова; 4) спурит-мервінітова. В. Гольдшмідт виділив 10 класів роговиків у пелітових породах за мінеральними парагенезисами (рис. 4) [3]: 1) андалузит-кордієрит; 2) андалузит-кордієрит-анортит; 3) анортит-кордієрит; 4) анортит-кордієрит-гіперстен; 5) анортит-гіперстен; 6) гіперстен-діопсид-анортит; 7) анортит-діопсид; 8) grosular-анортит-діопсид; 9) grosular-діопсид; 10) grosular-діопсид-воластоніт (з везувіаном).



Рис. 4. Парагенетична діаграма В. М. Гольдшмідта (трикутник АСF для порід за умови надлишку SiO_2 і K_2O): 1–10 – мінеральні парагенезиси: 1–4 – у метapelітах, 5–7 – у metabазитах, 8–10 – у силікатно-карбонатних породах [3]

Вузлуваті та плямисті сланці відрізняються від роговиків меншою розкристалізованістю і наявністю мусковіту і біотиту. У вузлуватих сланцях часто спостерігається андалузит та кордієрит, свіжі або частково заміщені агрегати слюдистих мінералів або хлориту.

Мусковіт-роговикова фація

Породи мусковіт-роговикової фації розповсюджені у зовнішній зоні контактових ореолів і мають багато спільного з породами фації зелених фацій регіонального метаморфізму. Основною

відмінністю їх є локальна приуроченість до інтрузивних тіл, можливість появи мінеральних асоціацій з кордієритом і звичайно неорієнтоване розташування порфіробластів.

В умовах мусковіт-роговикової фації глинисті і кварц-польовошпатові породи (метапеліти) перетворюються на темно-сірі або чорні *плямисті сланці*, в яких колоїдна речовина і пелітові частинки не зберігаються, перетворюються при перекристалізації на лусочки серициту, хлориту, мілкі зерна епідоту, альбіту і кварцу. При подальшому підвищенні температури у породах з'являються скупчення лусочок мусковіту і біотиту, порфіробласти андалузиту (у високоглиноземистих породах) або кордієриту (у породах, які збагачені залізо-магnezіальними компонентами) і вони перетворюються на *вузлуваті сланці* з типовими для них скупченнями крупних порфіробласт андалузиту (хіастоліту) і кордієриту. Основна маса таких порід складається з гранобластової мозаїки мілких зерен кварцу, плагіоклазу, рогової обманки, слюд, кордієриту із зернами акцесорних мінералів – магнетиту, апатиту, сфену.

Прикладами парагенетичних асоціацій мінералів, які характеризують метаморфізм пелітових порід є: кварц – альбіт – серицит – біотит, кварц – альбіт – кордієрит – біотит – мусковіт, хлорит – серицит – біотит – андалузит, біотит – кордієрит – мусковіт – андалузит – кварц. Трапляється епідот, але тільки в асоціації з альбітом.

Структура породи порфіробластова, гранобластова або лепідобластова. Текстура сланцювата. Нерідко зберігаються релікти уламкової структури і шаруватої текстури породи.

Карбонатні породи можуть бути представлені чистими вапняками, але можуть бути доломітизовані або містять домішки глинозему чи кремнезему. У першому випадку проходять тільки структурно-текстурні перетворення з переходом вапняку у кристалічний вапняк – *мармур*, який складається з мозаїки рівновеликих зерен кальциту. При наявності домішок з'являються асоціації мінералів з групи силікатів з утворенням тремолітових або талькових порід. Для карбонатних порід, які багаті на кремнезем, типові асоціації мінералів: кальцит – тремоліт – кварц, кальцит – тальк – кварц, для порід, бідних на кремнезем: кальцит – доломіт – тремоліт, форстерит – доломіт – кальцит.

Основні та середні магматичні й туфогенні породи, грауваки, мергелі (метабазити) перетворюються на темні, зеленувато-сірі, тонкозернисті *альбіт – епідот – актинолітові породи*, часто з характерними реліктовими структурами типу бластоофітової, бластогабрової, бластопорфірової, бластопсамітової і т.п. залежно

від типу структури вихідної породи. Для подібних структур типові псевдоморфне заміщення первинних кристалів агрегатами вторинних мінералів, наприклад, піроксену актинолітом, плагіоклазу серицитом і т.д. Чітко спостерігаються реліктові мигдалекам'яні текстури з мигдалинами, які виповнені зернистими скупченнями кварцу, кальциту, альбіту й епідоту. Вулканічне скло не зберігається, замінюючись мілколускуватим агрегатом хлориту або інших слюдоподібних мінералів.

Амфібол-роговикова фація

Ця фація характерна для контактів із гранітними інтрузіями або для середніх частин екзоконтактових ореолів, які генетично пов'язані з габро. Мінеральною особливістю фації є стійкий розвиток звичайної рогової обманки, середніх і основних плагіоклазів та поява діопсиду. Забороненими є епідот і доломіт у сполученні з кварцом і мусковітом. Критичними асоціаціями є кварц – біотит – мусковіт – плагіоклаз і андалузит – кордієрит – плагіоклаз. Утворюються в цій фації роговики з характерною мікрогранобластовою роговикою структурою.

Метапеліти перетворюються на темні, дуже щільні *роговики*, які складаються з мозаїки дрібних неорієнтованих зерен кварцу, польових шпатів, слюд, на фоні яких часто виділяються порфіробласти біотиту, андалузиту або кордієриту. Нерідко трапляються роговики, які містять турмалін. Текстура порід масивна або реліктова шарувата (смугаста).

Карбонатні породи без домішок перетворюються на *мармури*, а при наявності домішок – у *вапняковисто-силікатні роговики* (скарноїди), які містять силікати магнію і кальцію. Для скарноїдів характерне зникнення асоціацій доломіт–тремоліт–діопсид, доломіт–форстерит–кальцит, форстерит–діопсид–кальцит–кварц. Структура порід гранобластова. Текстура масивна або плямиста.

Метабазити перетворюються на *амфіболові роговики* з типовою асоціацією рогова обманка–плагіоклаз. Якщо у вихідних породах були олівін і піроксен, то відбувається їх перекристалізація з утворенням мілкозернистих агрегатів тих самих мінералів, що локалізуються у межах контурів первинних зерен. Структура порід гранобластова, інколи нематобластова. Текстура масивна.

Піроксен-роговикова фація

У внутрішніх частинах контактових ореолів формуються роговики з характерною асоціацією високотемпературних мінералів:

піроксенів, силіманіту, воластоніту, форстериту, серед яких важливо відмітити появу натрієво-калієвих польових шпатів. До заборонених мінералів належать: ромбічні амфіболи, мусковіт, епідот, доломіт і кальцит разом з кварцом. На раніше розглянутій діаграмі В. Гольдшмідта (рис. 4.) показані найважливіші мінеральні асоціації для роговиків, які утворилися з вихідних порід різного складу. Роговики класів 1–4 виникли з пелітових осадків, роговики 5–7 класів з мергелистих осадків, роговики 8–10 класів з порід карбонатного складу.

Метапеліти в умовах піроксен-роговикової фації перетворюються на темні, щільні, мілкозернисті андалузитові, кордієритові, силіманітові *роговики*. Усі ці мінерали утворюють доволі крупні ідіобласти, хаотично розташовані у гранобластовій основній тканині породи кварц-біотит-польовошпатового складу. Текстура породи масивна, при наявності тонкої шаруватості у вихідній породі – смугаста.

Карбонатні породи з домішками силікатів перетворюються на *вапняковисто-силікатні породи* (скарноїди). Скарноїди мають зазвичай бурий або зеленкуватий колір і характерну асоціацію мінералів: grosular – diopside – wollastonite – quartz. Ці породи подібні на скарни, від яких відрізняються, головним чином, відсутністю суттєвих скупчень рудних мінералів, а також чіткою пристосованістю до контактних ореолів, що для типових скарнів не обов'язково. Вапняковисто-силікатні роговики мають, як правило, крупнозернисту, гетеробластову або гранобластову структури зі складним рисунком – мозаїчну, ситоподібну, порфіробластові та ін. Текстура порід масивна, плямиста.

Чисті вапняки перекристалізуються у *мармури* з гранобластовою структурою і масивною текстурою.

Метабазити перетворюються на плагіоклаз – *піроксенові роговики*, які складаються з гранобластової мозаїки зерен лабрадору, зеленого діопсиду, гіперстену, акцесорних мінералів – магнетиту, апатиту, сфену. При метаморфізмі магматичних порід основного складу може з'явитися форстерит, у породах середнього складу – біотит.

7. ФАЦІЇ РЕГІОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФІЗМУ ПОМІРНОГО ТИСКУ

Фації зелених сланців

Умови утворення порід зеленосланцевої фації відрізняються найбільш низькими температурами 250–500°C і тиском 2–5 кбар.

Назва фації визначається наявністю у складі порід цієї фації різноманітних мінералів зеленого кольору, які обумовлюють зеленувате забарвлення більшості порід зеленосланцевої фації. Породи ці розповсюджені досить широко, трапляючись як серед зональних метаморфічних комплексів, так і у вигляді однорідно метаморфізованих товщ, які відслонюються на значних площах (протерозойські зеленосланцеві товщі Карелії, Українського щита, Алтай-Саянської області, Тянь-Шаню, Паміру і т.д.). До цього слід додати зеленосланцеві породи, які утворились у результаті накладеного низькотемпературного метаморфізму (діафторезу) на породи більш високотемпературних фацій метаморфізму, аж до гранулітової, вони відомі у багатьох регіонах розвитку метаморфічних комплексів (північне оточення Алданського щита, Тянь-Шань, Рахівський масив та ін.)

Для порід зеленосланцевої фації характерне різне забарвлення часто із зеленуватим відтінком, дрібнозернистість, сланцювата, нерідко пльовчаста текстура. Структура мікролепідобластова. Нерідко зберігаються реліктові структури материнських порід (бластопорфірова, бластопсамітова і т.д.).

Типовими мінералами для порід цієї фації є: хлорит, серицит, альбіт, кварц, епідот-кліноцоїзит-цоїзит, К-шпат (зрідка), кальцит, біотит (багато H_2O) стильномелан, хлоритоїд, гематит (табл. 3).

Таблиця 3

Головні мінерали зеленосланцевої фації

Парапороди		Ортопороди	
Пелітові (багаті на Al_2O_3)	Карбонатні (багаті на CaO)	Кислі та середні	Основні й ультраосновні
Серицит	Карбонати	Альбіт	Серпентин
Хлорит	Кварц	Епідот	Тальк
Хлоритоїд	Епідот-	Кварц	Карбонати кварц
Біотит	кліноцоїзит-	К-шпат	Альбіт
Стильномелан	цоїзит	Хлорит	Епідот-
Кварц-альбіт	Хлорит	Серицит	кліноцоїзит
Діаспор	Актиноліт-		Цоїзит
	Тремоліт		Хлорит, гематит
	Біотит		
	Периклаз, брусит		

Хлорити дуже поширені в породах фації зелених сланців різноманітного складу, тому склад хлоритів варіює досить широко (найбільш залізисті хлорити в породах, багатих на залізо, трохи нижча залізистість хлориту в метапелітах, ще нижча в метабазитах і

найнижча залізистість у серпентинітах). Слід підкреслити велику кількість води у хлоритах і серпентині, які є найбільш багатими на воду мінералами цієї фації.

Біла слюда, як правило, представлена серицитом. У породах фації зелених сланців він є не просто дрібнолускатою різновидністю мусковіту, але відрізняється від нього вмістом певної кількості магнію заліза, меншою кількістю лугу (K+Na) і глинозему, підвищеним вмістом натрію (парагонітова молекула, причому її вміст тим більший, чим нижча температура утворення породи), надлишком води і кремнію.

Біотит трапляється обмежено, головним чином, серед порід найбільш високотемпературної частини фації зелених сланців. Він часто відрізняється зеленуватим забарвленням і підвищеним вмістом води, невисокою залізистістю й мінливою глиноземистістю. У низькотемпературній частині зелених сланців замість біотиту проявляється специфічний мінерал – **стильпноmelан**, схожий у шліфах на біотит у вигляді дрібних червонувато-коричневих лусок, які утворюють окремі скупчення в породі. На відміну від біотиту, спайність його менш досконала, крім того, він має недосконалу спайність по (010). Трапляється в багатих на кварц сланцях разом із хлоритом.

Із мінералів групи **епідоту** найбільш часті епідот і клиноцоїзит. Для більш низькотемпературних різниць можливий пумпеліт (лотрит) – багатий на воду різновид, для марганцевистих порід марганцевий епідот – п'ємоніт малиново-червоного кольору. Ромбічний цоїзит трапляється в найбільш високотемпературних породах, які утворюються в умовах, перехідних від зеленосланцевої до епідот-амфіболітової фації.

Хлоритоїд досить характерний мінерал фації зелених сланців, типовий для метапелітів, він можливий при наявності в материнських породах глинозему, заліза, але з браком калію, оскільки трапляється хлоритоїд, як правило, в безмусковітових парагенезисах.

Велика кількість **кварцу** в зеленосланцевих породах різного генезису обумовлена не тільки тим, що більшість порід насичена або навіть пересичена SiO_2 , але і тим, що низькотемпературні метаморфічні перетворення супроводжуються виділенням SiO_2 у вигляді кварцу.

З **польових шпатів** розповсюджений альбіт (до № 10), більш основні плагіоклази нестійкі. **Калішпат** трапляється рідко, оскільки калій зазвичай входить у мусковіт.

З карбонатів найбільш типовим є *кальцит*, який утворюється не тільки за рахунок перекристалізації вапнякових осадків, але й при метаморфізмі метабазитів, за рахунок низькотемпературних перетворень піроксенів в умовах високого тиску CO_2 і H_2O .

Із рудних мінералів характерний *гематит*, особливо в метапелітах, який переходить у магнетит поблизу температур верхньої границі фації. Широко розвинуті *сульфіди* – пірит та інші в зеленосланцевих товщах.

Для метапелітів типові мінеральні асоціації, представлені серицитом, альбітом, кварцом, хлоритом, які звичайні для метаморфічних *сланців*. Хлоритоїд не часто трапляється, оскільки його присутність обмежується особливостями хімізму материнської породи. При нестачі калію в метапелітах, крім хлоритоїду, може з'являтися пірофіліт у супроводі білої слюди, збагаченої парагонітовим компонентом. Стильпномелан у пелітових породах не часто трапляється, він супроводжується хлоритом. Біотит у метапелітах з'являється в більш високотемпературній частині зеленосланцевої фації, замість хлориту, стильпномелану і білої слюди. Тому деякі дослідники для пелітових порід робили спробу поділу фації зелених сланців на дві субфації: більш низькотемпературну з хлоритом, стильпномеланом та білою слюдою і більш високотемпературну, в мінеральних асоціаціях якої є біотит, іноді в супроводі хлориту або білої слюди, без стильпномелану. Однак на появу біотиту, крім температури, впливає склад осадків та інші фактори (величина тиску, окислювальний потенціал). Для початкових стадій метаморфізму глинистих порід типовими є досить поширені *філіти* й *аспідні сланці*.

У результаті метаморфізму карбонатних порід утворюються *вапнисті сланці* та *мармури*, в яких, крім кальциту, трапляються кварц, променисті амфіболи, мінерали групи епідоту, хлорит, біотит, біла слюда, преніт. Парагенезиси метабазитів несуттєво відрізняються від парагенезисів карбонатних порід, що відбиває тенденцію зближення складів різних за хімізмом і генезисом порід в умовах фації зелених сланців. Крім карбонатів, хлориту, променистих амфіболів, кварцу (реакційного), для метабазитів типова наявність альбіту, досить великої кількості епідоту-клиноцоїзиту, тальку, серпентину, гематиту. За рахунок метаморфізму основних і ультраосновних вивержених порід утворюються типові *зелені сланці*, а при відсутності розсланцювання – *зеленокам'яні породи*.

У результаті метаморфізму кислих і середніх вивержених порід вулканічного походження утворюються так звані *порфіроїди*

та *порфіритоїди*, а за рахунок вулканогенно-осадочних товщ *туфо-їди* і *туфітоїди*, у складі яких трапляються кварц, альбіт, калішпат, епідот, хлорит, серицит, іноді біотит. Указані породи, як правило, розсланцьовані, але в них нерідко зберігаються реліктові структури материнських порід (бластопорфірова, бластопсамітова і т.д.).

Епідот-амфіболітова фація (мусковіт-ставролітових сланців)

Породи епідот-амфіболітової фації утворюються при регіональному метаморфізмі в умовах тиску 3–7 кбар і температурі 520–620°C. Вони трапляються в зональних метаморфічних комплексах багатьох регіонів.

Породи епідот-амфіболітової фації зазвичай мають сланцеву текстуру. Характерною структурою є лепідобластова для метапелітових порід, нематобластова до фібробластової для метабазитів. Нерідко трапляється порфіробластова структура.

Для порід епідот-амфіболітової фації характерна велика кількість гідроксилвміщуючих мінералів: променистих амфіболів, біотиту, епідоту, ставроліту, а також гранату (Fe), мусковіту, кислого плагіоклазу (табл. 4).

Променисті амфіболи ряду актиноліт-тремоліт найбільш характерні для цієї породи цієї фації. Для найбільш високотемпературних умов цієї фації можлива і звичайна рогова обманка, яку важко відрізнити при масовій петрографічній роботі від густо забарвленого актиноліту (про це пише В.Н. Лодочников у своїй праці «Породообразующие минералы»).

Біотит широко розповсюджений у цій фації, причому трапляється в різноманітних породах і склад його дуже мінливий.

Таблиця 4

Головні мінерали епідот-амфіболітової фації

Парапороди		Ортопороди	
Пелітові (багаті на Al_2O_3)	Карбонатні (багаті на CaO)	Кислі та середні	Основні й ультра основні
Мусковіт Біотит Ставроліт Гранат Плагіоклаз Кварц	Кальцит Доломіт Кварц Тремоліт Епідот-кліноцоїзит Плагіоклаз	Біотит Мусковіт Актиноліт і рогова обманка Кварц Плагіоклаз Епідот К-шпат	Променисті амфіболи (тремоліт) Епідот Плагіоклаз

Мусковіт – дуже характерний мінерал метапелітових порід.

Група **епідоту** представлена клиноцоїзитом і епідотом із широким інтервалом залізистості, які трапляються в метабазитах і мармурах, рідше – в інших типах порід. Велика кількість епідоту в породах цієї фації пов'язана з нестійкістю в цих умовах плагіоклазів вище № 30–35.

З високоглиноземних мінералів важлива роль належить водовмісному мінералові **ставроліту**, як правило, високої залізистості, але іноді також трапляється і **андалузит**.

Гранати відзначаються високою залізистістю (80% і більше), причому, на відміну від гранату, високотемпературних фацій, він містить у собі до 15–20% спесартинового компонента. Кальцієві гранати типові для карбонатних порід. Ортопороди в умовах цієї фації гранату не містять.

Плагіоклаз в умовах епідот-амфіболітової фації може мати мінливий склад. Як правило, основність його не перевищує № 25–35.

Калієвий польовий шпат трапляється рідко в умовах цієї фації, тому що калій іде на утворення, головним чином, мусковіту, типового для цієї фації. Автори 4-томного видання «Фації метаморфізму» [18] пропонують для цієї фації назву – **фація мусковіт-ставролітових сланців**, вважаючи, що епідотові амфіболіти не є дуже поширеними породами.

Для метапелітів типовими мінералами є мусковіт, біотит, ставроліт, гранат, кислий плагіоклаз, кварц, які трапляються в **метаморфічних сланцях**: ставроліт-мусковітових, гранатових, двослюдяних і т.д. В умовах перехідних до амфіболітової фації може з'являтися андалузит (замість ставроліту).

За рахунок карбонатних порід в умовах метаморфізму в епідот-амфіболітовій фації утворюються **мармури**, причому, головним чином кальцитові. У мармурах можуть з'являтися променисті амфіболи (частіше тремоліт), клиноцоїзит, плагіоклаз, кварц, іноді мусковіт і малозалізистий біотит.

За рахунок багатих на SiO₂ осадків утворюються **кварцити**, які відрізняються від високотемпературних меншим розміром зерен і гранобластовою структурою. Належність кварцитів до епідот-амфіболітової фації визначається наявністю в них мінералів – типових для цієї фації (мусковіт, ставроліт, епідот та ін.).

Метаморфізовані кислі та середні вивержені породи перетворюються на **сланці**, які складаються з мусковіту, актиноліту, епідоту, кварцу, кислого плагіоклазу, калієвого польового шпату.

Сланці характеризуються ясносланцюватою текстурою і мають типovu для метаморфічних порід лепідогранобластову, нематогранобластову, зрідка порфіробластову структуру.

Для metabазитів характерна наявність кислого плагіоклазу, актиноліту або малоглиноземнистої безлужної рогової обманки, епідоту. Однак, власне *епідотові амфіболіти*, породи, які складаються з плагіоклазу (кислого), епідоту й амфіболу, трапляються порівняно рідко.

Амфіболітова фація (біотит-силіманітових гнейсів)

Умови утворення порід амфіболітової фації характеризуються інтервалом тиску 3–8 кбар (до 10–12 кбар у найбільш високотемпературних умовах). Температура коливається в межах 620–750°C.

Породи амфіболітової фації широко розповсюджені. Вони трапляються в основі древніх платформ, серединних масивів у тісному зв'язку з породами гранулітової фації, а також у складчастих областях, де асоціюють з породами більш низькотемпературних фацій метаморфізму.

Для порід амфіболітової фації характерні орієнтовані текстури – гнейсова та сланцева. У зв'язку з широким розвитком мігматитів серед порід амфіболітової фації нерідкі смугасті та плямисті текстури. Можлива також масивна текстура. Структура порід гранобластова і порфіробластова, а у зв'язку з широким розвитком мінералів пластинчатого та призматичного габітусу – лепідобластова і нематобластова до фібробластової (при наявності фіброліту).

Для порід амфіболітової фації типова наявність гідроксилвміщуючих мінералів – рогової обманки, біотиту, епідоту, а також гранату, кордієриту, силіманіту, плагіоклазу (середній – основний) (табл. 5). Рогова обманка та біотит у породах амфіболітової фації мають перевагу серед темноколірних мінералів не тільки за частотою трапляння, але також і за загальною кількісною роллю, причому коло порід у яких вони трапляються, значно ширше, ніж у гранулітовій фації.

Головні мінерали амфіболітової фації

Парапороди		Ортопороди	
Пелітові (багаті на Al_2O_3)	Карбонатні (багаті на CaO)	Кислі та середні	Основні й ультра основні
Біотит Силіманіт Гранат (Fe, Mg) Кордієрит К-шпат Кварц, Плагіоклаз Андалузит Мусковіт	Рогова обманка Плагіоклаз Епідот Гранат Монокл. піроксен Кальцит Доломіт	Біотит Рогова обманка Плагіоклаз К-шпат Кварц Мусковіт	Рогова обманка Кордієрит Плагіоклаз (осн) Монокл. піроксен Гранат (Fe, Mg)

Рогова обманка зеленого кольору, широко варіює у своєму складі за вмістом заліза, магнію, глинозему, титану. Трапляється в породах, утворених як за рахунок осадових, так і магматичних.

Біотит також дуже поширений мінерал, склад його сильно мінливий за вмістом заліза та глинозему. Крім того, порівняно з біотитом порід гранулітової фації, він відрізняється більшим вмістом води і меншим вмістом титану.

Епідот зрідка трапляється тільки в багатих на кальцій карбонатних і глиноземистих породах в асоціації з основним плагіоклазом (№ 80 і вище). При високому вмісті кальцію цоїзит і клиноцоїзит можуть бути в асоціації з анортитом.

Гранат – піральспітового ряду має велику залізистість у породах амфіболітової фації, можливі навіть чисті альмандини. Кальцієві гранати трапляються, головним чином, у метаморфізованих карбонатних породах.

Кордієрит в асоціації зі силіманітом і біотитом дуже типовий для метапелітів, причому в умовах цієї фації вміст у ньому води значно вищий, ніж у гранулітовій фації (до 2%).

Силіманіт можливий як у вигляді призм, так і у вигляді фібролітового агрегату.

Плагіоклаз може бути різного складу – від середнього до основного.

Для метапелітів амфіболітової фації характерна асоціація біотиту, силіманіту, гранату, кордієриту, кварцу, плагіоклазу та калієвого польового шпату у вигляді мікрокліну. Останній стійкий лише в найбільш високотемпературній області, перехідній до

гранулітової фації. Типові породи – *кристалічні сланці, гнейси, плагіогнейси*. Карбонатні осадові породи перетворюються на *мармури та кальцифіри*, в яких, крім кальциту і доломіту, часто наявні амфіболи від рогової обманки до променистих амфіболів ряду тремоліт-актиноліт (залежно від хімізму висхідних порід), епідот, який витісняє дуже основний плагіоклаз, суттєво кальцієвий гранат, зрідка біотит. Моноклінний піроксен у кальцифірах амфіболітової фації є стійким і мінералом, який часто трапляється. *Кварцити* в умовах амфіболітової фації також крупнозернисті, але як домішки в них трапляються водовмісні мінерали – біотит, кордієрит; силіманіт часто у вигляді фібролітового агрегату.

З ортопорід кислого та середнього складу в амфіболітовій фації широко розповсюджені *гнейси*: біотитові, гранатові, рогово-обманкові, в яких, крім біотиту, гранату, рогової обманки трапляються кварц, калішпат, плагіоклаз (оліоклаз+андезин). За нестачі калієвого польового шпату маємо справу з плагіогнейсами. Породи, які складаються з біотиту, калієвого польового шпату, кислого плагіоклазу і кварцу, в кількостях, типових для гранітів, називаються *гранітогнейсами*, які дуже поширені серед порід амфіболітової фації. За рахунок метаморфізму основних (метабазити) і ультраосновних вивержених порід утворюються розповсюджені *амфіболіти*, які складаються з рогової обманки та плагіоклазу. В амфіболітах можуть траплятися також кварц, моноклінний піроксен, біотит, гранат. Якщо в амфіболіті трапляється один із вказаних мінералів, у кількостях більше 5% породи, то до назви амфіболіту додається відповідний прикметник: кварцовий, піроксеновий, біотитів, гранатовий. Поява в амфіболітах таких мінералів як калієвий польовий шпат, скаполіт та ін. указують на метасоматоз, якого зазнала порода, або суттєве відхилення складу материнської породи від середнього складу метабазитів. Слід мати на увазі, що амфіболіти можуть утворюватися за рахунок осадових порід – мергелистих осадків. Відмінність пара- й ортоамфіболітів представляє собою досить складну задачу. При відсутності плагіоклазу породу слід називати *ультраосновним кристалосланцем*. На відміну від гранулітової фації, такі кристалосланці мають значний вміст рогової обманки, тому їх називають іноді мономінеральними амфіболітами.

Амфіболітову фацію автори чотирьохтомного видання «Фації метаморфізму» [18] пропонують називати ***фацією біотитсиліманітових гнейсів***, дуже поширених серед порід цієї фації та утворених за рахунок метаморфізованих глинистих порід.

Гранулітова фація (двопіроксенових гнейсів)

Умови утворення порід гранулітової фації характеризуються широким інтервалом тиску в 4–12 кбар і найбільш високими температурами 750–900°C. Вони поширені серед найбільш древніх, архейських комплексів, відслонюючись у фундаментах древніх платформ у межах щитів і середніх масивів.

Породи гранулітової фації відрізняються специфічними структурно-текстурними особливостями. Вони мають масивну або гнейсоподібну текстуру. Типовою структурою є гранобластова, менше порфіробластова, а також гранулітова, яка характерна лише для порід цієї фації. Забарвлення порід гранулітової фації, як правило, темне, навіть для порід, багатих на салічні мінерали.

Характерними мінералами порід гранулітової фації є: ромбічний піроксен ($>Al_2O_3$), моноклінний піроксен, рогова обманка (бура, мало H_2O і Si, багато Na, Al, Ti), біотит (багато Si, Ti), кордієрит, плагіоклаз (№ 30–100), к-шпат, рутил (кислі), ільменіт (основні) (табл. 6).

Ромбічний піроксен досить характерний для порід гранулітової фації, він представлений гіперстеном мінливої залізистості, містить у собі значну домішку глинозему (до 10–11% вагових) і відрізняється помітним плеохроїзмом (блакитно-зелений по N_g та рожевий по N_p).

Таблиця 6

Головні мінерали гранулітової фації

Парапороди			Ортопороди	
Пелітові (багаті на Al_2O_3)	Карбонатні (багаті на CaO)	Кременисті кварцити	Кислі та середні	Основні й ультра- основні
Гранат (Fe, Mg) Силіманіт Кордієрит Біотит Плагіоклаз (середній) К-шпат Кварц Магнетит Рутил Бідні на SiO_2 Ккорунд шпінель	Доломіт Кальцит Діопсид Гранат (Ca) Плагіоклаз (основний) Скаполіт Сфен Магнетит Бідні на SiO_2 Олівін Шпінель Хондродит Гуміт	Рутил Ромбічний піроксен Моноклінний піроксен Силіманіт (призматичний)	Гранат Ромбічний піроксен Рогова обманка Біотит Плагіоклаз (середній) Кварц К-шпат	Ромбічний піроксен Моноклінний піроксен Плагіоклаз (основний) Магнетит Олівін Ільменіт Сапфірін

Моноклінні піроксени діопсид-геденбергіт-авгітового ряду, склад якого визначається хімізмом висхідних порід і тому сильно мінливий, особливо щодо залізистості. Для високоглиноземних порід, якщо у них міститься моноклінний піроксен, відзначається максимальний вміст глинозему (до 6% вагових).

Гранат – альмандин-піропового ряду, причому залізистість його може бути нижче 50%. Сильнозалізисті гранати (майже чисті альмандини) трапляються тільки у збагачених залізом паропородах. Спесартиновий компонент наявний у гранатах порід гранулітової фації в дуже малих кількостях, але в породах, утворених за рахунок метаморфізму марганцевистих осадків, вміст спесартину може досягати 80%. Такий гранат трапляється у супроводі марганець-вмісних силікатів – віридину, родоніту та ін. Вміст кальцієвих гранатів (гросуляр-андрадиту) невеликий, але у вапняково-силікатних породах і мармурах кількість їх значно переважає над альмандином і піропом.

Силіманіт, часто у супроводі кордієриту, досить характерний для метаморфізованих в умовах гранулітової фації багатих на глинозем осадків. Такий силіманіт має довгопризматичний габітус, але ніколи не є фібролітом.

Кордієрит – відрізняється невисокою залізистістю, дуже характерний для амфіболітової фації, оскільки постійно виявляє у своєму складі повну кількість води, але трапляється і в породах гранулітової фації. Легко діагностується у шліфах при наявності лимонно-жовтих плеохроїчних ореолів.

Плагіоклаз може мати склад від олігоклазу до чистого анортиту, залежно від висхідного складу порід, але альбіт для гранітової фації не характерний.

Калієвий польовий шпат найчастіше представлений ортоклазом, як правило, дуже тонко пертитизованим.

Рутил з'являється в багатих на SiO_2 породах і є показником високого ступеня метаморфізму, утворюючись за рахунок розкладання в цих умовах сфену.

Що стосується **біотитів** і **рогової обманки** то вони являють собою мінерали водовмісні і, на думку деяких дослідників, тому взагалі нетипові для порід гранулітової фації, а їхня поява свідчить про умови метаморфізму перехідних від гранулітової до амфіболітової фації. Друга частина дослідників вважає наявність біотиту і рогової обманки серед порід гранулітової фації правомірною, підкреслюючи специфічні особливості складу цих мінералів у породах цієї фації.

Біотит трапляється в невеликих кількостях, в асоціації з ромбічним піроксеном, гранатом, силіманітом і відрізняється зниженим вмістом води та глинозему й підвищеним вмістом кремнію та титану. У прохідному світлі колір його червонувато-бурий, залізистість найчастіше коливається в межах 40–45%. У бідних на кварц карбонатних породах залізистість біотиту знижується, для кальцифірів найбільш характерний флогопіт.

Рогова обманка в породах гранулітової фації відрізняється коричнювато-бурим забарвленням у шліфах і зниженим вмістом води та кремнію, підвищеним вмістом натрію, алюмінію і титану. Залізистість такої рогової обманки коливається у значно менших межах, ніж у рогових обманок амфіболітової фації.

Метаморфізовані в умовах гранулітової фації пелітові осадові породи – метапеліти містять у своєму складі такі мінерали, як гранат, силіманіт, кордієрит, біотит, плагіоклаз невисокої основності, калієвий польовий шпат, зазвичай ортоклаз, магнетит, а також рутил в асоціації з кварцом, замість нехарактерного для цієї фації сфену. Велика кількість гранату, силіманіту і кордієриту в таких породах є вказівкою на їх осадове походження за рахунок глинистих порід, які в умовах метаморфізму гранулітової фації перетворюються на *кристалічні сланці та гнейси*: гранатові, силіманіт-кордієритові, гранат-силіманіт-біотитові та ін. Бідні на SiO_2 глиноземисті породи, які рідко трапляються, як правило, не містять кварцу. В них, крім гранату, кордієриту, біотиту, плагіоклазу і тонко пертитизованого ортоклазу, з'являються корунд, шпінель, а також недонасичені SiO_2 рідкі силікати – сапфірин і призматин (корне-рупін).

Метаморфізовані карбонатні осадові породи складаються з кальциту, доломіту і кальцієво-магнезійних силікатів, які утворюються за рахунок реакцій між карбонатами та домішками інших мінералів, які були у висхідному осаді. При метаморфізмі чистих карбонатних осадків утворюються *мармури* – кальцитові та доломітові. За рахунок домішок утворюються такі мінерали як діопсид, кальцієві гранати, основний плагіоклаз, скаполіт, багатий на мейонітову молекулу (суттєво кальцієвий скаполіт), магнетит. Якщо кількість домішок становить більше 10%, то порода називається вже не мармуром, а *кальцифіром*. При нестачі SiO_2 з'являється олівін (форстерит), шпінель, а також такі рідкі силікати як хондродит і гуміт.

Багаті на кварц осадові породи в умовах гранулітової фації перетворюються на *кварцити*, для яких характерні крупнозерниста

будова, масивна текстура та зубчаста структура. Строге віднесення кварцитів до гранулітової фації можливе при наявності у кварцитах мінералів типу силіманіту, гіперстену, гранату, діопсиду, рутилу, тобто мінералів, типових для гранулітової фації.

Широко розповсюджені у гранулітій фації *гнейси* складаються з гранату альмандин-піропового складу, ромбічного та моноклінного піроксену, біотиту (його, як правило, небагато), плагіоклазу (олігоклаз-андезину), ортоклазу, кварцу, магнетиту, ільменіту. За своїм хімізмом вони досить наближені до гранітоїдів, тому склад їх варіює досить широко (від кислих до середніх за складом різниць). Гнейси, у яких немає калієвого польового шпату, називаються *плагіогнейсами*. Для гнейсів є обов'язковою наявність кварцу, плагіоклазу, калієвого польового шпату, приблизно у рівних кількостях (подібно до гранітів) і не більше 20–25% домішок інших мінералів.

Особливу групу порід становлять *чарнокіти*, у складі яких обов'язково наявний гіперстен в асоціації з кварцом, плагіоклазом, калішпатом, біотитом, гранатом. Хімізм і мінеральний склад чарнокітів досить мінливий. Найменш кислі різниці, в яких немає калієвого польового шпату, мають назву *ендербіти*. Слід підкреслити, що чарнокіти дуже поширені в гранулітій фації. Не завжди можна виявити, є вони результатом метаморфізму висхідних порід чи продуктами плавлення окремих ділянок метаморфічної товщі.

До ортопорід належать також *грануліти* – багаті на кварц і польові шпати метаморфічні породи зі специфічною гранулітовою структурою (гранатові та піроксенові грануліти) і *кристалосланці основні й ультраосновні*, які складені з піроксену – ромбічного та моноклінного, основного плагіоклазу, рогової обманки, ільменіту, магнетиту й іноді олівіну.

Автори 4-томного видання «Фації метаморфізму» [18] за науковою редакцією академіка В.С. Соболева пропонують цій фації більш правильну на їх думку назву, – *фація двопіроксенових гнейсів*.

8. ФАЦІЇ РЕГІОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФІЗМУ ВИСОКОГО ТИСКУ

Еклогітова фація

Для утворення справжніх еклогітів потрібен високий тиск, який досягає 18–20 кбар, і температура до 1000–1200°C. Експериментальні дослідження показали, що еклогіти утворюються поступово у певному інтервалі температур і тиску, і це добре узгод-

жується з існуванням у природі порід перехідного типу. На схемі фацій метаморфізму (рис. 1) показана ця ділянка переходу габро в еклогіт в сухих умовах у вигляді досить широкого поля, яке розташовується між гранулітовою та еклогітовою фаціями.

Для еклогітової фації відомі лише основні й ультраосновні (за хімізмом) породи, кислі та середні, а також парапороди. Метаморфізовані в умовах цієї фації практично не зустрічаються. Крім цього, еклогіти ніколи не утворюють регіонально поширених товщ, а лише порівняно невеликі тіла, поперечник яких сягає максимально 2–3 км. У крайових частинах ці тіла виявляють характерні ознаки діафторезу і залягають серед метаморфічних порід різних фацій.

Крім «земних» еклогітів, тобто еклогітів, утворених у результаті метаморфізму в земній корі, на сьогодні, накопичено матеріал, який дає підстави припускати наявність еклогітових тіл у верхній частині мантиї. Для мантийних еклогітів, виявлених серед уламків, які виносились вулканічними апаратами, та в кімберлітових трубках, характерна повна відсутність водовмісних мінералів і наявність у них кристалів алмазу.

Текстури еклогітів масивні, причому висока щільність еклогітів добре відчувається, коли взірець береться в руки. Структура еклогітів гранобластова, іноді порфіробластова.

Типовими мінералами еклогітів є *гранат* і *моноклінний піроксен*. Гранат еклогітів містить значну кількість піропового компоненту (до 80%), суттєва в ньому домішка також кальцієвого гранату – grosularу, в окремих випадках від 10–12% до 30–35%. Різноманітність складу гранатів пов'язана, мабуть, із певною різницею в хімізмі висхідних порід, але відзначена така закономірність: найбільш багаті на піроповий компонент гранати з еклогітів пов'язані з гіпербазитами, найбільш залізисті гранати еклогітів серед комплексів глаукофанових сланців і невеликі варіації складу виявляють гранати з еклогітів серед дистен-гнейсових і дистен-сланцевих комплексів.

Моноклінний піроксен еклогітів (*омфацит*), крім діопсиду, містить у собі жадеїтовий компонент до 25%, а в еклогітах без кварцу до 30–40%. Вміст заліза в такому піроксені невисокий. Вивчення сполученості складу гранату та піроксену показує, що чим вища залізистість гранату в еклогіті, тим більше в піроксені жадеїтового компоненту. Крім гранату та моноклінного піроксену в еклогітах трапляються *квари*, *кіаніт* (*дистен*), *амфіболи*.

В еклогітах досить широке коливання складів за вмістом окислів: MgO, CaO, FeO, Al₂O₃, Na₂O, TiO₂, але в загальному переважають еклогіти, які відповідають за хімізмом базальтам.

Фації кіанітових (дистенових) сланців і гнейсів

Породи цієї фації утворюються в умовах тиску 10–18 кбар. Нижча межа тиску при утворенні порід цієї фації фіксується в породах наявністю асоціацій кіаніту (дистену) з андалузитом або силіманітом. У випадку верхньої межі тиску андалузит і силіманіт зникають, експериментальні дослідження показали, що утворення кіаніту (дистену) відбувається в ділянці тиску 6–15 тис. атм. Температурний інтервал цієї фації дуже широкий (кіаніт (дистен) трапляється в еклогітах разом із моноклінним піроксеном і гранатом, а також у сланцях разом зі серицитом, хлоритом та хлоритоїдом), тому виникає необхідність поділу цієї фації на дві: **кіанітових (дистенових) гнейсів** – більш високотемпературна частина та **кіанітових (дистенових) сланців**, яка відповідає середнім і навіть низьким температурам. Таким чином, температурний інтервал цієї фації відповідає 800–500°C.

Текстури кіаніт(дистен)вмісних порід масивні, гнейсові, сланцеві. Структури дуже часто порфіробластові, завдяки наявності крупних, іноді дуже крупних кристалів кіаніту (дистену) в породі з гранобластовою, гранолепідобластовою основною тканиною. Для метабазитів у зв'язку з появою в них амфіболів можлива нематобластова структура основної тканини.

Набір мінералів, які трапляються у фації кіанітових (дистенових) сланців і гнейсів, дуже різноманітний, але обов'язкового є наявність **кіаніту (дистену)**. Для кіанітових (дистенових) гнейсів характерні мінерали, які трапляються в амфіболітовій фації плюс кіаніт (дистен), який з'являється замість силіманіту або разом із ним; для кіанітових (дистенових) сланців характерні мінерали, які трапляються в епідот-амфіболітовій фації плюс кіаніт (дистен). Кіаніт(дистен)вмісні товщі трапляються серед різновікових утворень. Породи фації кіанітових (дистенових) гнейсів трапляються виключно в докембрійських товщах. Для них характерне певне тектонічне положення: практично у всіх випадках вони пов'язані зі структурами типу серединних масивів у складчастих областях різного віку. Що стосується порід фації кіанітових(дистенових) сланців, то їх віковий інтервал дуже широкий, починаючи від докембрію до мезозойських утворень включно. Найбільш пізні прояви метаморфізму в кіаніт (дистен)-сланцевій фації відомі також в

зонах альпійської складчастості (Памір, Альпи), де абсолютний вік датування метаморфізму становить 10–15 млн. років.

Фація глаукофанових сланців

Умови утворення порід фації глаукофанових сланців: тиск 6–16 кбар, температура 280–500°C. Верхня температурна границя визначається появою рогової обманки замість променистих амфіболів у метабазах, біотиту, ставроліту, кварцу в метапелітах. Нижня температурна границя, як і у фації зелених сланців, кінетична. Головна відміна від умов метаморфізму фації зелених сланців – значно вищий тиск, причому тиск парів води також значно вищий, ніж у зеленосланцевій фації.

Текстура глаукофанових сланців сланцювата або масивна. Переважають тонкозернисті породи, які зовнішньо здаються іноді не метаморфізованими. Структура нематобластова, гранонематобластова, гранолепідобластова, іноді порфіробластова. Дуже характерне блакитне забарвлення для порід із досить великою кількістю глаукофану. Типовими мінералами глаукофанових сланців є: глаукофан, лавсоніт, арагоніт, гранати, натрійвмісні піроксени (жадеїт, омфацит), а також звичні для зеленосланцевої фації мінерали: епідот, актиноліт, серицит, хлорит, альбіт, але ці звичні мінерали трапляються в асоціації з глаукофаном.

Амфіболи у глаукофанових сланцях представлені двома ізоморфними рядами – натровими з обмеженою домішкою Са та кальцієвими з мінливим вмістом натрію. Між ними є розрив змішуваності, тому в цих межах нерідко трапляється два амфіболи. **Глаукофан, кросит, родусит** є натровими амфіболами, їх склад у різних за хімізмом товщах сильно варіює щодо вмісту Mg, Fe^{II}, Al і Fe^{III}, а також Са, тому і оптичні властивості їх дещо відрізняються (змінюються показники заломлення, густина забарвлення, інтенсивність плеохроїзму і т.д.). Кальцієві амфіболи частіше представлені актинолітом, у складі якого завжди виявляється домішка натрію і алюмінію (баруазит, вінчит).

Лавсоніт – мінерал рідкий, хоч і дуже характерний для цієї фації ($\text{CaAl}_2(\text{OH})_2\text{Si}_2\text{O}_7\cdot\text{H}_2\text{O}$), тому що його утворення можливі в умовах високого тиску води. Кристали лавсоніту мають форму ущільнених лейстоподібних табличок, часто орієнтованих паралельно сланцюватості й занурених у масу глаукофану або хлориту.

Арагоніт у глаукофанових сланцях з'являється завдяки його великій стійкості порівняно з кальцитом, в умовах високого тиску.

Гранати в породах цієї фації часто збагачені спесартиновим

компонентом (марганцевий гранат) або альмандином. Нерідко спостерігається зональність гранатів, як і інших мінералів (піроксени, амфіболи), яка виявляється за допомогою електронного мікроаналізатора.

Піроксени глаукофанових сланців містять у своєму складі жадеїтовий компонент у мінливих кількостях аж до чистого жадеїту з асоціаціями кварцу. Зрідка в піроксенах з'являється егіриновий компонент.

За своїм хімізмом глаукофанові сланці наближені частіше до метабазитів, але в деяких випадках їх склад вказує на утворення за рахунок пелітових товщ. Глаукофанові сланці, які утворені за рахунок основних вивержених порід, крім глаукофану, містять актиноліт, хлорит, альбіт, іноді лавсоніт, натрійвмісний піроксен. Глаукофанові сланці за рахунок пелітових порід крім глаукофану, містять білу слюду, хлорит, гранат, альбіт. Але відміни пара- й ортосланців не завжди проявляються чітко.

Глаукофанові сланці розвинуті у вигляді безперервних протяжних (1000 км) поясів або, як припускається, їм властивий первісний майже суцільний поясний розвиток, тому можна говорити про пояси глаукофанових сланців. Вік глаукофанового метаморфізму може бути різним, починаючи з рифейського. Але у древніх поясах глаукофанові сланці трапляються винятково рідко завдяки поганій збереженості цих порід. Тому глаукофанові сланці (особливо з лавсонітом) пов'язані, головним чином, з молодими постпалеозойськими орогенними поясами.

Генезис глаукофан-сланцевих поясів тісно пов'язаний з проблемами «глобальної тектоніки», а саме з гіпотезою розширення океанічного дна. Мабуть, вивчення глаукофан-сланцевих поясів допоможе певною мірою у вивченні цієї проблеми.

Пояси глаукофанових сланців трапляються у трьох областях:

1. Тихоокеанське складчасте оточення – типовий район проявів глаукофан-сланцевих поясів, головним чином, молодого віку, в області переходу від континенту до океану.
2. Урало-Тянь-Шанська й Алтай-Саянська області – як райони проявів древніх рифейсько-палеозойських внутріконтинентальних глаукофан-сланцевих поясів.
3. Альпійсько-Середземноморська область, у якій прояви глаукофанового метаморфізму відрізняються низкою особливостей від перших двох.

9. УЛЬТРАМЕТАМОРФІЗМ

Під ультраметаморфізмом розуміють регіональний метаморфізм у глибинних складчастих зонах. Ультраметаморфізм являє собою кульмінаційну стадію розвитку регіонального метаморфізму. При ньому активної ролі набувають розплави, що зближують цей метаморфічний процес із магматичним.

Ультраметаморфічні зміни – результат багатоманітних процесів у максимальному прояві різних факторів: різке зростання температури, вплив тиску, дія летких компонентів, інтенсивні диференціальні рухи.

Ширше проявлений ультраметаморфізм в областях, складених докембрійськими утвореннями. Термін *ультраметаморфізм* був введений П. Хольмквістом (1909)

Для ультраметаморфізму типовою є низка геологічних явищ: мігматизація, гранітизація, різка перевага гнейсових фацій серед магматичних порід, гнейсів серед гірських порід, розвиток пегматитів.

Мігматити (грец. «мігма» – суміш) – найбільш розповсюджені породи в ділянках ультраметаморфізму. Згідно з першим визначенням, за І. Седерхольмом (1923), мігматит являє собою змішану породу, утворену шляхом інтродування (ін'єкції) магми в деякий субстрат (таке тлумачення не увійшло до вжитку). *Мігматитом* називається змішана порода, що складається як мінімум із двох частин, котрі макроскопічно добре розрізняються: одна частина – субстрат, у якому в різноманітній формі розташована друга частина, представлена жильним матеріалом. Субстрат – меланократовий, називається палеосома; лейкократовий – неосома (Додаток 1, рис. 27).

Субстрат (палеосома) представлений породами середніх і високих ступенів метаморфізму: кристалічні сланці, гнейси, амфіболіти. Лейкократова (неосома) частина (жильний або ін'єкційний матеріал) – кварц-польовошпатового складу, який наближається до лейкократових гранітів, аплітів і пегматитів. На підставі вивчення петрографічних даних у різних регіонах світу мігматити поділяють на дві генетичні групи: *ін'єкційно-метасоматичні* («артрити» – за І. Седерхольмом) і *палінгенні* («веніти» – за П. Хольмквістом). Палінгенезис – часткове або повне розплавлення порід, яке відбувається під впливом тепла плутонічних мас або під дією впливу магматичних еманацій. Анатексис – високо-температурний метаморфічний процес, який викликає розплавлення (часткове або повне) плутонічних або інших порід при опусканні в

глибини Землі (розплавлення та зміна складу порід у бік гранітів). **Палінгенні мігматити** характеризуються спільністю складу субстрату (палеосоми) та ін'єкційного матеріалу (неосоми), при цьому неосома є хімічно пасивною і не діє на субстрат. Розвиваються по парапородах: біотит-плагіоклазових і амфібол-плагіоклазових різновидах гнейсів; ін'єкційний матеріал – головним чином кварц-плагіоклазові апліти, лейкократові плагіограніти. Для **ін'єкційно-метасоматичних мігматитів** не спостерігається спільності складу ін'єкційного матеріалу та субстрату. Субстрат може бути представлений пара- й ортопородами і відрізняється великою різноманітністю. Ін'єкційний матеріал виявляє активний метасоматичний вплив на субстрат, викликаючи реакції біметасоматозу між меланократовою та лейкократовою частинами мігматитів (ін'єкційний матеріал – мікроклінові граніти, апліти і пегматити). Палінгенні мігматити характеризуються головним чином пошаровими різновидами; ін'єкційно-метасоматичні мігматити представлені різноманітними морфологічними типами, серед яких головну роль відіграють агматити, сітчасті, гілчасті та ін.

Морфологічні типи. *Агматити*, або *брилові мігматити* мають структуру брекчій, різноманітної форми та розмірів брил субстрату, розділені жильною породою (за своєю будовою нагадують еруптивні брекчії). Розміри брил – перші метри; форма – кутаста, округлена, лінзоподібна, інколи зі складними звивистими контурами. Петрографічні спостереження показують, що до мігматизації породи зазнали регіонального метаморфізму в умовах амфіболітової або гранулітової фацій.

Пошарові мігматити морфологічно та генетично досить різноманітні, але спільною особливістю є паралельне розташування жил, орієнтованих згідно з шаруванням або сланцюватістю субстрату. В будові пошарових мігматитів часто спостерігаються ускладнення, пов'язані з тектонічними деформаціями: з'являється локальна складчастість, обумовлена диференційними рухами (утворюються складки течії, форма яких повторюється жилами, структурами будинажу). Для всіх мігматитів головною особливістю є більш «основний» склад субстрату, порівняно з жильним. Мігматити зі складчастою будовою називаються *птігматитами*; характеризуються різним розміром складок (від см до 2–3 м). Форма жил відображає структурні зв'язки між ними та субстратом (ступінь пластичності матеріалу).

10. КАТАКЛАСТИЧНИЙ МЕТАМОРФІЗМ

За ступенем подрібнення серед продуктів метаморфічного метаморфізму розрізняють: тектонічні брекчії, катаклазити і мілоніти.

Тектонічні брекчії складаються з кутуватих уламків різного розміру, проміжки між якими заповнені дрібно роздробленим матеріалом. Форма уламків залежить від текстурних особливостей первинної породи: уламки порід з масивною текстурою – ізометричні, уламки сланців – плоскі. Структура тектонічної брекчії – брекчієподібна (Додаток 1, рис. 30). Текстура масивна.

Катаклазити складаються з кутуватих уламків (дрібніших, ніж уламки тектонічної брекчії), зцементованих перетертим матеріалом цієї ж породи. Ступінь роздробленості такий, що можна визначити по крупних уламках природу вихідної породи. Для катаклазитів характерна типова цементна структура (Додаток 1, рис. 31). Текстура масивна, інколи орієнтована.

Мілоніти – продукт подальшого перетирання породи з утворенням смужчастих текстур. Смужчастість мілонітів обумовлена наявністю тонких смуг лінзоподібних відокремлень менш роздробленого матеріалу в тонко перетертій масі (Додаток 1, рис. 32). Залежно від ступеня роздробленості виділяються мілоніти грубосмужчасті, тонкосмужчасті й ультрамілоніти. Ультрамілоніти – породи темного кольору, склуватого вигляду, майже не діють на поляризоване світло.

У назві деформованої породи повинна бути відображена назва первинної породи, якщо остання має бути встановлена. Наприклад, катаклазит, утворений за рахунок граніту – «гранітний катаклазит», «гранітний мілоніт» і т.д. Порода, що являє собою результат дислокаційного метаморфізму кислих ефузивів, називається *порфіроїдом*, основних і середніх ефузивів – *порфіритоїдом*.

ДОДАТОК 1
ОСНОВНІ СТРУКТУРИ
МЕТАМОРФІЧНИХ ПОРІД [14]

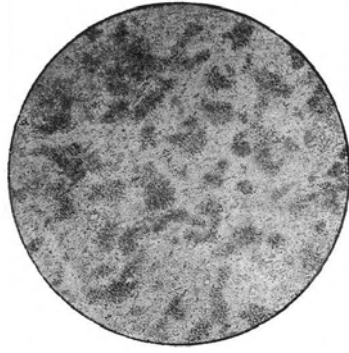


Рис. 1. **Плямистий глинистий сланець**, складений реліктами плямистих глинистих частинок, лусок хлориту, біотиту, зерен кварцу та рудного мінералу. Структура бластопелітова, текстура плямиста. Нік II. $d=2,3$ мм



Рис. 2. **Хіастолітовий вуглистий сланець**. Структура порфіробластова, основна маса мікрогранолепідобластова. Текстура масивна. Нік II. $d=7,1$ мм



Рис. 3. **Піроксен-плагіоклазовий контактний роговик**, складений кристалобластовими зернами плагіоклазу, піроксену кварцу і рудного мінералу. Трапляються поодинокі пластинки біотиту. Структура мікрогранобластова, текстура паралельна неправильно-смугаста. Нік II. d=2,3 мм

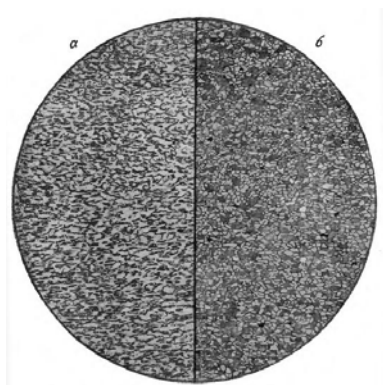


Рис. 4. **Серицит-кварцовий мікро сланець**, складений тонкими зернами кварцу і лусками слюди. Структура бластоалевритова, текстура сланцювата: а – без аналізатора; б – Нік X. d=2,3 мм



Рис. 5. **Біотитовий філіт**, складений кварцом, біотитом, хлоритом і рудними мінералами. Структура мікролепідогранобластова, текстура нечітко шарувата. Нік II. $d=7,3$ мм

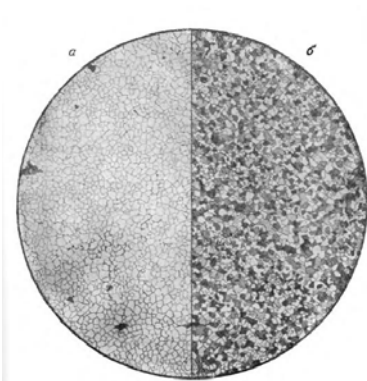


Рис. 6. **Мікрокварцит**, складений ізометричними зернами кварцу з полігональними прямолінійними контурами. Структура мікрогранобластова, мозаїчна, текстура масивна: *a* – без аналізатора; *б* – Нік X. $d=4,1$ мм

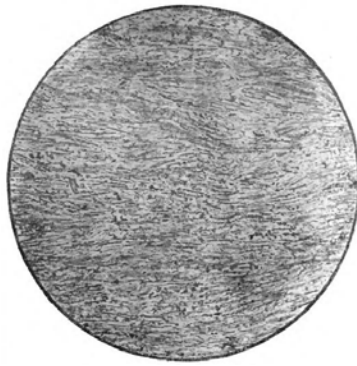


Рис. 7. **Актинолітовий сланець**, складений видовженими волокнами актиноліту, які орієнтовані взаємно паралельно та до площин сланцювання. Структура фіброblastова, текстура сланцювата. Нік X. d=2,3 мм



Рис. 8. **Зелений сланець** складений дрібними зернами альбіту, мікрозернистих мас епідоту, тонких голочок голубувато-зеленого амфіболу, зеленого хлориту – рипідоліту і зерен рудних мінералів. Структура мікронематогранобластова, текстура паралельна, тонкошарувата, пloidчаста. Нік II. d=2,3 мм

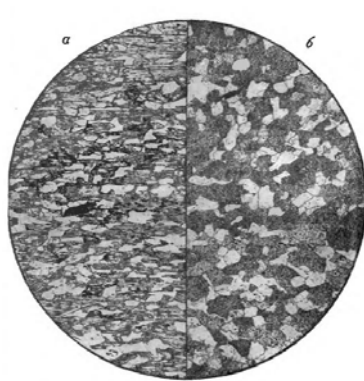


Рис. 9. **Кварц-біотитовий сланець**. На рисунку зіставлені два різноорієнтовані розрізи однієї породи: зліва *a* – перпендикулярно до сланцюватості і зправа *б* – паралельно до сланцюватості. Порода складена біотитом, кварцом і рудними мінералами. Структура лепідобластова, текстура сланцювата. Нік II. $d=2,3$ мм

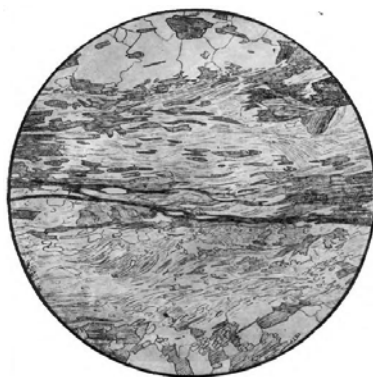


Рис. 10. **Біотит-силіманіт-плагіоклазовий сланець**, складений біотитом, кварцом, силіманітом і плагіоклазом. У породі є чергування смуг силіманіту (фіброліту) зі смугами, що складені кварцом, і плагіоклазу. Структура лепідофібробластова. Текстура плоскопаралельна, шарувата або смугаста. Нік II. $d=2,3$ мм



Рис. 11. **Тремоліт-талк-хлоритовий сланець.** Порфіробластова структура породи обумовлена наявністю порфіробластів тремоліту у вигляді призм без кінцевих граней, які розташовуються діагонально до сланцюватості. Структура порфіробластова з нематолепідобластовою основною масою. Текстура сланцювата або лінзова. Нік II. d=4,1 мм



Рис. 12. **Кордієрит-антофілітовий кристалічний сланець,** складений ізометричними зернами кордієриту і кварцу й тонкими довгопризматичними індивідами антофіліту. Структура нематогранобластова. Текстура породи лінійно-паралельна. Нік II. d=4,1 мм



Рис. 13. **Епідот-альбіт-амфіболітовий сланець**, складений агрегатами зерен епідоту й альбіту, що характеризуються гранобластовою структурою. Ці агрегати перебувають в оточенні волокон амфіболу з фібро-бластовою структурою. Структура фіброгранобластова. Нік II. $d=4,1$ мм

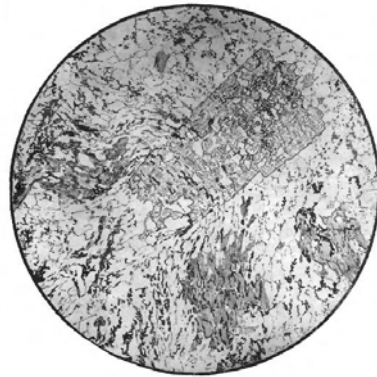


Рис. 14. **Ставроліт-біотитовий сланець**, складений порфіробластами ставроліту і біотиту. Основна маса складена кварцом, польовими шпатами, слюдами та рудними мінералами. Структура порфіробластова, геліцитова, структура основної маси лепідогранобластова. Текстура пloidча. Нік II. $d=7,3$ мм

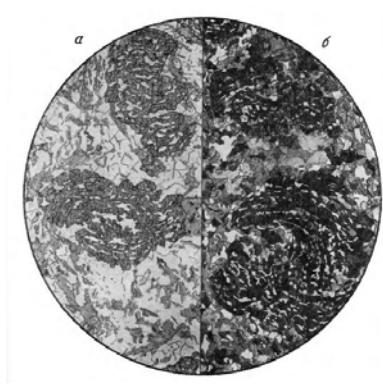


Рис. 15. **Гранат-біотитовий сланець**, складений порфіробластами гранату в лепідогранобластовій основній масі біотиту і кварцу. Структура породи порфіробластова, структура основної маси лепідогранобластова. *а* – без аналізатора; *б* – Нік Х. d=4,3 мм

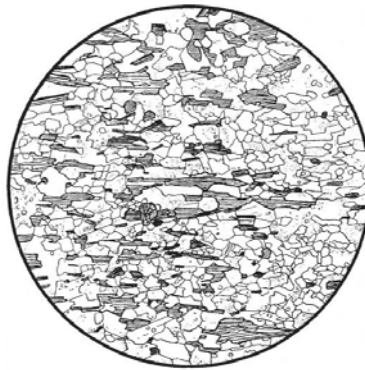


Рис. 16. **Біотит-плагіоклазовий гнейс**, складений кристалобластовими ізометричними зернами плагіоклазу, кварцу та біотиту. Структура породи лепідогранобластова. Текстура масивна, помітно сланцювата. Нік II. d=4,1 мм



Рис. 17. **Біотит-силіманіт-плагіоклазовий гнейс**, складений біотитом, силіманітом, кварцом та плагіоклазом. Акцесорний мінерал представлений цирконом. Кварц і плагіоклаз утворюють ділянки гранобластової структури. Структура породи лепідонематогранобластова. Текстура паралельна, масивна. Нік II. d=4,3 мм

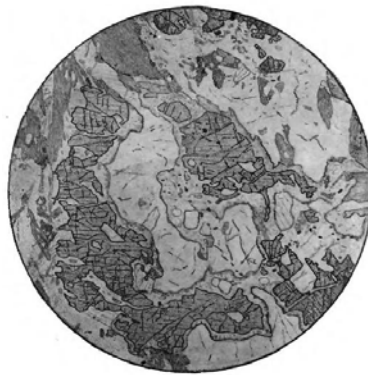


Рис. 18. **Гранат-кордієрит-ставроліт-біотитовий сланець**. Структура лепідогранобластова. Нік II. d=5,8 мм

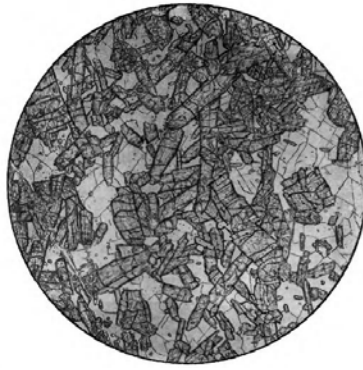


Рис. 19. **Амфіболіт**. Порода складена двома мінералами: зеленої рогової обманки представленої призматичними зернами та призматичними зернами плагіоклазу середньої основності. Акцесорні мінерали представлені апатитом і рутилом. Структура гранонематобластова. Текстура масивна. Нік II. d=5,8 мм

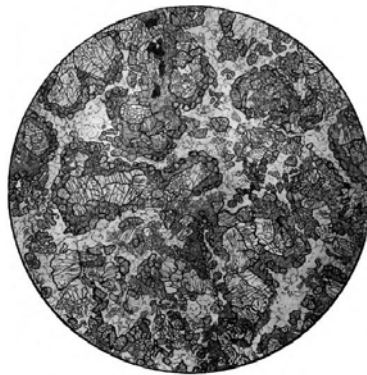


Рис. 20. **Гранат-піроксеновий амфіболіт**. Порода складена плагіоклазом, амфіболом, моноклінним піроксеном, гранатом і рудним мінералом. Структура гранобластова. Текстура масивна. Нік II. d=7,3 мм

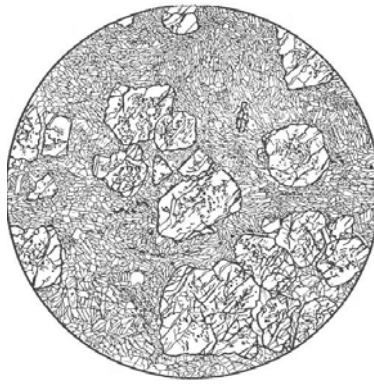


Рис. 21. **Еклогіт**. Порода складена з основної маси, яка містить у собі щільнорозташовані призми омфациту і крупні порфіробласти гранату. Структура порфіробластова, структура основної маси нематобластова. Нік II. d=7,3 мм



Рис. 22. **Епідот-гранат-глаукофанова порода**. Структура породи порфіробластова, структура основної маси тонкопаралельно-фібробластова. Нік II. d=6,3 мм



Рис. 23. **Мармур**. Порода складена ксенобластовими зернами карбонату. Серед домішків трапляються дрібні зерна рудного мінералу. Структура породи гетеробластова, гранобластова. Нік II. d=7,3 мм



Рис. 24. **Кальцифір**. Порода складена карбонатом (спайність по ромбодру), діопсидом (різкий рельєф і спайність у верхній частині рисунку), скаполітом, плагіоклазом і калієвим польовим шпатом, які утворюють ізометричні ксенобластові зерна різних розмірів (від 0,1 до 1,0 мм). Серед домішків трапляються дрібні зерна рудного мінералу. Структура породи гетерогранобластова, Нік II. d=2,3 мм

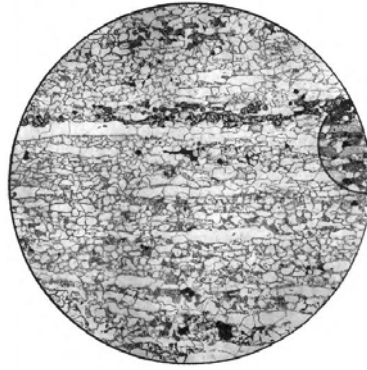


Рис. 25. **Грануліт**. Порода містить кварц (до 40%), кислий плагіоклаз, біотит (3–5%), гранат (до 2%) і магнетит (до 3–4%). Гранат утворює ідіобластові та субідіобластові форми. Структура породи дрібнозерниста гранобластова, гранулітова, текстура породи пластинчаста, кварцово-пластинчаста. Нік II., Маленьке коло Нік X. $d=4,3$ мм

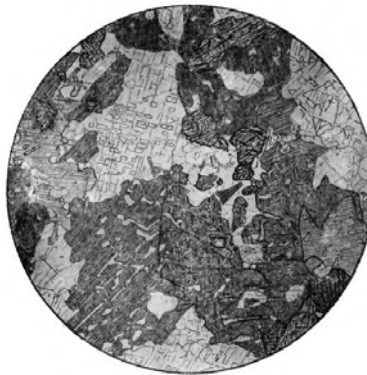


Рис. 26. **Чарнокіт**. Порода містить фемічні мінерали: гіперстен (високий рельєф і піроксенова спайність), рогову обманку (високий рельєф, штриховка), біотит. Безбарвні мінерали – антипертитовий плагіоклаз і кварц. Акцесорні – магнетит і апатит. Структура метасоматична кумулобластова. Текстура масивна. Нік X. $d=3,6$ мм



Рис. 27. **Тонкошаруватий мігматит.** Зразок мігматизованого біотит-плагіоклазового гнейсу. Тонкі (2–3 мм) світлі прожилки аплітового матеріалу, розташовані в породі, пошарово перетворюють його у тонкошаруватий мігматит.

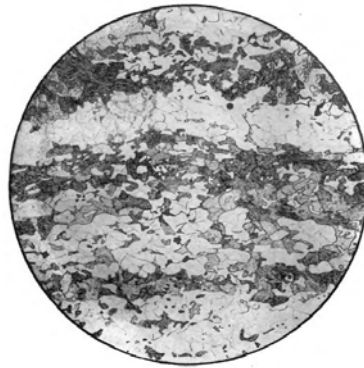


Рис. 28. **Артеритовий мігматит.** Порода містить смуги, які різняться як структурою, так і мінеральним складом. Світлі смуги мають гранобластову структуру і складені головню кварцом, калійовим польовим шпатом і кислим плагіоклазом. У темних смугах, крім перелічених мінералів, міститься велика кількість біотиту, псевдоморфоз серициту. Структура темних смуг гранолепідобластова, обумовлена переважанням пластинчастих індивідів слюди. Загалом, структура породи гранобластова. Нік X. d=7,3 мм

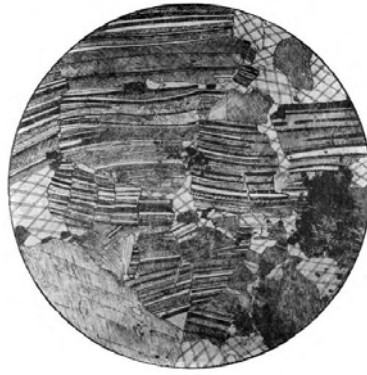


Рис. 29. **Брекчийований крупнозернистий граніт.** Порода складена альбітом, кварцом, калієвим польовим шпатом і біотитом. Структура породи катакластична. Нік X., d=8,0 мм

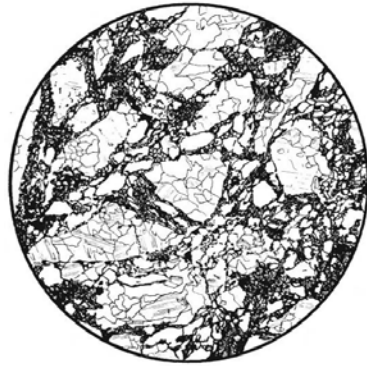


Рис. 30. **Гранітова брекчія.** Впродовж катаклазу граніт розсекціонувався на кутоваті уламки, які зв'язані тонкоперетертим матеріалом цього ж граніту. У цьому матеріалі розвивається серицит. Структура породи брекчієва Нік X. d=7,8 мм

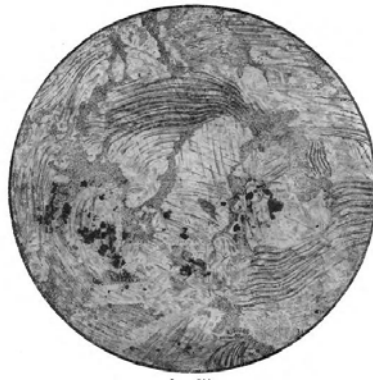


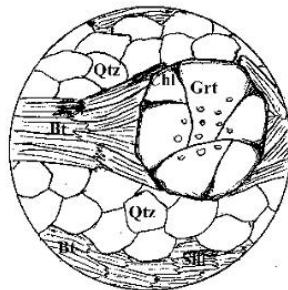
Рис. 31. **Катаклазований мармур.** У гранобластовій масі крупнозернистого кальциту, в результаті механічного впливу розвивається катакластична структура. Нік X. d=4,1 мм



Рис. 32. **Мілонізований граніт.** Порода складена польовим шпатом, кварцом, біотитом, серицитом і цоїзитом. Структура породи тонкоміліонітова, текстура хвилювасто-сланцювата. Нік II. d=4,1 мм.

ДОДАТОК 2
ПРИКЛАД МІКРОСКОПІЧНОГО ОПИСУ
МЕТАМОРФІЧНОЇ ПОРОДИ [20]

Порода має порфіробластову структуру – на фоні дрібно-середньозернистої лепідо-гранобластової основної маси виділяються порфіробласти гранату. Текстура породи шарувата, сланцювата. Шаруватість виражається в чергуванні лейкократових і меланократових прошарків, перші з яких складені переважно кварцом, а другі – біотитом. Потужність прошарків становить близько 2 мм. Порфіробласти гранату приурочені до меланократових прошарків. Сланцюватість проявлена в паралельному орієнтуванні лусок біотиту і рідких голчастих кристалів силіманіту. Сланцюватість паралельна шаруватості.



Гранат-біотитовий кварцито-сланець із біотитом.

Головними породотвірними мінералами породи є кварц (55%), біотит (35%) і гранат (8%), другорядними – силіманіт (1%) і хлорит (1%).

Кварц (Qtz) представлений ізометричними кристалами розміром близько 1 мм, які складають майже мономінеральні прошарки. Кристали кварцу мають хвилясте загасання.

Біотит (Bi) утворює витягнуті зерна завдовжки 2 мм зі співвідношенням ширини до довжини приблизно 1 : 6. Біотит різко плеохроює від темно-коричневого кольору по осі N_g до жовтуватого по осі N_p . У даній породі максимальне інтерференційне забарвлення біотиту – червоне III порядку ($n_g - n_p = 0,054$), $\angle cN_g = 0^\circ$, $2V = 10^\circ$. Місцями біотит заміщується хлоритом.

Гранат (Grt) у цій породі безбарвний і утворює ізометричні ідіобласти розміром близько 4 мм. Кристали гранату розбиті на тріщини, по яких відбувається заміщення гранату хлоритом. У центральних частинах зерен гранату наявні дрібні (розміром менш ніж

0,1 мм) ізометричні включення безбарвного мінералу з низьким рельєфом і сірувато-білим інтерференційним забарвленням, ймовірно, це кварц.

Силіманіт (Sill) у цій породі утворює дрібні голчасті кристали довжиною до 0,2 мм зі співвідношенням довжини до ширини близько 1:10 і. Виділення силіманіту трапляються тільки в біотитових про- шарках.

Хлорит (Chl) представлений дрібними лусочками світло-зеленуватого кольору, розміром менш ніж 0,1 мм, які утворюються по біотиту і по тріщинах у гранаті. Таким чином, хлорит не є рівноважним із цими мінералами, а утворився у даній породі при на- кладеному ретроградному метаморфізмі.

Ця порода – **гранат-біотитовий кварцито-сланець зі силіма- нітом.**

Порода утворилася при умовах, які відповідають амфіболітовій фації (або фації біотит-силіманітових сланців і гнейсів), тобто при температурі – 600°–700 °С і тиску – 3–7 кбар. До метаморфічних пере- творень це була парাপорода (осадова порода), скоріше за все, переша- рування кварцових пісковиків із глинистими породами.

Список літератури

1. Белоусова О. Н. Общий курс петрографии: уч. пособие / О. Н. Белоусова, В. В. Михина – М.: Недра, 1972. – 342 с.
2. Винклер Г. Генезис метаморфических пород: уч. пособие / Г. Винклер – М.: Мир, 1969. – 124 с.
3. Гольдшмидт В. М. Законы ассоциации минералов с точки зрения правила фаз / В. М. Гольдшмидт // Основные идеи геохими пер. с нем В. В. Щербины. – М.: Госхимтехиздат, 1933. – С. 250–310.
4. Даминова А. М. Петрография магматических горных пород: уч. пособие / А. М. Даминова – М.: Недра, 1967. – 232 с.
5. Дорошенко Ю. П. Основы кристалооптики породотвірних мінералів гірських порід: навч.-метод. видання / Ю. П. Дорошенко, І. В. Побережська, Ю. І. Федоришин – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2012. – 50 с.
6. Дорошенко Ю. П. Петрографія кристалічних порід (магматичні породи). Ч. 2 / Ю. П. Дорошенко, І. В. Побережська, О. В. Костюк – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2014. – 50 с.
7. Елисеев Н. А. Метаморфизм / Н. А. Елисеев. – Л.: ЛГУ, 1959. – 415 с.

8. *Емельяненко П. Ф.* Петрография магматических и метаморфических пород / П. Ф. Емельяненко, Е. Б. Яковлева. – М.: МГУ, 1985. – 278 с.
9. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы / А. Н. Заварицкий – М.: АН СССР, 1956. – 458 с.
10. *Заридзе Г. М.* Петрография / Г. М. Заридзе – М.: Недра, 1988. – 479 с.
11. *Лодочников В. Н.* Главнейшие породообразующие минералы / В. Н. Лодочников. – М.: Недра, 1974. – 247 с.
12. *Молявко В. Г.* Петрография магматичних гірських порід / В. Г. Молявко, Г. Г. Павлов – К.: Київський університет, 2002. – 210 с.
13. *Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород / А. А. Маракушев. – М.: Наука, 1965. 140 с.
14. *Половинкина Ю. Ир.* Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Т. 1. / Ю. Ир. Половинкина. – М.: Недра, 1966. – 424 с.
15. *Саранчина Г. М.* Петрология магматических и метаморфических пород / Г. М. Саранчина, Н. Ф. Шинкарев. – Л.: Недра, 1973. – 392 с.
16. *Свєшніков К. І.* Магматичні породи та породні сполучення: (петрографія, петрологія, методи досліджень) / К. І. Свєшніков, І. В. Побережська, Ю. П. Дорошенко. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – 426 с.
17. *Тернер Ф. Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород / Ф. Дж. Тернер. – М.: Изд-во иностр. лит, 1961. – 140 с.
18. *Соболев В. С.* Фации метаморфизма / ред. В.С. Соболев – М.: Недра, 1970. – 224 с.
19. *Файф У.* Метаморфические реакции и метаморфические фации / У. Файф, Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. – М.: МГУ, 1962 – 320 с.
20. *Шур М. Ю.* Петрография. Руководство к практическим занятиям: уч. пособие. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 99 с.
21. *Eskola P.* On the relation between chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of Orijarwi region. – Bull. Com. Geol. Finl. 1915. 44.
22. *Eskola P.* The mineral facies of rocks. Norsk. Geol Tidssku. 1920.

ЗМІСТ

Вступ	1
1. Класифікація метаморфічних порід.....	1
2. Види метаморфізму	7
3. Термінологічна номенклатура метаморфічних порід	8
4. Мінеральний (речовинний) склад метаморфічних порід.....	9
5. Структури і текстури метаморфічних порід	20
6. Контактний (термальний) метаморфізм	25
7. Фації регіонального метаморфізму помірного тиску.....	29
8. Фації регіонального метаморфізму високого тиску.....	41
9. Ультраметаморфізм.....	46
10. Катакластичний метаморфізм	48
Додаток 1. Основні структури метаморфічних порід	49
Додаток 2. Приклад мікроскопічного опису метаморфічної породи	65
Список літератури	66