



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування

Міністерство освіти і науки України

Національний університет водного господарства  
та природокористування

Кафедра геології та гідрології

01-05-56

### **Методичні вказівки**

до виконання лабораторних робіт з навчальної дисципліни

#### **«Петрографія»**

для здобувачів вищої освіти першого

(бакалаврського) рівня

за спеціальністю 103 «Науки про Землю»

освітньої програми «Геологія» денної форми навчання

Рекомендовано науково-  
методичною комісією  
зі спеціальності 103 «Науки про  
Землю»

Протокол № 9 від 07.05.2019 р.

Рівне – 2019



Національний університет

водного господарства

та природокористування

**Методичні вказівки до виконання лабораторних робіт з навчальної дисципліни «Петрографія» для здобувачів вищої освіти першого (бакалаврського) рівня за спеціальністю 103 «Науки про Землю» освітньої програми «Геологія» денної форми навчання / Криницька М. В. – Рівне : НУВГП, 2019. – 60 с.**

**Укладач: Криницька М. В.**, кандидат геологічних наук, доцент кафедри геології та гідрології.

**Рецензент: Волненко С. О.**, начальник партії Рівненської комплексної геологічної партії ДП «Українська геологічна компанія».



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування

**Відповідальний за випуск: Мельничук В. Г.**, доктор геологічних наук, професор, завідувач кафедри геології та гідрології.

© Криницька М. В., 2019

© НУВГП, 2019



## Зміст

<b>Вступ</b> .....	4
<b>Лабораторна робота № 1</b> Вивчення породотвірних, другорядних та акцесорних мінералів, їх макроскопічна діагностика в складі вивержених гірських порід .....	5
<b>Лабораторна робота № 2</b> Визначення структур та текстур магматичних гірських порід .....	12
<b>Лабораторна робота № 3</b> Ознайомлення та робота з мікроскопом .....	19
<b>Лабораторна робота № 4</b> Дослідження мінералів гірських порід за допомогою мікроскопа.....	21
<b>Лабораторна робота № 5</b> Макроскопічне вивчення магматичних порід кислого складу та їх петрографічний опис.....	28
<b>Лабораторна робота № 6</b> Макроскопічне вивчення та опис магматичних порід середнього складу.....	34
<b>Лабораторна робота № 7</b> Макроскопічне вивчення та опис магматичних порід основного складу.....	40
<b>Лабораторна робота № 8</b> Макроскопічне вивчення та опис магматичних порід ультраосновного складу.....	44
<b>Лабораторна робота № 9</b> Ідентифікаційна макроскопічна діагностика та опис метаморфічних гірських порід .....	48
<b>Лабораторна робота № 10</b> Ідентифікаційна макроскопічна діагностика та опис метасоматичних порід.....	52
Рекомендована література .....	55
Додаток А .....	57



## Вступ

Робочою програмою обов'язкової навчальної дисципліни «Петрографія» та навчальним планом для студентів, що навчаються за освітньо-професійною програмою спеціальності 103 «Науки про Землю» підготовки бакалавра спеціалізації «Геологія», передбачено виконання лабораторних робіт за темами даної дисципліни з метою набуття майбутніми спеціалістами професійних практичних навичок по візуальному визначенню та дослідженню в лабораторних умовах ендегенних гірських порід.

В процесі проведення лабораторних робіт студенти закріплять теоретичні знання про магматичні, метаморфічні та метасоматичні гірські породи, їх мінеральний склад, структурно-текстурні особливості; керуючись даними візуальної діагностики набудуть навички визначення умов і закономірностей утворення та подальших змін гірських порід під впливом накладених геологічних процесів. Оволодіння мікроскопічним методом досліджень доповнить знання студентів навиками та вмінням визначати мінерали під мікроскопом.

Виконання студентами під час навчального процесу лабораторних робіт з петрографії поглиблює і деталізує знання про склад земної кори і Землі загалом та передбачає формування їх майбутньої професійної компетентності. Набуття майбутніми фахівцями практичних навичок з визначення гірських порід дозволить ефективно використовувати їх в подальшій практичній чи науковій геологічній діяльності. Вміння ідентифікувати та класифікувати гірські породи цінуються при проведенні різних стадій геологорозвідувальних робіт, наукових дослідженнях, а також при проведенні інженерних вишукувань.



## Вивчення породотвірних, другорядних та акцесорних мінералів, їх макроскопічна діагностика в складі вивержених гірських порід

**Мета роботи:** ознайомитися з породотвірними, другорядними і акцесорними мінералами та навчитися визначати їх у складі вивержених гірських породах.

**Д а н о:** роздатковий навчальний матеріал – колекцію гірських порід та збільшувачі лупи.

**З а в д а н н я:** 1. Вивчити мінерали, які зустрічаються у складі магматичних порід, за типовими зразками музейної колекції. 2. В зразках гірських порід із роздаткової колекції візуально визначити мінерали та їхній кількісний склад у процентному відношенні. 3. За процентним вмістом визначити які з мінералів є головними, а які другорядними чи акцесорними (при наявності таких в гірській породі).

**Х і д р о б о т и:** В основу визначення гірських порід покладено їх мінеральний склад. Значна кількість різновидів вивержених порід представлена відносно невеликою кількістю мінералів - близько 40. Мінерали у складі магматичних порід мають різне значення, за яким їх поділяють на головні, другорядні та акцесорні.

*Головні мінерали* є породотвірними, тобто мінералами, що визначають назву породи. Кількість кожного з них має перевищувати 5 % кристалічної фази породи. До *другорядних мінералів* належать мінерали, які мають значення для характеристики порід та умов їхнього утворення, але містяться в незначній кількості (1-5 %). Їхня присутність або відсутність не відбивається на загальній назві породи. *Акцесорні мінерали* є додатковими до головних і другорядних і не визначають назву порід. Вони завжди присутні в магматичних породах, але в дуже невеликій кількості (менше 1 %).

**Завдання 1.** Використовуючи типові зразки музейної колекції мінералів та керуючись нижче поданим довідниковим матеріалом необхідно ознайомитися з фізичними ознаками



головних, другорядних та акцесорних мінералів, які зустрічаються у складі вивержених гірських порід.

**Завдання 2.** За фізичними ознаками, в зразках гірських порід з роздаткової навчальної колекції визначити салічні (світлоколірні) та фемічні (темноколірні) мінерали.

**Завдання 3.** Після завершення ідентифікаційної діагностики вибрати найбільш рівну поверхню гірської породи з чітко вираженими кристалами та зернами мінералів. Прирівнявши загальний вміст мінералів в межах вибраної поверхні (чи її частини) до 100% визначити кількісний склад кожного окремо взятого мінералу. За кількісним складом визначені мінерали розділити на головні (породотвірні), другорядні та акцесорні.

**Результати** визначень мінерального складу гірських порід подати у вигляді опису, використовуючи символічні позначення мінералів (Додаток А).

**Приклад опису** мінерального складу магматичної гірської породи.

Головні мінерали: плагіоклаз (Pl) – 35%, піроксен (Px) – 50%, олівін (Ol) – 10%; другорядні: апатит (Ap)– 1%, магнетит (Mt) – 4 %.

1. Плагіоклаз – салічний мінерал. Утворює зерна (1-2 мм) таблитчастої форми темно-сірого забарвлення, простежуються полісинтетичні двійники та досконала спайність.
2. Піроксен – фемічний мінерал темно-зеленуватого забарвлення. Представлений видовжено-призматичними кристалами (завдовжки до 1-3 мм), спайність досконала.
3. Олівін – фемічний мінерал зеленого забарвлення. Утворює короткопризматичні кристали (до 1-1,5 мм довжиною).
4. Апатит утворює видовжено-призматичні зерна синьо-зеленого забарвлення (розмір 0,2x1,5 мм).
5. Магнетит утворює неправильної форми зерна, які розміщені поблизу зерен піроксенів та олівінів.

### **Теоретичний матеріал**

**Салічні мінерали.** *Кварц* – один з найпоширеніших мінералів у природі. У зразках визначається раковистою формою



поверхні сколювання зерен, скляним блиском, водяно-прозорим, мутнувато-сірим, світло-сірим, сірим, іноді блакитнуватим забарвленням.

*Na-K* польові шпати формують найпоширенішу групу породотвірних мінералів гірських порід, яка включає ортоклаз, адуляр (водяно-прозору різновидність ортоклазу), санідин і мік- роклін –  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ . Санідин та ортоклаз характеризуються, як правило, світло-сірим забарвленням, тоді як мікроклін має рожеве та бурувато-рожеве забарвлення. У породах найчастіше утворюють таблитчасті або вузькотаблитчасті (брускоподібні) зерна, порфіроподібні або порфірові вкрапленики, зрідка – виділення неправильної форми. За формою зерен, забарвленням, наявністю двійникової будови і досконалою спайністю добре діагностуються в зразках. Калієві польові шпати також досить добре розпізнаються завдяки характерним вторинним змінуванням, зокрема поширеному процесу пелітизації.

*Na-Ca* польові шпати (плагіоклази) утворюють безперервний ряд мінералів із змінним співвідношенням альбітового (натрієвого) та анортитового (кальцієвого) мінералів: альбіт  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  – 0-10 % An, олігоклаз – 10-30 % An, андезин – 30-50 % An, лабрадор – 50-70 % An, бітовніт – 70-90 % An, анортит  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  – 90-100 % анортиту.

Плагіоклази належать до найпоширеніших мінералів верхньої частини земної кори. Вони є істотною складовою частиною більшості магматичних порід і не спостерігаються тільки в деяких ультраосновних породах. Склад плагіоклазів залежить від складу порід, в яких вони утворюються. Альбіт спостерігається у вивержених породах як лужного, так і нормального ряду, віддаючи перевагу породам кислого складу. Олігоклаз – звичайний мінерал вивержених порід багатих на натрій та кремнекислоту. Андезин – типовий мінерал середніх магматичних порід. Лабрадор і бітовніт спостерігаються виключно в породах основного складу. Анортит – порівняно рідкісний мінерал, який зустрічається в основних вивержених породах. Плагіоклази макроскопічно діагностуються за білим, світло-сірим і темно-сірим забарвленням, таблитчастою формою зерен і досконалою спайністю, а лабрадор – часто за



іризацією в блакитно-синіх, зеленувато-жовтих та оранжево-червоних тонах.

Характерними вторинними змінами плагіоклазів переважно є пелітизація та серицитизація для кислих плагіоклазів і сосюритизація для середніх та основних.

**Фельшпатоїди.** Головним представником цієї групи мінералів є *нефелін*  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  – типовий мінерал лужних вивержених порід.

*Нефелін* у зразках визначається за сірим забарвленням, відсутністю спайності, розкладанням концентрованою соляною кислотою з утворенням гелю  $\text{SiO}_2$  білого кольору.

Характерною діагностичною ознакою нефеліну є його вторинні змінювання. Особливо легко він розпізнається при частковому заміщенні канкринітом. Крім того, нефелін часто заміщується синім содалітом, цеолітами, тонколускатим агрегатом світлої слюди або сплутано-волокнистим агрегатом натроліту з гідрооксидами алюмінію.

*Лейцит*  $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$  входить до складу калієвих вулканічних порід. Спостерігається у вигляді світло-сірих і молочно-білих ізометричних кулеподібних зерен, нерідко огранених.

*Мінерали групи содаліту* (власне содаліт –  $3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{NaCl}$ , нозеан –  $6\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$ , гаюїн –  $3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{CaSO}_4$ , лазурит –  $(\text{Na,Ca})_8\text{Si}_6\text{Al}_6\text{O}_{24} \cdot (\text{Cl}_2, \text{S}, \text{SO}_4)$ ). Содаліт спостерігається переважно в глибинних, нозеан і гаюїн – у вулканічних породах, лазурит – у контактово-змінених вапняках. У породах визначаються за синім, коричневим, зеленуватим забарвленням, масним блиском і раковистою поверхнею сколювання зерен.

*Канкриніт*  $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{AlSiO}_4]_6(\text{CO}_3)_2$  спостерігається в деяких фельшпатоїдних породах як первинний мінерал в асоціації з нефеліном, а також як продукт змінювання останнього. Іноді утворює зерна стовпчастої, але найчастіше неправильної форми, що вповнюють проміжки між іншими мінералами.

**Фемічні (мафічні) мінерали.** Найпоширеніші серед них - слюди, амфіболи, піроксени й олівіни.

**Слюди.** *Біотит* –  $\text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn})_3[(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$ , темно-коричнева, коричнево-зелена й темно-зелена слюда.

Поширена в магматичних породах кислого та середнього складу. Часто має численні вclusions акцесорних мінералів – циркону, апатиту, рутилу. Характерними вторинними змінами темних слюд є заміщення їх хлоритом.

*Флогопіт* –  $\text{KMg}_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{F},\text{OH})_2$ , спостерігається переважно в деяких жильних та ефузивних породах ультраосновного складу підвищеної лужності. За зовнішніми ознаками майже не відрізняється від біотиту.

*Мусковіт* –  $\text{KA}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$ , разом з біотитом спостерігається в гранітах, де входить до складу двослюдяних і мусковітових гранітів здебільшого як вторинний мінерал. У породах на свіжих поверхнях сколювання визначається за сріблястим, світло-сірим, іноді рожевуватим або зеленуватим відблиском.

*Літієві слюди* малопоширені, спостерігаються переважно в гідротермальних змінених породах і пегматитах. Розпізнаються за бузковим, рожево-фіолетовим і білим перламутровим забарвленням.

Усі слюди легко визначаються в породах чіткою вираженою лускатою формою зерен з блискучою поверхнею спайних поверхонь сколювання.

*Амфіболи* поширені в магматичних породах. Вони властиві багатьом основним, середнім та кислим породам.

Найпоширенішими в магматичних породах є *рогові обманки*  $\text{Ca}_2[(\text{Fe}^{2+},\text{Mg})_4(\text{Al},\text{Fe}^{3+})](\text{Si}_7\text{AlO}_{22})(\text{OH})_2$ .

У породах визначаються за призматичною формою зерен з двома напрямками досконалої спайності під гострим кутом, темно-зеленим забарвленням і світло-зеленою рискою. Базальтична рогова обманка трапляється у вигляді ідіоморфних призматичних вкраплеників бурувато-чорного кольору.

*Піроксени* кристалізуються в моноклінній і ромбічній сингоніях.

*Ромбічні Mg-Fe-піроксени* ряду енстатиту-гіперстену є найпоширенішими в магматичних породах. Ці піроксени *діагностуються* за призматичною формою зерен, досконалою спайністю у двох напрямках під прямим кутом, темним



забарвленням з різними відтінками. Макроскопічно їх плутають з амфіболами.

Характерними вторинними мінералами, які розвиваються по ромбічних Mg-Fe-піроксенах, є серпентин, тальк, хлорит.

*Моноклінні Mg-Fe-піроксени* поширені в гіпабісальних породах і представлені піжонітом. Характерними вторинними мінералами, що розвиваються по моноклінних піроксенах, є амфіболи й хлорит.

*Са-піроксени* характерні для ультраосновних та основних вивержених порід. Найпоширенішими серед них є діопсид, авгіт, геденбергіт. Na- і Ca-Na-піроксени – егірин та егірин-авгіт – поширені тільки в лужних вивержених породах. Унаслідок вторинних змін за рахунок лужних піроксенів утворюються хлорити й рудні мінерали.

*Олівіни* утворюють ізоморфний ряд: форстерит (Fo)  $Mg_2[SiO_4]$ , хризоліт (10-30 % Fa), гіалосидерит (30-50 % Fa), гортоноліт (50-70 % Fa), ферогортоноліт (70-90 % Fa), фаяліт (Fa)  $(Fa) Fe_2[SiO_4]$ ). Члени ряду хризоліт-гортоноліт найчастіше спостерігаються в ультраосновних та основних вивержених породах, фаяліт – у сублужних кислих плутонічних породах.

Олівіни добре діагностуються завдяки короткопризматичній та ізометричній формі зерен, зеленому забарвленню, раковистій поверхні сколювання зерен, скляному блиску й за характерними вторинними змінами. Насамперед, це заміщення серпентином. В основних ефузивах по олівінах одночасно розвиваються вторинні хлорит, тальк, магнетит і карбонат.

*Акцесорні мінерали.* *Anatitum*  $Ca_5[PO_4]_3(F,Cl,OH)$  є одним із найпоширеніших мінералів усіх вивержених порід. Він часто тяжіє до темноколірних мінералів, в яких разом з рудними мінералами та сфеном утворює поодинокі або частіше групові включення призматичних шестигранних синьо-зеленого, білувато-зеленого, сірого кольору зі скляним, трохи жирним блиском.

*Циркон*  $ZrSiO_4$  – найпоширеніший акцесорний мінерал кислих і лужних міаскітових порід, в яких утворює трохи видовжені стовпчасті, округлі або дипірамідальні поодинокі кристали.

Супровідними мінералами є польові шпати, слюди, пірохлор, апатит, іноді піроксен і титаніт.

*Сфен (титаніт)*  $\text{CaTi}[\text{SiO}_4](\text{O}, \text{OH}, \text{F})$ , як другорядний мінерал у розсіяному стані дуже поширений у різноманітних магматичних породах. Супровідними мінералами є титанавгіт, епідот, хлорит, кальцит, альбіт, апатит, циркон, кварц, польові шпати й амфіболи.

*Орпим*  $(\text{Ca}, \text{Ce})_2 (\text{Al}, \text{Fe})_3 (\text{OH}) \text{O}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]$  є акцесорним мінералом гранітів, гранітних пегматитів, гранодіоритів, сієнітів, діоритів. Найчастіше утворює смоляно-чорні або буруваті овално-призматичні зерна з жирним блиском, що тяжіють до скупчень темноколірних мінералів.

*Монацит*  $(\text{Ce}, \text{La})\text{PO}_4$  трапляється в поодиноких кристалах у деяких гранітах, аплітах і лужних магматичних породах та їхніх пегматитах.

*Флюорит*  $\text{CaF}_2$  найчастіше утворює міжзернові виділення фіолетового забарвлення, за яким легко діагностується в зразках.

*Рутил*  $\text{TiO}_2$  асоціює з ільменітом, утворює дрібні короткостовпчасті й пластинчасті кристали, часто колінчасті двійникові зростки або променисті кристали. Густо забарвлений у коричнево-жовтий до чорного колір, має алмазний блиск.

*Каситерит*  $\text{SnO}_2$  трапляється переважно в кислих метасоматично-змінених породах разом з топазом і мусковітом.

*Турмалін*  $\text{Na}(\text{Fe}, \text{Mg})_4 \text{Al}_8 \text{Si}_8 \text{B}_7 \text{O}_{31} (\text{OH})_5 - \text{Na}(\text{Li}, \text{Al})_4 \text{Al}_8 \text{Si}_8 \text{B}_7 \text{O}_{31} (\text{OH})_5$  макроскопічно визначається за призматичною формою зерен з поперечним перетином у вигляді сферичного трикутника. Найчастіше забарвлення чорне або поліхромне, хоча спостерігається коричневе, рожеве, зелене й синє монохроматичне. Безбарвний турмалін у породах рідкісний.

*Магнетит*  $\text{Fe}^{+2}\text{Fe}^{+3}\text{O}_4$  – найпоширеніший мінерал у породах різноманітного походження. У вивержених породах будь-якого складу міститься як акцесорний мінерал, а в основних породах може ставати породоутворюючим мінералом, що "цементує" залізо-магнезійні силікати.

*Пірит*  $\text{FeS}_2$  – один із найпоширеніших рудних мінералів. Як і магнетит, спостерігається в породах будь-якого походження, але



зазвичай у невеликій кількості. У разі змін легко заміщується гідроксидами заліза.

## Лабораторна робота № 2

### Визначення структури та текстури магматичних гірських порід

**Мета роботи:** ознайомлення з основними структурами та текстурами магматичних порід.

**Д а н о:** роздатковий навчальний матеріал – колекцію магматичних гірських порід.

**З а в д а н н я:** 1. Визначити структури навчальних зразків гірських порід. 2. Визначити текстури навчальних зразків гірських порід.

**Х і д р о б о т и:** *Завдання 1.* Структури характеризують особливості будови гірської породи, які залежать від розмірів, форми та співвідношень складових компонентів породи між собою.

**За ступенем кристалічності** розрізняють три головні групи структур: *склуваті, неповнокристалічні, повнокристалічні*, в яких вулканічне скло відсутнє.

До *склуватих структур* (англ. vitrus textur) належать структури вулканічних порід, що складені головним чином з аморфної склуватої маси (вулканічного скла) або містять невелику кількість (як правило, не більше 10 %) кристалітів та мікролітів.

*Неповнокристалічні структури* поряд із кристалами мінералів містять також вулканічне скло.

*Повнокристалічні структури* характеризуються відсутністю вулканічного скла.

**За абсолютним розміром зерен** повнокристалічні породи поділяються на: *яснокристалічні*, в яких окремі зерна діагностуються візуально; *мікрокристалічні*, які складаються з мікроскопічних кристалів; *прихованокристалічні*, складові частини яких майже неможливо розрізнити візуально.

Яснокристалічні породи за розміром зерен поділяються на *гігантозернисті* (більше 50 мм), *крупно- (грубо-) зернисті* (50-5 мм), *середньозернисті* (5-1 мм) та *дрібнозернисті* (1-0,1 мм).



Меньші за 0,1 мм (тонко- та прихованокристалічні) породи при макроскопічній характеристиці визначаються як *мікрозернисті* чи *афанітові* породи (візуально зерна не визначаються).

**За відносним розміром** мінеральних зерен, з яких складаються породи, виокремлюють *рівномірно-нерівномірнозернисті*. Рідко буває, щоб у породі всі породотвірні мінерали мали однакові розміри зерен. Тому, визначаючи структури за відносним розміром, треба брати до уваги розмір зерен будь-якого мінералу, що переважає. Якщо розміри зерен переважних мінералів приблизно однакові й вкладаються в одну гранулометричну фракцію, то структура належить до *рівномірнозернистої*. За неоднакового розміру зерен структуру вважають *нерівномірнозернистою*.

Крайнім проявом нерівномірнозернистих є *порфіроподібні* структури плутонічних і *порфірові* вулканічних порід. Зовнішньо ці структури подібні між собою – на фоні рівномірнозернистої основної маси мінералів спостерігають більші за розмірами вкрапленики – кристали певного мінерального виду. Розміри вкраплеників можуть коливатись від міліметрів до кількох сантиметрів. Порфіроподібна й порфірова структури різняться співвідношенням розмірів вкраплеників та основної маси.

У *порфіроподібній структурі* основна маса може бути дрібно-, середньо- і крупнозернистою, а розміри вкраплеників (порфірових виділень) перевищують розміри зерен основної маси в кілька разів. У порфіровій структурі основна маса зазвичай дрібно- і тонкозерниста, а розмір вкраплеників перевищує розміри зерен основної маси в десятки разів і більше.

**За переважним ступенем ідіоморфізму зерен**, що становлять породу, розрізняють панідіоморфнозернисту, алотріоморфнозернисту та гіпідіоморфнозернисту структури.

*Панідіоморфнозерниста* структура характерна для порід, в яких більшість мінералів має властиві для себе форми та близькі до ідіоморфних обриси. Такі структури мають переважно мономінеральні породи – піроксеніти, дуніти, анортозити, в яких кристалізація всіх мінеральних індивідів відбувалася майже одночасно.



*Алотріоморфнозерниста* структура, навпаки, спостерігається в тих породах, де більшість мінералів не має власних ідіоморфних обрисів. Різновидами алотріоморфнозернистої структури є аплітова та габрова.

*Гіпідіоморфнозерниста* структура типова для порід з різним ступенем ідіоморфізму породотвірних мінералів (граніти, діорити тощо).

Опис структур здійснюється окремо для кожного зразка із навчального комплекту гірських порід у вище визначеному порядку.

**Завдання 2.** Текстури порід визначаються характеристиками груп мінералів і розташуванням таких груп у просторі.

Повнокристалічні, зернисті породи зазвичай мають *масивну* текстуру. Для деяких ефузивних порід характерна *флюїдальна* текстура, пов'язана з переміщенням потоків лави, або ж *пориста* – за великої кількості пустот чи *мигдалекам'яна* (пустоти заповнені вторинними продуктами) текстури. *Смугасті* текстури характеризуються присутністю смуг різного складу і структури.

Опис текстур здійснюється окремо для кожного зразка із уже визначеною структурою.

## Теоретичний матеріал

**Завдання 1.** Структури магматичних гірських порід визначаються за ступенем кристалічності й відносною кількістю вулканічного скла, абсолютним і відносним розмірами зерен мінералів, їхньою формою (кристалічним виглядом), ступенем ідіоморфізму, наявністю елементів розпаду твердих розчинів і за співвідношенням з іншими складовими породи, що контактують між собою.

*Ступінь кристалічності* визначається швидкістю кристалізації, яка залежить від складу розплаву, глибини його застигання, насиченості леткими компонентами, температурного інтервалу кристалізації та інших чинників.

*Вулканічне скло* – це переохолоджений в'язкий твердий розчин, у якому атоми та їхні групи розташовані безладно не



утворюють закономірно побудованої кристалічної ґратки. Кристаліти і мікроліти утворюються під час розкристалізації скла в процесі застигання лави або після її застигання (у твердому стані). Цей процес називають *девітрифікацією*.

*Кристаліти* - дрібні (близько 0,005 мм) зародки кристалів. За умови збільшення розмірів (до сотих часток мм) кристаліти переходять у *мікроліти*, які становлять скелетні кристали. Часом мікроліти утворюють кульки з радіально-променистою будовою – *сфероліти*. В них вже можна визначити належність мікролітів до певного мінерального виду. Якщо мікроліти належать до одного виду (найчастіше до якогось з польових шпатів), то складені ними сфероліти називають ще *сферокристаллами*. *Псевдосферокристаллами* називають радіально-променисті утворення, складені мікролітами різних мінералів. За достатньої кількості таких сферолітів структуру породи називають сферолітовою. Розміри сферолітів здебільшого 2-3 см.

Склувату структуру породи, що характеризується різкою перевагою вулканічного скла, по іншому називають *вітрофіровою* (лат. *vitrum* – скло). Така структура характерна для вулканітів кислого складу. Значно рідше склуваті (синонім – *гіалінові*) структури з незначною домішкою мікролітів спостерігаються в середніх та основних вулканітах.

*Структури за формою та ступенем ідіоморфізму зерен відіграють найважливішу роль для класифікації порід і для розуміння процесів їхнього утворення.*

Розрізняють ізометричні зерна, однаково розвинені в усіх трьох напрямках, таблитчасті й пластинчасті, розвинені у двох напрямках, і призматичні, голчасті та волокнисті, витягнуті в одному напрямку.

Залежно від обмеження кристалів в породі їх поділяють на *ідіоморфні* та *ксеноморфні*. В ідіоморфних кристалах обмеження зерен є такими, що властиві для даної речовини в разі її кристалізації у вільному просторі. У ксеноморфних кристалах зерна не мають власних граней, а їхня форма визначається формою простору, що залишився після кристалізації раніше утворених мінералів. Поряд з ідіо- та ксеноморфними мінеральними

утвореннями виокремлюють *гіпідіоморфні*. Це так кристали, які частково обмежені власними гранями, а частково – гранями сусідніх зерен.

**Завдання 2.** В *однорідних* текстурах всі мінерали рівномірно розподілені по всьому об'єму породи, і будь-які її ділянки однакові за складом і структурою. До таких текстур відносяться *масивні*, котрі переважають в інтрузивних породах (рис.1) та *пористі* або *пухирчасті*, що характерні для ефузивів та лавових потоків, насичених газовими бульками (рис.2) .

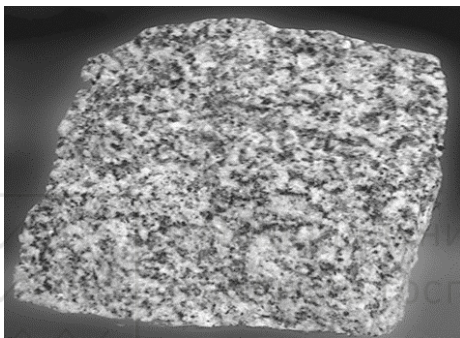


Рис.1. Масивна текстура граніту

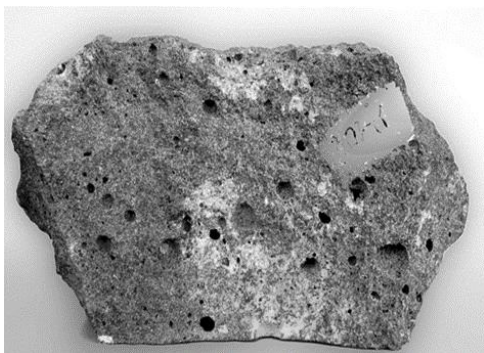


Рис.2. Пухирчаста текстура андезитобазальту



За великої кількості порот, коли вони переважають над лавовим матеріалом, виникає *пемза* (“піна, зроблена з каменю”). Пори можуть бути заповнені вторинними продуктами (кварцем, опалом, цеолітами) – тоді виникають *мигдалекам'яні текстури* (рис.3), які відносяться до сферичних. Пористу текстуру, яка виявляється в глибинних породах, називають *міаролітовою*, або *друзовою*. Тут пороти часто заповнені добре сформованими кристалами.

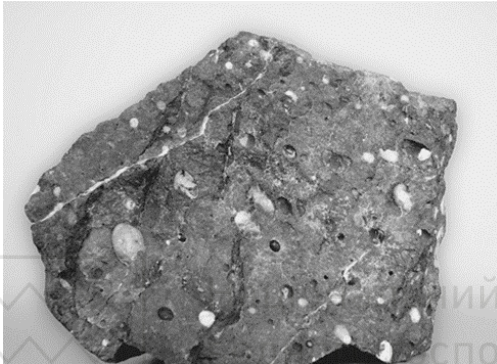


Рис.3. Мигдалекам'яна текстура базальту

*Сферичні* текстури зумовлені концентрацією мінералів навколо певних центрів кристалізації (наприклад, навколо кристала піроксену чи амфібола можуть концентруватися кристали плагіоклазу).

*Такситова* текстура характеризується зміною складу та (або) структур в об'ємі породи.

Такситові текстури в багатьох випадках відображають процеси переміщення магматичного матеріалу різних потоків лави – утворюються *флюїдальні* текстури (рис.4). Серед такситових текстур виділяють також *лінійні*, *смугасті* та *шлірові*.



Рис.4. Флюїдальна текстура в лаві

*Шлірами* називають плями лінзоподібної, кутастої, неправильної форми, збагачені певним мінералом. Найчастіше вони виникають на місці перероблених (частково переплавлених або заміщених внаслідок хімічних реакцій) включень вмісних порід, захоплених магматичним матеріалом. У разі достатньо інтенсивної переробки всі мінерали таких включень замінюються мінералами магматичної породи, і в ній залишаються лише “тіні” включень – дещо збагачені фемічними мінералами ділянки без чітких обрисів.

Однією з найголовніших причин формування лінійних (трахітоїдних) і смугастих текстур вважається рух частково розкристалізованого розплаву.

*Трахітоїдна (лінійна)* текстура характеризується однаковою орієнтацією вкраплеників або кристалів мінералів в об'ємі основної маси породи, витягнутих (рис.5) в напрямку руху розплаву (такими елементами найчастіше можуть бути таблицеподібні кристали польових шпатів).

Під впливом тектонічних рухів мінерали в магматичному розплаві та вже застиглих магматичних породах орієнтуються перпендикулярно до напрямку тиску, тобто також субпаралельно. Коли субпаралельне орієнтування охоплює всі мінерали виникають *смугасті* текстури. Відповідно, смугаста текстура характеризується присутністю смуг (шарів) різного складу і структури.



Рис.5. Трахітоїдна текстура граніту

### Лабораторна робота №3 Ознайомлення та робота з мікроскопом

**Мета роботи:** ознайомлення з будовою поляризаційного мікроскопа, який використовується для петрографічної діагностики мінералів у лабораторних умовах, та порядком роботи з ним.

**Д а н о:** навчальні поляризаційні мікроскопи.

**З а в д а н н я:** вивчити будову мікроскопа та навчитися самостійно налаштовувати мікроскоп до роботи.

**Х і д р о б о т и:** Поляризаційний мікроскоп, який використовується в лабораторній роботі, складається з штатива 1 (рис.6) з тубусом 2, в якому розміщені аналізатор 3 і лінза 4, яка використовується для вивчення явищ поляризації у світловому пучку, що сходиться. Аналізатор і лінза можуть висовуватись із прорізів у тубусі. Тубус можна піднімати або опускати за допомогою обертання кремальєрного гвинта 5 та мікрометричного гвинта 6, який має барабанчик з поділками. Для зручного використання штатив можна ставити у будь яке положення, закріплюючи його відповідним гвинтом.

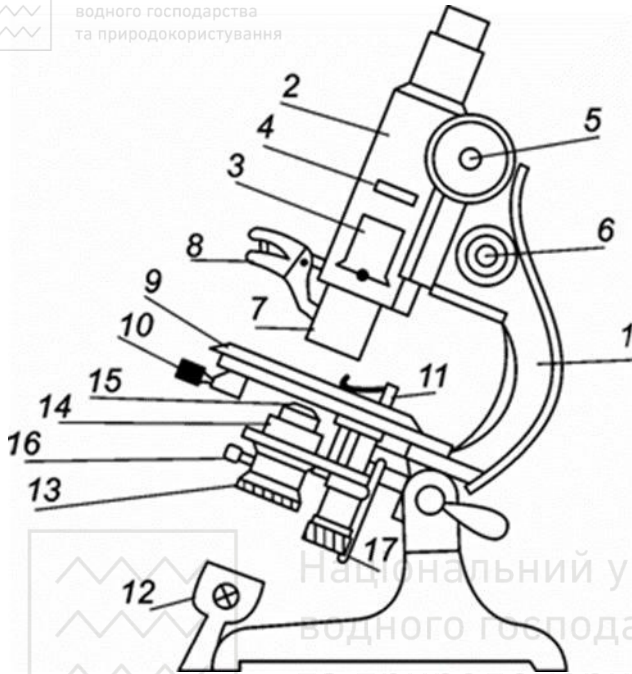


Рис.6. Будова поляризаційного мікроскопа

Об'єктив 7 закріплюється у тубусі пружинними щипцями 8, які своєю вилкою затискають виступ на його кільці. В цьому ж кільці є пристрій для центрування об'єктива.

Предметний столик 9 може обертатися навколо своєї осі. Кут повороту відлічують за лімбом на краю столика. Збоку знаходиться гвинт 10, який дає можливість закріпити предметний столик, тобто зробити його нерухомим. На столику знаходяться лапки 11, які служать для закріплення об'єкта, що досліджується. На предметному столику знаходиться пристрій для центрування об'єкта на предметному столику, за допомогою якого об'єкт можна плавно переміщувати у площині столика у двох взаємно перпендикулярних напрямках.



Під столиком знаходяться система освітлення 12, поляризатор 13 з освітлювальною лінзою і діафрагмою 14, конденсор 15, який служить для одержання пучка світла, що сходиться. Гвинт 16 служить для закріплення поляризатора у потрібному положенні. Уся освітлювальна система опускається за допомогою бокового гвинта 17 і тим же гвинтом вона може бути відведена в сторону.

**Слід взяти до уваги!** Мікроскоп треба оберегати від ударів і струсу, брати та ставити до футляра, не поспішаючи, обережно. Усі пристосування – об'єктиви, окуляри, лінзи – вводити та виводити плавно. Об'єктиви й окуляри необхідно оберегати від падіння. Скло окулярів, лінз та інших оптичних частин треба берегти від забруднень, не можна торкатися їх пальцями. Протирають оптику тільки чистою м'якою ганчіркою. Освітлювальну лампу не потрібно ставити дуже близько до мікроскопа, тому що від сильного нагрівання може розклеїтись поляризатор.

Для роботи штатив мікроскопа встановлюють у нахиленому положенні.

Виконання даної лабораторної роботи передбачає набуття кожним студентом індивідуальних знань про будову мікроскопа, що перевіряється викладачем в кінці пари.

#### **Лабораторна робота №4 Дослідження мінералів гірських порід за допомогою мікроскопа**

**Мета роботи:** ознайомлення з мікроскопічним методом досліджень гірських порід за допомогою мікроскопа - головним методом петрографічних досліджень.

**Д а н о:** навчальні поляризаційні мікроскопи та навчальні шліфи.

**З а в д а н н я:** навчитися за допомогою мікроскопа визначати оптичні характеристики мінералів гірських порід в шліфах та навчитися визначати належність досліджуваних мінералів до однієї з семи груп, розділених за показником заломлення.

**Х і д р о б о т и:** Головним об'єктом досліджень є шліфи. *Шліф* – це тонкий зріз (до 0,03 мм) гірської породи, який кріплять на



предметному склі, так званім канадським бальзамом і закривають зверху накривним склом. За допомогою поляризаційного мікроскопа вивчають лише ті мінерали, які в шліфах є прозорими (хоча макроскопічно переважна більшість таких мінералів непрозора).

Шліф закріплюють на предметному столику мікроскопа, розташованому між нижнім ніколем (поляризатором) та об'єктивом, за допомогою так званих лапок або змочивши нижню поверхню предметного скла водою.

*Перед початком роботи мікроскоп треба перевірити:*

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

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

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

відцентрувати мікроскоп. Центр обертання столика мікроскопа та об'єктив відцентровані, якщо вибране зерно, суміщене з перехрестям ниток окуляра, під час обертання столика мікроскопа залишається на місці. Якщо зерно "сходить" з перехрестя ниток і в разі повного обертання ( $360^\circ$ ) описує коло,



зсуваючись з нього, це означає, що об'єктив розцентрований. Центрування виконують за допомогою центрувальних гвинтів, які встановлюють у "вусики" об'єктива. Для цього шліф переміщують на столику мікроскопа, щоб сумістити якесь зерно з центром ниток. Після цього повертають столик мікроскопа на  $180^\circ$  і центрувальними гвинтами зерно пересувають на половину відстані (радіуса) описаного зерном кола до перехрестя ниток. Потім пересувають шліф руками так, щоб це ж зерно знову сумістити з перехрестям ниток, і повторюють цю операцію доти, доки вибране зерно не буде на місці під час обертання столика мікроскопа.

При роботі з поляризаційним мікроскопом спочатку рекомендується розглянути об'єкт з виключеними поляризатором і аналізатором, тобто вивчити препарат, освітлений простим (неполяризованим світлом). Це дає можливість ознайомитися із взаєморозміщенням, формою і розміром окремих зерен, тобто встановити основні елементи структури речовини.

Потім препарат вивчається з одним нижнім ніколем (поляризатором). Верхній ніколь-аналізатор при цьому не задіяний (виведений з роботи). В даному випадку можна спостерігати за формою зерен (габітус), визначити спайність окремих мінералів, показники заломлення кристалів і забарвлення кристалів в прохідному світлі (плеохроїзм), що дає можливість розділити кристали на оптично ізотропні і анізотропні. Зміна забарвлення кристалів зв'язана з поглинанням (абсорбцією) променів спектра різної довжини хвилі. Плеохроїзм спостерігається при повороті предметного столика.

При оформленні результатів лабораторної роботи необхідно записати номер навчального шліфа, результати спостережень за заданим для визначення мінералом (форма зерен, спайність, забарвлення, плеохроїзм) та висновок про належність до однієї з оптичних груп за значенням показника заломлення.

### **Теоретичний матеріал**

*Форма зерен (або габітус).* У шліфах ми спостерігаємо плоскі перерізи кристалів. За формою розрізняють такі кристали: 1) ізометричні – характерно для кристалів кубічної сингонії

(флюориту, гранату та ін.); 2) таблицеподібні – більшість зрізів має форму видовжених табличок (характерно для польових шпатів, амфіболів); 3) призматичні – видовжені брускоподібні зрізи з рівними кінцевими гранями (характерно для піроксенів, рогових обманок, апатиту, силіманіту, андалузиту та ін.); 4) призматично-дипірамідально-видовжені зрізи, які закінчуються по краях пірамідами (кристали циркону, рутилу, олівіну та ін.); 5) тичкуваті (співвідношення довгої та короткої осей – 10–20:1) і гол-часті (> 20:1) – видовжені зрізи з загостреними кінцями (кристали актиноліту, силіманіту, тремоліт, воластоніту та ін.); 5) волокнисті – дуже тонкі, ниткоподібні, часто вигнуті кристали (асбест, фіброліт, волокнистий гіпс); 6) лускоподібні (пластинчасті, лускуваті) – зрізи паралельні та перпендикулярні до площини спайності, мають пластинчасті форми, часто без правильних обрисів (слюди, тальк, хлорити).

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

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

*Спайність* – це здатність мінералів розколюватись уздовж площин паралельно до дійсних або можливих кристалографічних граней, що пояснюють будовою просторової



гратки. Під мікроскопом у шліфах спайність виявляється у вигляді паралельних темних ліній (тріщин), за витриманістю яких можна розрізняти ступінь досконалості спайності. *Дуже досконала спайність* – тріщини витримані, тонкі та чіткі, розташовані на близькій відстані одна від одної (подібна спайність властива слюдам). *Досконала* – тріщини спайності добре витримані, проте товстіші та рідкісніші. Подібну спайність мають амфіболи та піроксени, польові шпати, карбонати, скаполіт, андалузит, флюорит. *Недосконала* – тріщини спайності поодинокі та невитримані у вигляді окремих рисочок (олівін, апатит, нефелін).

У шліфах залежно від розрізу зерна спостерігають спайність в одному, інколи у двох напрямках. Спайність є важливою діагностичною ознакою деяких мінералів.

*Забарвлення та плеохроїзм мінералів.* Забарвлення мінералів зумовлене вибірковою, тобто неоднаковою поглинанням (абсорбцією) у мінералі променів різних довжин хвиль. Мінерали, які пропускають усі промені спектра, виглядають у шліфах безбарвними.

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

Явище зміни забарвлення мінералу відповідно до зміни напрямку коливань хвиль називають *плеохроїзмом*. Його спостерігають тільки при аналізаторі (тобто в разі одного ніколя). Розрізняють три види плеохроїзму: забарвлення не змінюється, проте змінюється його інтенсивність; змінюється забарвлення, інтенсивність не змінюється; змінюється забарвлення та інтенсивність.

Розрізняють дві схеми плеохроїзму: біотитову і турмалінову. Для мінералів, які плеохроюють за біотитовою схемою, характерне



інтенсивніше забарвлення тоді, коли видовження мінералу паралельне до напрямку коливань променя, який вийшов з поляризатора (поляризатор зазвичай орієнтують так, щоб напрям коливань променів відбувався паралельно до вертикальної нитки окуляра мікроскопа<sup>3</sup>). Мінерали, які плеохроюють за турмаліновою схемою, навпаки, виявляються густіше забарвленими в положенні, поперечному до напрямку коливань променів.

*Показник заломлення* – одна з найважливіших властивостей мінералу. Про відносний показник заломлення мінералу можна зробити висновок за смужкою Бекке, чіткістю контуру мінералу, наявністю так званої шагреневої поверхні та дисперсійного ефекту. *Смужку Бекке* спостерігають у разі одного поляризатора зі злегка прикритою діафрагмою на межі двох середовищ (мінералів або мінералу та канадського бальзаму). Під час піднімання тубуса мікроскопа смужка рухається на речовину (мінерал або бальзам) з більшим показником заломлення, а під час опускання – на речовину з меншим показником заломлення. Коли роблять шліф, його проварюють канадському бальзамі (його отримують зі смоли). Тому ми постійно спостерігаємо в шліфах бальзам поряд з мінералами.

Мінерали, які суттєво відрізняються за показником заломлення від канадського бальзаму, мають певний рельєф: вони ніби здіймаються (або опускаються) порівняно з канадським бальзамом. Мінерали з показниками заломлення, близькими до канадського бальзаму, мало відрізняються від бальзаму. Канадський бальзам рельєфу не має і під час спостережень у разі одного нікола виглядає як порожнє місце.

Поверхня мінералів у шліфах має нерівності, це зумовлює нерівномірний розподіл променів світла. Чим більша різниця показників заломлення мінералів і канадського бальзаму, тим ліпше виявлена ця поверхня нерівна (*шагренева*). Якщо ж мінерал і канадський бальзам мають близькі показники заломлення, то шагреневої поверхні не видно. Дисперсійний ефект (В.М. Лодочникова) простежується на межі двох безбарвних мінералів (або середовищ), у яких показники заломлення близькі. Смужка Бекке в цьому випадку забарвлена: з боку мінералу, що має більший



показник заломлення, у синювато-зеленкуватий колір, а з боку мінералу, що має менший показник, – у золотисто-жовтий. Цей ефект зумовлений заломленням хвиль різної довжини (тобто хвиль монохроматичного світла) під час переходу з одного середовища в інше.

Відомий петрограф В.М. Лодочников усі прозорі мінерали за абсолютною величиною показника заломлення розділив на сім груп.

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

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

Група II (показник заломлення – 1,47-1,53). Рельєф мінералів слабковиражений, шагренової поверхні немає або вона ледь помітна, дисперсійний ефект видно добре (золотисто-рожевий); смужка Бекке прямує на бальзам (калієві польові шпати, лейцит, нозеан, содаліт, вулканічне скло, багате на кремнезем – сполуку  $\text{SiO}_2$ ).

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

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

Група V (показник заломлення – 1,61-1,66). Рельєф та шагренева поверхня чітко виражені; дисперсійний ефект добре видно (зеленкуваті відтінки на межі канадським бальзамом та



мінералами першої, другої груп), смужка Бекке прямує на мінерал (апатит, актиноліт, тремоліт, топаз, біотит).

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

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

### **Лабораторна робота №5 Макроскопічне вивчення магматичних порід кислого складу та їх петрографічний опис**

**Мета роботи:** ознайомлення з основними представниками кислих гірських порід за музейною і роздатковою колекціями.

**Д а н о:** роздатковий навчальний матеріал – колекція кислих гірських порід, шкалу твердості мінералів, фарфорову шорстку пластинку – бісквіт, 10 % розчин соляної кислоти, лупи, скло.

**З а в д а н н я:** макроскопічно ідентифікувати та описати найбільш поширені кислі гірські породи.

**Х і д р о б о т и:** Визначаються гірські породи кислого складу за їх структурно-текстурними особливостями та мінеральним складом. Здійснюється контроль визначень - встановлюється ідентичність заданих для визначення гірських порід кислої групи у відповідності з типовими породами музейної колекції. Результати визначень записуються за наступною схемою:

- 1) *Колір.* Колір гірських порід різноманітний, оскільки мінерали, які їх складають, забарвлені в різні кольори. Слід зазначити при описі кольору наявність ізольованих скупчень мінералів (шлірів та ін.) та, відповідно, їх колір.;
- 2) *Структура.* При визначенні структури слід використовувати дані до лабораторної роботи №2;



3) *Текстура*. При визначенні текстури теж використовуються дані до лабораторної роботи №2;

4) *Мінеральний склад*. Дати перелік *породотвірних мінералів* (окремо салічних та окремо фемічних) та їх (макроскопічно визначений) процентний склад. Кількісні співвідношення головних мінералів виражаються в об'ємних відсотках по відношенню до всього об'єму породи або ж окремо виділеної (як правило більш рівної і прирівненої до 100%) частини породи.;

5) Крім породотвірних, описуються також *акцесорні, вторинні, рудні мінерали*. Вторинні мінерали, якщо їх можна виявити без мікроскопа (хлорит, епідот, серпентин та ін.) при підрахунках кількісних співвідношень просумовуються з тими первинними, по яких вони розвинулись.

6) *Генезис*. Вказується спосіб утворення – порода плутонічна (глибинна інтрузивна), вулканічна (ефузивна), гіпабісальна (породи малих інтрузій та субвулканічних тіл) чи жильна. Генезис породи визначається за її структурно-текстурними особливостями. Структури плутонічних порід повнокристалічні, Вулканічні породи характеризуються афіровою (відсутні вкрапленики) або порфіровою структурою (виділяються вкрапленики на фоні склуватої, напівсклуватої, напівкристалічної або прихованокристалічної основної маси). За структурно-текстурними ознаками гіпабісальні та жильні породи поділяють на дрібно-, тонко-, рівномірнозернисті та порфірові або порфіроподібні нерівномірнозернисті.;

7) *Опис головних мінералів*. Опис мінералів включає переважаючі розміри кристалічних зерен, їх форму і діагностичні ознаки, за якими можна безпомилково назвати мінерал.;

8) *Назва породи*. Визначається за сукупністю всіх ознак (структурно-текстурних та мінерального складу). Рекомендується назвати петрохімічний ряд (нормальний, сублужний, лужний) та родину, до якої належать визначені гірські породи.

### **Теоретичний матеріал**

За петрографічною класифікацією до кислих належать породи із вмістом кремнезему від 64 до 74–76 % у найкисліших різновидах. Головними породоутворюючими мінералами кислих



порід є кварц (25-35%), калієвий польовий шпат (35-40%), кислий плагіоклаз (15-25%), біотит (5-15%), рідше мусковіт (0-3%) і рогова обманка. Кислі породи характеризуються високим вмістом кремневої кислоти (понад 65%), незначним вмістом кольорових компонентів (3-12%) і загальним світлим забарвленням.

До кислих порід нормального ряду належать породи із вмістом кремнезему понад 64 % при сумі лугів менше 8 %.

*Плутонічні породи.* За сучасними класифікаційними схемами залежно від вмісту кремнекислоти у межах групи пропонується виокремлювати три підгрупи, які відповідають трьом родинам: гранодіоритів (64– 68 % SiO<sub>2</sub>), гранітів (68–73 % SiO<sub>2</sub>) та лейкогранітів (> 73 % SiO<sub>2</sub>).

Більшість кислих порід як нормальної, так і підвищеної лужності характеризуються *середньо- та крупнозернистою будовою і типовою гранітовою структурою*, де плагіоклази та кольорові мінерали мають тенденцію до утворення гіпідіоморфних, а в жильних і гіпабісальних різновидах – ідіоморфних кристалів, між якими розташовані різко ксеноморфні кристали кварцу та калієвого польового шпату. Деякі гранодіорити та граніти характеризуються *порфіроподібною структурою*, де порфіроподібні кристали представлені ортоклазом або мікрокліном. Деякі порфіроподібні граніти характеризуються зональною будовою порфіроподібних виділень. Така картина спостерігається в гранітах рапаківі, де округлі порфіроподібні кристали калішпату іноді оточені олігоклазовою оболонкою. Таку структуру називають *овоїдною* (лат. ovum – яйце). Досить часто в гранітах спостерігаються графічні або мікрографічні зростки монокристалів калішпату з кварцом. У грубозернистих пегматитах графічна будова добре розрізняється макроскопічно.

Гіпабісальні та жильні породи нерідко характеризуються порфіровою, або рівномірноюзернистою дрібнозернистою, частіше всього *аплітовою структурою*. Остання характеризується однаковим ксеноморфізмом обох головних мінералів, що становлять породу, – польових шпатів і кварцу.

Головними первинними породотвірними мінералами порід нормального ряду є кварц, польові шпати, біотит, рідше амфіболи

та мусковіт, дуже рідко – гранати і кордієрит. Первинні акцесорні мінерали репрезентовані цирконом, апатитом, монацитом, ксенотимом і магнетитом.

До родини *гранодіоритів* належать *тоналіти* та *гранодіорити*. Ці породи характеризуються різкою перевагою плагіоклазу (25–45 % An) над калієвим польовим шпатом, кількість якого зазвичай не перевищує 20 %. Загальний вміст кольорових мінералів становить приблизно 8–25 %, а кварцу від 18 до 25 %.

Родина *гранітів* об'єднує досить широкий спектр порід із вмістом  $\text{SiO}_2$  від 68 до 73 % при сумі  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 7$  %. До цієї родини належать *плагіограніти* та *низьколужні граніти* та їхні різновиди.

*Граніти* – (від латинського “грануле”- зерно) інтрузивні повнокристалічні світлі породи. Макроскопічно в граніті можна розрізнити кварц, польовий шпат і слюду (звичайно біотит, значно рідше мусковіт), іноді буває рогова обманка.

Перехідні до гранодіоритів різновиди гранітів називають *адамелітами*.

Граніти, в яких польові шпати представлені головним чином плагіоклазами (при вмісті калішпату менше 10 %), називаються *плагіогранітами*.

Особливу різновидність утворюють так звані гіперстенові граніти, серед яких двопольовошпатові різновиди дістали назву *чарнокітів*, а плагіоклазові – *ендербітів*.

До родини *лейкогранітів* належать породи із вмістом  $\text{SiO}_2 > 73$  %. Порівняно з власне гранітами лейкограніти характеризуються більшим вмістом кварцу, кислішим складом плагіоклазу (альбіт, альбіт-олігоклаз), низьким (зазвичай  $< 3$  %) вмістом кольорових мінералів, здебільше представлених слюдами – біотитом і мусковітом.

*Жильні породи* гранітних масивів представлені мікрогранітами, гранодіорит- та граніт-порфірами, аплітами.

Термін *апліт* (1823, грец. *ἀπλόος* – простий) було введено для позначення жильних порід гранітного складу, що не містять кольорових мінералів. Апліти утворюють жили потужністю від



декількох сантиметрів до декількох метрів, які перетинають материнські породи.

*Граніти пегматити* (1913, грец. πήματος – міцний зв'язок) - це крупно- та гігантозернисті породи. У зв'язку з неоднорідною або зональною будовою тіл, які вони утворюють, спостерігаються значні варіації розмірів кристалів і структур у різних зонах.

Як і в глибинних аналогах вміст лугів у кислих вулканічних породах нормального ряду не перевищує 8 %. До цієї групи належать вулканічні породи, що за вмістом кремнекислоти поділені на родини: дацитів – від 64 до 68 %, ріодацитів – 68–73 % та ріолітів – 72–78 %. Породи із вмістом  $S iO_2$  у 62– 64 % відносять до порід проміжного складу – андезидацитів. Дацити є вулканічними аналогами гранодіоритів, ріодацити – власне гранітів ( переважно низьколужних), а ріоліти – лейкогранітів.

*Ріоліти* (застаріла назва ліпарити) мають той же мінеральний склад, що і граніти, але калієвий польовий шпат тут представлений більш високотемпературним різновидом – санідином. Мають порфірову структуру. В порфірових вкрапленнях знаходяться кварц або польовий шпат.

*Дацити* світло-сіра, зеленувато-сіра, рідше темно-сіра, порфірова або афірова порода, яка містить у вкрапленнях плагіоклаз (андезин), рідше калійнатрійовий польовий шпат, рідко кварц і темноколірні мінерали: амфібол, піроксен, біотит. Останні іноді бувають присутніми в ріодацитах і майже не трапляються в ріолітах.

До *сублужних кислих плутонічних порід* належать граніти і гранітоїди, що об'єднуються в три родини – граносієнітів (64–69 %  $S iO_2$ ), сублужних гранітів (69–73 %  $S iO_2$ ) і сублужних лейкогранітів ( $S iO_2 > 73$  %).

Породи *родини граносієнітів* за складом посідають проміжне положення між гранітами та сієнітами. Тому їхній склад порівняно з породами нормального ряду родини гранодіоритів характеризується підвищеним вмістом калішпату відносно плагіоклазу.

Звичайно це зернисті сірувато-розові або червоно-сірі породи, до складу яких входить калішпат – мікроклін або ортоклаз,



плагіоклаз (олігоклаз-андезин), кварц і мафічні мінерали (рогова обманка, біотит, значно рідше клінопіроксен). До цієї родини можна віднести граніти-рапаківі. Рапаківі (фін. гара – гнилий, kivi – камінь) охоплюють низку порід, склад яких змінюється від граносієнітів до сублужних гранітів. Характерною рисою рапаківі є овоїдальна будова порфіроподібних кристалів калієвого польового шпату, часто оточених олігоклазовою оболонкою.

Серед порід родини сублужних гранітів наявні калішпатові та мікроклін-альбітові види, головною відміною яких від гранітів нормального ряду є різка перевага калієвого польового шпату над плагіоклазом. Зовнішньо *мікроклін-альбітові граніти* відрізняються світлим, рожевим, сіруватим, жовтуватим, іноді зеленувато-блакитним (амазонітові різновиди) забарвленням, часто неоднорідною плямистою будовою, обумовленою нерівномірним розподілом тонкозернистого цукроподібного агрегату альбіту та округлих зерен кварцу, присутністю пегматоїдних ділянок.

Серед порід родини *сублужних лейкогранітів* треба відмітити *сублужні аляскіти*, в яких кольорові мінерали майже відсутні, а калішпат різко переважає над плагіоклазом аж до повного витиснення. Характерними мінералами аляскітів є кварц, калішпат, незначна кількість альбіт-олігоклазу та поодинокі зерна темноколірних мінералів, репрезентованих здебільшого біотитом. Серед акцесоріїв поширені магнетит, гематит, циркон, флюорит, монацит.

Жильні породи гранітоїдів сублужного ряду представлені дрібно- і тонкозернистими ашистовими різновидами глибинних порід. До діашістових різновидів належать пегматити, які характеризуються зональною будовою. Для самої зовнішньої зони характерна аплітова будова, яка ближче до центра змінюється графічною, де кварц і польові шпати містяться в графічних зростках ("письмовий граніт"). Графічна зона змінюється блоковою, складеною великими блоками кварцу та польових шпатів і окремими гніздами біотиту або мусковіту. Усередині блочної зони часто розташовуються відокремлення кварцу. Нарешті, у центральних частинах деяких пегматитів є величезні порожнини, стіни яких покриті крупними (інколи до декількох метрів)



кристалами гірського кришталю або моріону, польових шпатів, слюд, топазу та інших мінералів.

За мінеральним складом *сублужні вулканічні породи* близькі до порід нормального ряду, відрізняючись від них головним чином загальною підвищеною лужністю. *Виділяються три родини вулканітів – трахідацитів, трахіріодацитів і трахіріолітів.* При цьому на відміну від кислих вулканічних порід нормального ряду серед вкраплеників сублужних порід не обов'язкова присутність кварцу.

Ряд лужних гранітоїдів формується родинami лужних граносієнітів (лужних сієногранітів) (64–70 % SiO<sub>2</sub>), лужних гранітів (68–73 % SiO<sub>2</sub>) і лужних лейкогранітів (SiO<sub>2</sub> > 73 %), головною відміною яких від відповідних порід сублужного та нормального ряду є поряд з підвищеним вмістом лугів присутність в їхньому складі лужних темноколірних мінералів.

### **Лабораторна робота №6 Макроскопічне вивчення та опис магматичних порід середнього складу**

**Мета роботи:** ознайомлення з основними представниками середніх гірських порід за музейною і роздатковою колекціями.

**Д а н о:** роздатковий навчальний матеріал – колекцію середніх гірських порід, шкалу твердості мінералів, фарфорову шорстку пластинку – бісквіт, 10 % розчин соляної кислоти, лупи, скло.

**З а в д а н н я:** макроскопічно визначити та описати найбільш поширені середні гірські породи нормального, сублужного та лужного ряду.

**Х і д р о б о т и:** Визначаються гірські породи середнього складу з роздаткової колекції за їх структурно-текстурними особливостями та мінеральним складом. Після завершення визначень встановлюється відповідність заданих для визначення гірських порід середньої групи типовим зразками музейної колекції. Описуються визначені породи за схемою, поданою в описі лабораторної роботи №5.



## Теоретичний матеріал

Загальними рисами мінерального складу середніх порід є переважний вміст польових шпатів, кисліших, ніж в основних породах, та менша кількість кольорових мінералів. Серед останніх панівне положення посідають амфіболи, рідше спостерігаються піроксени та біотит, а олівін у плутонічних породах має підпорядковану роль. Особливостями хімічного складу порід цієї групи є досить значне коливання вмісту кремнезему (53–64 %), високий вміст глинозему.

*Плутонічні породи нормального ряду* об'єднані в родину діоритів, яка включає габродіорити, діорити та кварцові діорити.

До *габродіоритів* належать породи, що є перехідними між габро та діоритами. Головними породотвірними мінералами є плагіоклаз андезин-лабрадорового складу, моноклінний та ромбічний піроксени, по яких розвивається частіше всього рогова обманка.

До *діоритів* належать середньозернисті або порфіроподібні породи, складені на 55-70 % плагіоклазом (у лейкократових породах – до 95 %) та роговою обманкою, рідше моноклінними та ромбічними піроксенами. Другорядними мінералами може бути кварц, кількість якого не перевищує 5 %. Серед акцесорних мінералів – апатит, магнетит, рідше сфен, циркон, ільменіт.

*Кварцові діорити* відрізняються від діоритів головним чином більшим вмістом кремнезему (56–64 %), присутністю кварцу (5–20 %) та майже виключно біотит-амфіболовим складом кольорових мінералів.

*Жильні породи середнього складу* представлені мікродіоритами та діорит-порфіритами, що звичайно мають той же склад, що й діорити, але відрізняються структурою (або мікрозернистою або порфіровою).

*Середні вулканічні породи нормального ряду* об'єднано в родину андезитів, що включає магнезіальні андезибазальти (52–58 %  $\text{SiO}_2$ ), андезибазальти – вулканічні аналоги діоритів (53–64 %  $\text{SiO}_2$ ) та андезити – аналоги кварцових діоритів (56–64 %  $\text{SiO}_2$ ). Найчастіше андезибазальти та андезити характеризуються порфіровою структурою. Найпоширенішим мінералом як у



вкраплениках, так і в основній масі порід родини є плагіоклаз. Піроксен звичайно є другим характерним мінералом, рогова обманка переважно зустрічається в деяких різновидах андезитів і в найбільш багатих на кремнезем різновидах андезибазальтів. Характерною особливістю є наявність серед вкраплеників магнетиту та титаномагнетиту. Серед другорядних, але досить поширених мінералів андезитів є кварц переважно ксеногенного походження. З акцесорних мінералів для порід цієї групи типовими є голчастої форми апатит, іноді циркон, порівняно рідко – гранат і кордієрит.

*Андезибазальти* – темно-сірі, майже чорні породи, які мають порфірову будову із вмістом вкраплеників (від 5-10 до 45-50 %), представлених плагіоклазом, ромбічним і моноклінним піроксеном, інколи роговою обманкою та олівіном. *Андезити*, як і андезибазальти, це переважно порфірові породи, серед вкраплеників яких зростає відносна роль плагіоклазів. Залістисті андезити, вкраплениками в яких є основний плагіоклаз, клінопіроксен (авгіт або піжоніт-авгіт), а в основній масі міститься до 20 % магнетиту, називаються *ісландитами*.

До групи *середніх порід сублужного ряду* належать гірські магматичні породи із вмістом кремнекислоти 53-64 % за вмістом лугів від 5-7 до 9-14 %.

За Петрографічним кодексом (1999) середні плутонічні породи сублужного ряду об'єднуються в *родини монцодіоритів, монцонітів і сієнітів*.

Найпоширенішими серед середніх сублужних порід є безкварцові та кварцвмісні сієніти. Це порівняно лейкократові породи, в яких салічні мінерали значно переважають над кольоровими. Залежно від складу польових шпатів і кольорових мінералів серед сієнітів виділяють два види: власне сієніти (двопольовошпатові) та лужнопольовошпатові сієніти (однопольовошпатові, калішпатові).

*Власне сієніти* складені калієвим польовим шпатом (ортоклазом, мікрокліном або мікроклін-пертитом), плагіоклазом (альбітом, олігоклазом, андезином, дуже рідко лабрадором), роговою обманкою, біотитом, піроксенами. Серед другорядних



мінералів можуть бути присутніми олівін, кварц, кількість яких, звичайно не перевищує декількох відсотків. При вмісті кварцу від 5 до 15 % сієніти переходять у кварцові сієніти (граносієніти) – породи проміжні між сієнітами та сублужними гранітами.

У *лужнопольовошпатових сієнітах* плагіоклаз майже повністю відсутній. Зрідка спостерігаються поодинокі зерна альбіту. Склад темноколірних мінералів майже такий, як у власне сієнітах, але поряд зі звичайною роговою обманкою або замість неї часто присутній гастингсит, баркевікіт, керсутит, олівін, іноді нефелін.

*Монцодіорити* – сірі, темно-сірі плутонічні породи проміжного складу між діоритами та монцонітами. Складаються з андезину, авгіту, рогової обманки, біотиту та кварцу.

*Монцоніти* являють собою рожево-сірі та темно-сірі породи з непостійним кількісно-мінералогічним складом. Головними породотвірними мінералами є плагіоклаз, ортоклаз і кольорові мінерали (авгіт, рогова обманка, біотит), до яких можуть додаватися кварц (збільшення вмісту до 5-15 % приводить до появи кварцових монцонітів), олівін і гіперстен. До кольорових мінералів просторово тяжіють скупчення акцесорних мінералів – магнетиту, титаніту, апатиту, іноді циркону. Головною відмінною монцонітів від сієнітів є одночасно підвищений вміст кольорових мінералів (до 30-35 %) і більш основних плагіоклазів.

*Жильні породи сублужного ряду* представлені жильними різновидами монцонітів і сієнітів, що відрізняються від плутонічних утворень дрібнозернистою структурою, а також жильними лампрофірами, серед яких найбільшим розповсюдженням користуються вогезити та мінети.

*Вогезити* складаються з калієвого польового шпату (звичайно ортоклаз), амфіболу, іноді присутній авгіт. Кількість темноколірних мінералів досягає 35 %, більша частина яких формує вкрапленики. Іноді вміщує плагіоклаз. *Мінета* – лампрофіри з фенокрисалами флогопіт-аніту, рідше амфіболів. В основній масі, крім біотиту, присутній ортоклаз і невелика кількість плагіоклазу. Акцесорні мінерали представлені апатитом і магнетитом.



*Вулканічні* *сублужні* *породи* репрезентовані родинами трахіандезибазальтів - латитів, трахіандезитів - кварцових латитів і трахітів.

*Родина трахіандезибазальтів - латитів* об'єднує *породи* із вмістом  $\text{SiO}_2 = 52-58\%$  і сумою лугів від 5 до 7,6-8,2%. Перші є вулканічними аналогами монцодіоритів, а другі – монцонітів.

*Трахіандезибазальти та латити* у більшості своїй порфірові *породи*, головними мінералами вкраплеників яких можуть бути плагіоклаз, моноклінний піроксен, титаниста рогова обманка, рідко олівін, до яких у латитах приєднується калієвий польовий шпат. В основній масі, крім перелічених мінералів, постійно присутні магнетит, апатит, іноді флюорит, титаніт і бурувате або зеленувате скло.

*Породи родини трахіандезитів і кварцових латитів* порівняно з породами попередньої родини більш поширені. Вони відрізняються більшим вмістом  $\text{SiO}_2$  (53-65%) і лугів (від 6 до 10%). На відміну від андезитів у породах цієї родини серед кольорових мінералів майже не зустрічається ромбічний піроксен, але значно зростає роль амфіболу та моноклінних піроксенів підвищеної титановості.

*Трахіандезити* як і трахіандезибазальти не містять самостійних мінеральних утворень калінатрового польового шпату. За хімічним складом трахіандезити є вулканічним еквівалентом кварцових монцодіоритів.

Головною відмінною *кварцових латитів* – вулканічних аналогів кварцових монцонітів є присутність як у вкраплениках, так і в основній масі калієвого польового шпату та кварцу. Калішпат, кількість якого в основній масі й у вкраплениках приблизно однакова, репрезентований ортоклазом або санідином. Кварц, навпаки, спостерігається тільки в основній масі й дуже рідко у вкраплениках, де кристали його звичайно ідіоморфні. У порфірових різновидах вкрапленики становлять від 10 до 40%. В основній масі *породи* плагіоклаз може бути присутнім у кількості до 40%, а вулканічне скло – до 60-90%.

*До родини трахітів* належать трахіти та кварцові трахіти. *Власне трахіти* є вулканогенними аналогами сіенітів. Це *породи*



самого різноманітного кольору (світло-сірого, рожево-сірого, жовтого, лілового до чорного), порфірової, рідше афірової будови та підвищеної пористості, яка і обумовила шорсткувату нерівну поверхню. Головними породотвірними мінералами трахітів є санідин (анортотлаз), плагіотлаз середнього, рідше основного складу, з підпорядкованою кількістю рогової обманки підвищеної титановості, біотиту та моноклінного піроксену.

*Палеотипні аналоги трахітів* – трахітові порфіри або ортофіри, складені ортоклазом або мікрокліном, альбітизованими плагіотклазами, розкладеними кольоровими мінералами (найчастіше хлорит в асоціації з магнетитом, карбонатом і сфеном). Альбітизовані породи називаються *кератофірами* або *альбітофірами*. В останніх плагіотлаз і калішпат повністю заміщені альбітом. Ступінь змін їх настільки інтенсивний, що визначити первинний склад цих порід майже неможливо.

До *середніх порід лужного ряду* - належать магматичні породи із вмістом кремнекислоти від 53 до 64 % і сумарним вмістом лугів від 7 до 23 %, які у своєму складі можуть мати лужні кольорові мінерали та фельдшпатоїди.

*Середні плутонічні породи лужного ряду* об'єднано у дві родини: лужних безфельдшпатоїдних сієнітів і фельдшпатоїдних сієнітів – світлих лейкократових порід, сумарний вміст кольорових мінералів в яких менше 30 %.

У *лужних безфельдшпатоїдних сієнітах* на відміну від власне сієнітів підвищений вміст лугів зумовлюється в основному альбітовим складом плагіотклазів і значним вмістом калінатрового польового шпату.

*Фельдшпатоїдні сієніти* порівняно з іншими породами мало поширені й становлять менше 1 % всіх магматичних порід. Це зазвичай зернисті, світло-сірого кольору породи із зеленуватим або жовтуватим відтінком, головними породотвірними мінералами яких є лужні польові шпати, що сумарно становлять 20-85 %, фельдшпатоїди – 5-40 % та фемічні мінерали – 5-40 %. Характерними вторинними мінералами є содаліт, канкриніт (хоч ці мінерали можуть бути і первинно-магматичними), цеоліти, натрові слюди.



Залежно від складу польових шпатів фельдшпатоїдних (нефелінових) сієнітів виділяють *нефелін-калішпатові* (фойяїти, ювіти), *нефелін-альбіт-калішпатові* (луяврити, міаскіти) та *нефелін-альбітові різновиди* (маріуполіти, канадити).

З нефеліновими сієнітами пов'язані *жильні* нефелінові мікросієніти, тингуаїти, а також нефелінові сієнітові-порфіри, нефелін-сієнітові пегматити, апліти та лампрофіри.

*Середні вулканічні фельдшпатоїдні породи лужного ряду* зустрічаються ще рідше, ніж їхні плутонічні аналоги. Представлені вони родинами лужних трахітів і фонолітів.

*Лужні трахіти* – петрохімічні еквіваленти лужних сієнітів відрізняються від власне трахітів присутністю лужних кольорових мінералів і кислим складом плагіоклазу, кількість якого як і у вкраплениках, так і в основній масі підпорядкована калієвому польовому шпату.

*Фоноліти* – порфірові зеленувато-сірі породи, складені санідином, нефеліном, діопсидом та егірином, лужними амфіболами, які можуть зустрічатися у вкраплениках і в основній масі за різкої переваги серед вкраплеників світлих мінералів. Палеотипні аналоги фонолітів називаються *фонолітовими порфірами*.

## **Лабораторна робота №7 Макроскопічне вивчення та опис магматичних порід основного складу**

**Мета роботи:** ознайомлення з основними представниками основних гірських порід за музейною і роздатковою колекціями.

**Д а н о:** роздатковий навчальний матеріал – колекцію основних гірських порід, шкалу твердості мінералів, фарфорову шорстку пластинку – бісквіт, 10 % розчин соляної кислоти, лупи, скло.

**З а в д а н н я:** макроскопічно визначити та описати найбільш поширені основні гірські породи.

**Х і д р о б о т и:** Визначаються гірські породи основного складу з роздаткової колекції за їх структурно-текстурними особливостями та мінеральним складом. Після завершення визначень



встановлюється ідентичність заданих для визначення гірських порід за типовими зразками музейної колекції. Результати визначень описуються за схемою, поданою в лабораторній роботі №5.

### Теоретичний матеріал

Основні породи утворюють велику, дуже важливу групу порід, головними мінералами яких є плагіоклази та піроксени, а вміст кремнезему змінюється від 44 до 53 %.

За мінералогічною класифікацією до порід групи належать безкварцові піроксен-плагіоклазові породи, в яких залежно від їхньої лужності можуть бути присутні інші польові шпати та фельдшпатоїди. Також до породотвірних мінералів основних порід належать олівіни та амфіболи.

До групи *основних порід нормальної лужності* віднесені породи, що містять від 44 до 53 %  $\text{SiO}_2$ , 2–4 % лужних компонентів і від 20 до 45–50 % лужно-земельних або основ ( $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  та  $\text{FeO}$ ), завдяки чому вони і отримали свою назву *основні породи*, або *базити*.

*Основні плутонічні породи нормального ряду* поділяють на дві родини: піроксенітів-горнблендитів (основних ультрамафітів) і габроїдів (основних мафітів) із вмістом кремнекислоти 42–54 %.

Родина *піроксенітів-горнблендитів* (основних *ультрамафітів*) об'єднує породи, складені переважно піроксенами (піроксеніти) або амфіболами (горнблендити). Вміст цих мінералів у породах родини не може бути меншим 60 %. Як другорядні типоморфні мінерали можуть бути присутні перш за все олівіни (до 40 % в олівінових піроксенітах), а також гранат, шпінеліди, слюди.

Родина *габроїдів* (основних *мафітів*) об'єднує базитові плутонічні породи, складені з основного плагіоклазу, кліно- та ортопіроксену, інколи олівіну чи рогової обманки.

*Габро*, крім основного плагіоклазу та моноклінного піроксену, інколи містять більшу чи меншу кількість другорядних мінералів – олівіну, ромбічного піроксену, кварцу, рогової обманки, магнетиту та ільменіту, значно рідше біотиту, сфену, апатиту та сульфідів.



*Норит* характеризується наявністю двох головних породотвірних мінералів – основного плагіоклазу та ортопіроксену. Другорядні мінерали майже такі, що і в габро, додається тільки авгіт або діопсид-авгіт.

*Габронорит* – характеризується змінним співвідношенням орто- та клінопіроксену. Як другорядні мінерали можуть бути присутніми рогова обманка та олівін.

*Троктоліти* за розповсюдженням підпорядковані габро та габроноритам. Складені плагіоклазом та олівіном. Як другорядні мінерали зустрічаються піроксени та зелена шпінель.

*Анортозити* – це ультралейкократові породи середньо- до гігантозернистої будови, складені понад 90 % з основного плагіоклазу – найчастіше лабрадором (лабрадорити), бітовнітом (бітовнітити), рідше анортитом (анортитити).

У масивах габроїдів поширено *жильні породи*, серед яких виділяються мікрогабро- (габроапліти) та габро-пегматити.

Найпоширенішими *основними вулканічними породами* є базальти, їхні порфірові палеотипні аналоги – базальтові порфірити (з розкладеним склом), їхні повнокристалічні аналоги – долерити і діабазити.

*Базальти* – це темно-сірі або чорні ефузивні породи зі щільною або пористою основною масою, яка може включати вкрапленики (20–25 %) піроксену, олівіну, основного плагіоклазу, рідше рудних мінералів (титаномагнетиту та ільменіту). Основна маса базальтів складена мікролітами (дрібними кристалами) плагіоклазу, кольорових і рудних мінералів у вулканічному склі.

При повній розкristалізації скла у приповерхневих чи поверхневих умовах базальти переходять у *долерити*. Це породи, які відрізняються від базальтів тільки повнокристалічною структурою.

Палеотипні аналоги називаються *діабазитами*. Плагіоклази в діабазитах сосюритизовані або альбітизовані, а кольорові мінерали заміщені хлоритом актинолітом або волокнистою роговою обманкою. Діабазити у зв'язку з великою кількістю вторинних зелених мінералів у зразках мають темно-зелений колір, тоді як долерити – чорний.



Залежно від вмісту кольорових мінералів і кремнекислоти серед основних вулканітів виокремлюють три родини: пікробазальтів (пікродолеритів) (42–52 % SiO<sub>2</sub>); піжонітових базальтів та долеритів (47–52 % SiO<sub>2</sub>); гіперстенових базальтів (48–53 % SiO<sub>2</sub>).

Основні породи підвищеної лужності характеризуються підвищеним вмістом лугів ( $K_2O + Na_2O = 0.5–10\%$ ) при вмісті SiO<sub>2</sub> = 44–53 %.

Сублужні плутонічні породи, що належать до рідкісних, порівняно малопоширені й представлені двома родинами сублужних піроксенітів (44–48 % SiO<sub>2</sub>) та сублужних габроїдів (40–55 % SiO<sub>2</sub>).

Вулканічні сублужні породи об'єднано в родину сублужних базальтів – трахібазальтів зі значною різноманітністю видів. Породи родини трахібазальтів відрізняються відносно низьким вмістом кремнезему (переважно меншим 50 %), підвищеним вмістом лугів ( $K_2O + Na_2O = 3–9\%$ ), титану (близько 2 %) та фосфору (більше 0,5 %).

Основні вулканічні та плутонічні породи лужного ряду – досить рідкісні породи. Характерним для них є високий вміст лугів (5–20 %), при характерному для основних порід вмісті SiO<sub>2</sub>, підвищений вміст заліза ( $Fe_2O_3 + FeO = 8–10\%$ ) та MgO (5–8 %).

Основні плутонічні породи лужного ряду представлені трьома родинами: основних фойдолітів (44–50 % SiO<sub>2</sub>); лужних габроїдів (44–50 % SiO<sub>2</sub>) основних фельдшпатоїдних сіенітів (44–53 % SiO<sub>2</sub>). Найпоширеніші породи – породи родини лужних габроїдів. Це природні утворення, що характеризуються досить високим вмістом глинозему та лугів, а за кількістю кремнезему відповідають породам нормального ряду. Залежно від характеру фельдшпатоїду серед порід родини виділяють такі головні види: з нефеліном – *тераліт* (нефелін-плагіоклазове габро) та *есексит*, з анальцимом – *тешеніт*. Найбільш поширеними є тераліт та есексит, які пов'язані між собою поступовими переходами і розрізняються вмістом лужних польових шпатів – у тералітах він відносно рідкісний мінерал, в есекситах – навпаки.



Основні польовошпатові фельдшпатоїдні вулканічні породи лужного ряду найширше представлені родиною лужних базальтоїдів. Родина лужних базальтоїдів включає породи, які мають зовнішній вигляд базальтів, але відрізняються від останніх лужним характером, що виражається у високому вмісті лугів (6-11 %) і, відповідно, присутністю фельдшпатоїдів (до 40 %). Найпоширенішими видами порід родини є *тефрити* та *нефелінові трахібазальти* (натрієвий ряд), *лейцитові тефрити* та *лейцитові трахібазальти* (калієвий ряд).

## Лабораторна робота №8 Макроскопічне вивчення та опис магматичних порід ультраосновного складу

**Мета роботи:** ознайомлення з основними представниками ультраосновних гірських порід за музейною і роздатковою колекціями.

**Д а н о:** роздатковий навчальний матеріал – колекцію ультраосновних гірських порід, шкалу твердості мінералів, фарфорову шорстку пластинку – бісквіт, 10 % розчин соляної кислоти, лупи, скло.

**З а в д а н н я:** макроскопічно визначити та описати найбільш поширені ультраосновні гірські породи.

**Х і д р о б о т и:** Визначаються гірські породи ультраосновного складу з роздаткової колекції за їх структурно-текстурними особливостями та мінеральним складом. Після завершення визначень встановлюється відповідність заданих для визначення гірських порід типовим зразкам музейної колекції. Описуються визначені породи за схемою, поданою в описі лабораторної роботи №5.

### Теоретичний матеріал

До групи ультраосновних порід належать породи, які містять менше 44%  $\text{SiO}_2$  і мають високий вміст  $\text{MgO}$  (34-46%) та заліза (до 22%). Ультраосновні породи часто називають ультрабазитами.



Клас *плутонічних ультраосновних порід нормального ряду* поділяють на дві родини: дунітів-олівінітів; перидотитів. Породи цього класу складені різними комбінаціями трьох головних породотвірних мінералів – олівіну, ортопіроксену, клинопіроксену, тобто переважно лише фемічними мінералами. Плагіоклаз може бути наявний лише у невеликій кількості як другорядний мінерал.

*Родину олівінітів-дунітів* поділяють на два види – олівініти та дуніти. *Олівініти* складаються з олівіну (90% і більше) та титаномagnetиту (до 10%), а *дуніти* з олівіну (95-97%) та хроміту (близько 3%). Макроскопічно *дуніти* це зеленкувато-сірі, зелені до чорних породи, які під час вивітрювання стають коричнево-бурими. У більшості випадків дуніти інтенсивно серпентинізовані; у цьому разі вони набувають характерної сітчастої структури – сітка складена серпентином. Макроскопічно *олівініти* – одноманітні масивні темно-сірі до чорних з зеленуватим відтінком на свіжому зламі породи, під час вивітрювання на них з'являється бура, коричнева скоринка. Порівняно з дунітами олівініти відрізняються дещо меншою кількістю Mg (відповідно більшою Fe та Ti) і різноманітнішим переліком домішок – розсіяних елементів. Так само, як і дуніти олівініти в більшості випадків підлягають серпентинізації.

До *родини перидотитів* належать породи, які містять олівін і піроксени в сумірних кількостях (тобто олівіну в них менше 90%). Виділяють чотири види перидотитів: гарцбургіти, лерцоліти, верліти, роговообманкові перидотити.

*Перидотити*, зазвичай, середньозернисті породи темно-зеленого, темно-сірого або ж чорного забарвлення, які складені переважно з олівіну і піроксену при переважанні олівіну (назва породи походить від старої назви олівіну «перидот»). Олівін присутній у вигляді жовтувато-зелених зерен неправильної форми; піроксен табличчастої форми, майже чорний, з металовидним блиском. Можуть вміщувати хроміт, магнетит, ільменіт. Характеризуються масивною, плямистою чи псевдопорфіровою будовою.

*Гарцбургіти* складаються з олівіну (40-90%) та ортопіроксену (10-60%). У невеликій кількості можуть містити



клінопіроксен, рогову обманку, хромшпінелід. Зовнішньо вони мало відрізняються від дунітів, з якими часто утворюють спільні масиви.

*Лерцоліти* складаються з 40-80% олівіну, 10-50% ортопіроксену та клінопіроксену в змінних кількісних співвідношеннях. Для лерцолітів характерна значна мінливість кількісних співвідношень усіх трьох головних породотвірних мінералів навіть в одному магматичному тілі. Від дунітів, гарцбургітів лерцоліти відрізняються світлішим відтінком сірого кольору і плямистими поверхнями вивітрювання.

*Верліти* складаються з олівіну (40-90%) та клінопіроксену (10-60%), клінопіроксен здебільшого відповідає діосиду, рідше авгіту. Зовнішньо – це темно-сіро-зелені породи з масивною або так званою псевдопорфіроподібною структурою – незмінений клінопіроксен зберігається у вигляді псевдовкраплеників на фоні серпентинізованої основної маси.

*Роговообманкові перидотити* містять, окрім олівіну, ортопіроксену та клінопіроксену, до 40% рогової обманки.

Як бачимо, ультраосновні плутонічні породи нормального ряду складені лише фемічними (мафічними) мінералами. Тому такі породи називають ще ультрамафічними. В природі існують також інші породи, складені темnobарвними мінералами – це *піроксеніти*. Вони також ультрамафічні, але кількість  $\text{SiO}_2$  в них перевищує 44%, тобто вони не ультраосновні, а основні.

Ультраосновні вулканічні породи нормального ряду об'єднані в одну родину пікритів, де виділяють три види: меймечити, власне пікрити та коматіїти.

*Меймечити* – порфірові ефузиви, складені з темно-сірої до чорної основної маси, на фоні якої містяться від 20 до 80% вкраплеників олівіну. Розмір вкраплеників може сягати 2-5 см по довжині.

*Власне пікрити* – темно-зелені до чорних породи, які відрізняються від меймечитів більш кислим складом. Ці відмінності простежуються у тому, що в складі порфірових вкраплеників, окрім олівіну, наявні клінопіроксен (діосид-авгіт, авгіт, титаноавгіт),



зрідка рогова обманка, біотит чи флогопіт. Кількість вкрапленників коливається від 30 до 70%, розміри можуть сягати 5-8 см.

*Коматііти*, як окремі вид ефузивів ультраосновного складу, були виділені недавно – в 1970 р. За складом практично не відрізняються від пікритів, але мають дуже характерну структуру, яка свідчить про швидке застигання розплаву. В них виникають скелетні дендритоподібні або голчасті кристали олівину та клінопіроксену, які плавають в тонкозернистій основній масі, складеній вулканічним склом або дрібними скелетними кристалами піроксену, дендритовидними кристалами хромшпінеліду та магнетиту. Зовнішній вигляд коматіітів залежить від розміру порфірових вкрапленників – в одних випадках порфірову структуру добре видно макроскопічно, в інших – її можна побачити лише під мікроскопом.

*Ультраосновні породи сублужного ряду* малопоширені й представлені безфельдшпатоїдними ультраосновними ультрамафітами із вмістом лугів від 0,3 до 8 %. Типоморфними мінералами порід цієї групи є сублужні піроксени, рогова обманка, флогопіт, присутність яких поряд із породотвірними олівинами зумовлює до підвищення вмісту лугів.

До *гіпабісальних ультраосновних лампрофірових порід підвищеної лужності* віднесена родина *кімберлітів*, що об'єднує досить широку групу порід, в якій останнім часом розрізняють кімберліти базальтоїдні та кімберліти слюдяні. За сучасними уявленнями кімберліти розглядаються як ультрамафічна порода, яка складається з великої кількості серпентинізованого олівину із змінною кількістю флогопіту, ортопіроксену, карбонату та хроміту. Вони включають у себе піроповий гранат, монтичеліт, рутил, перовськіт, а також алмаз. Зовнішньо це порфірові, здебільшого сильно брекчійовані, інтенсивно змінені серпентинізовані та карбонатизовані темні зеленувато-чорні або світлі блакитно-сірі породи з порфіровими виділеннями олівину (форстериту) різних розмірів, а іноді також флогопіту, піропу та пікроільменіту, що занурені в тонкозернисту серпентин-карбонатну масу. Характерною ознакою кімберлітів є насиченість їх уламками найрізноманітніших порід.



До групи вулканічних порід належать породи родини сублужних пікритів. Родина включає біотит-піроксенові пікрити, збагачені слюдою (до 10 % і більше), та роговообманково-піроксенові пікрити, збагачені роговою обманкою.

До ультраосновних порід лужного ряду належать недосичені кремнеземом ультраосновні фельдшпатоїдні безпольовошпатові породи, загальний вміст лугів в яких перевищує 1–2 %. На відміну від ультраосновних ультрамафітів нормального ряду породи лужного ряду можуть, крім кольорових мінералів, вміщувати будь-яку кількість світлих мінералів, представлених звичайно нефеліном, лейцитом або мелілітом. Як плутонічні, так і вулканічні породи лужного складу цієї групи дуже малопоширені.

## **Лабораторна робота №9 Ідентифікаційна макроскопічна діагностика та опис метаморфічних гірських порід**

**Мета роботи:** ознайомлення з найбільш поширеними метаморфічними гірськими породами за музейною і роздатковою колекціями.

**Д а н о:** роздатковий навчальний матеріал – колекцію метаморфічних гірських порід.

**З а в д а н н я:** визначити метаморфічні гірські породи та їх ступінь метаморфізму.

**Х і д р о б о т и:** Визначення метаморфічних порід слід починати з встановлення їх мінерального складу. Другою важливою ознакою є текстура. Мають значення також структура і колір. Опис метаморфічних порід проводиться за подібним планом, що і магматичних – вказується колір породи, структура, текстура, мінеральний склад, назва породи. При наявності відмічаються сторонні вclusions і вкраплення, прожилки. Після опису породи додатково вказується тип метаморфізму та назва вихідної породи. Слід зазначити, що це лише попереднє визначення. Для повного і впевненого розв'язання цих питань необхідно в'яснити умови залягання порід та їх співвідношення з оточуючими породами, що можливо лише в польових умовах. В процесі визначень



рекомендується звертатися з типовими зразками метаморфічних порід музейної колекції.

### Теоретичний матеріал

*Метаморфізм* (грец. μεταμορφωσις – перетворення) – це істотне перетворення мінерального (речовинного) складу й структури гірських порід первинно осадового, магматичного або метаморфічного походження, яке відбувається без розплавлення у твердому стані внаслідок ендегенних процесів. Здебільшого метаморфізм веде до часткової або повної перекристалізації породи, у результаті чого зникають старі мінеральні асоціації й виникають нові. При цьому вихідні породи настільки змінюються, що розпізнати їхню первинну природу за мінеральним складом і структурою часто неможливо. Причини метаморфізму – зміна температури, тиску та концентрації тих чи інших хімічних елементів.

Мінеральний склад метаморфічних порід визначається специфікою їхнього походження.

Умовно мінерали метаморфічних порід можна поділити на декілька груп.

Перша група - *мінерали поширені як у магматичних, так і метаморфічних породах*. Сюди належать олівіни, піроксени, амфіболи, польові шпати та кварц. Досить рідкісними є лужні піроксени та амфіболи. Друга група – *типові мінерали осадових і метаморфічних порід*, зокрема карбонати. Третя група - *мінерали власне метаморфогенного походження*. Серед них є мінерали, багаті на глинозем, які утворюються при контактному та регіональному метаморфізмі глини і глинистих порід (ставроліт, кордієрит, дистен, силіманіт, андалузит, діаспор, хлорити та хлоритоїди, турмалін), а також мінерали, багаті на кальцій та магній, які кристалізуються при метаморфізмі порід первинно-осадового (вапняків, доломітів, карбонатних сланців, мергелів тощо) і магматичного (ультраосновних і основних порід) генезису, багатих на ці компоненти (тальк, серпентин, брусит, флогопіт, антофіліт, кумінгтоніт, жедрит, омфацит, гранат, епідот, воластоніт, везувіан та ін.).



Серед структур метаморфічних порід досить чітко виокремлюються п'ять груп, що різняться специфічними особливостями будови й умов формування: кристалобластичні, тектонобластичні, тектонообластичні, реліктові та метасоматичні.

*Кристалобластичні структури* характерні для порід регіонального й контактового метаморфізму, в яких мінерали первинних порід зазнали повної перекристалізації в нових термодинамічних умовах. До характерних особливостей кристалобластичних структур належать як правильні, ізометричні, так і неправильні форми мінералів, однакова орієнтація лінійновитягнутих кристалів, численні вclusions одних мінералів в інших, розташування мінералів у вигляді скупчень. Залежно від розміру кристалів, що формують метаморфічні породи, виокремлюють мікро- (< 0,2 мм), дрібно- (0,2–1,0 мм), середньо- (1,0–5,0 мм), крупно- (5,0–15,0 мм) та гігантокристалічні (> 15,0 мм) структури.

*Катакластична структура* виникає внаслідок роздрібнювання порід і характеризується тим, що уламки породи або кількох порід змішані й не пов'язані між собою мінеральними новоутвореннями.

*Тектонобластичні структури* утворюються внаслідок тектонічних перетворень порід в умовах метаморфізму високих ступенів. Структура в широкому розумінні утворюється внаслідок фізичного руйнування первинної породи з одночасною перекристалізацією тонкороздрібненої міжуламкової маси.

*Реліктові, або залишкові, структури* властиві метаморфічним породам низьких ступенів перекристалізації вихідних порід, в яких збереглися залишки первинних магматичних, осадових або метаморфічних структур. Такі структури зазвичай позначають словом *бласто*, яке ставиться перед назвою реліктової структури – бластогранітова, бластопсефітова, бластокластична і т. д.

*Метасоматичні структури* поширені в метасоматитах і виникають унаслідок заміщення одних мінералів іншими. Ці структури зовні схожі на кристалобластичні, але для них типовим є



широкий розвиток явищ заміщення і корозії, а також скелетного росту мінералів і захоплення одних мінералів іншими.

Серед текстур метаморфічних порід, як правило, виокремлюють власне метаморфічні та реліктові, або залишкові, що збереглися від вихідних порід.

Серед власне метаморфічних текстур найпоширеніші сланцюваті (паралельно-сланцювата, лінійна, стеблиста, очкова, лінзоподібна смугаста, плейчаста, мікроплейчаста) та масивні (однорідна, брекчієподібна, плямиста й вузлувата) текстури.

*Сланцюватість* – здатність метаморфічних порід розколюватися на паралельні пластинки невеликої товщини завдяки паралельно орієнтованим таблитчастим, лускатим і витягнутим мінералам.

*Кварцити* – це породи, складені кварцом з домішкою інших мінералів, кількість яких не може перевищувати 25 %. Коли мінерали оксидів заліза перебільшують 25 %, кварцити переходять у залізисті кварцити. Різновидом залізистих кварцитів є *джеспіліти* – сланцюваті породи, в яких перешаровуються магнетит-гематитові та кварцові прошарки.

*Сланці* є найпоширенішими утвореннями серед метаморфічних порід. Їхньою головною особливістю є сланцюватість. Вони притаманні низьким ступеням метаморфізму, характеризуються дрібнозернистою сланцюватою будовою. Для слабометаморфізованих глинистих осадових порід використовують термін *філіт*. Це дрібнозернисті із шовковистим блиском сланцюваті метаморфічні породи, що складаються головним чином із кварцу, серициту, хлориту, з домішкою біотиту та альбіту. Для низькотемпературних сланців, складених хлоритом, епідотом, кварцом з домішкою актиноліту, альбіту та карбонату звичайно застосовують термін *зелені сланці*.

*Кристалічні сланці* на відміну від низькотемпературних сланців об'єднують досить велику групу порід середнього й високого ступеня метаморфізму. Серед них мають власні назви гнейси, амфіболіти та грануліти. *Гнейси* – це середньо- або крупнозернисті кристалічні сланці, складені одним чи двома польовими шпатами, кварцом і кольоровими мінералами й



утворилися тільки при високих та середніх ступенях метаморфізму. За складом вони відповідають гранітоїдам (гранітам, гранодіоритам, кварцовим діоритам, сієнітам) з обов'язковою перевагою польових шпатів над кварцом. Якщо польовошпатовий мінерал представлений плагіоклазом, порода називається плагіогнейсом. *Виділяють орто- та парагнейси.* Перші виникають при глибокому метаморфізмі гранітоїдів і кислих ефузивів, а другі – глинистих і піщано-глинистих порід. *Грануліти* – це породи суттєво польовошпатового складу із кварцом або без нього Темноколірні мінерали в них звичайно не вміщують гідроксильної групи. Найхарактернішим мінералом серед них є гранат. *Амфіболіти* на відміну від гнейсів є бімінеральні роговообманково-плагіоклазові кристалічні сланці, які як другорядні мінерали можуть містити біотит, гранат, піроксен або епідот. Вони виникають за рахунок досить інтенсивного метаморфізму ультраосновних, основних і середніх магматичних порід, а також осадових порід, багатих на фемічну складову.

*Мармури* – це суттєво карбонатні метаморфічні породи із вмістом карбонатів більше 95 %. Вони виникають при метаморфізмі вапняків і доломітів.) При вмісті в породах карбонатів не менше 50 % з домішкою силікатів або кварцу ( від 5 до 50 %) їх називають силікатними або кварцовими мармурами, а також кальцифірами.

Дрібнозернисті силікатні та алюмосилікатні метаморфічні породи, які виникають в екзоконтактовій зоні магматичних тіл в умовах контактового метаморфізму, незалежно від складу називають *роговиками*.

## **Лабораторна робота №10 Ідентифікаційна макроскопічна діагностика та опис метасоматичних порід**

**Мета роботи:** ознайомлення з найбільш поширеними метасоматичними утвореннями за музейною і роздатковою колекціями.

**Д а н о:** роздатковий навчальний матеріал – зразки метасоматичних гірських порід.



**З а в д а н н я:** визначити метасоматичні гірські породи за їх структурами, текстурами та мінеральним складом.

**Х і д р о б о т и:** За діючими факторами метасоматичні породи належать до продуктів термально-флюїдного метаморфізму.

На відміну від метаморфічних порід метасоматичні породи найчастіше характеризуються простим мінеральним складом, утворюючи мономінеральні та бімінеральні породи. Відповідно, визначення метасоматитів слід починати із визначення мінерального складу породи. Опис метасоматичних порід проводиться за знайомим із попередніх лабораторних робіт планом – вказується колір породи, структура, текстура, мінеральний склад, назва породи. За типовими асоціаціями породотвірних мінералів (див. довідниковий матеріал) визначається група – кислотні, нейтральні чи лужні метасоматити. Контроль визначень здійснюється шляхом співставлення породи, що визначається, з відповідними метасоматичними породами з музейної колекції.

### **Теоретичний матеріал**

Метасоматичні породи охоплюють групу досить різноманітних кристалічних утворень, особливістю яких є те, що первинні мінерали вихідних порід заміщуються новоутвореними із суттєвою зміною хімічного складу та структури без суттєвої зміни об'єму. За речовинним складом серед метасоматичних порід (метасоматитів) за типовими асоціаціями породотвірних мінералів виділяється три групи:

- *кислотні метасоматити*, походження яких обумовлено привнесенням кислотних компонентів і виносом основ (грейзени, березити, лиственіти, вторинні кварцити та інші з парагенезисом наступних мінералів: кварц, мусковіт, кіаніт, силіманіт, андалузит);
- *нейтральні метасоматити*, виникнення яких обумовлено привнесенням лужноземельних компонентів і виносом кислотних компонентів (скарни, серпентиніти, епідозити, пропіліти та інші з парагенезисом - клінопіроксени, кордієрити, амфіболи, гранати, хлорити, серпентини тощо);



- **лужні метасоматити**, що виникають в умовах лужного метасоматизму – привнесення лугів і виносу кислотних і лужно-земельних компонентів (феніти, альбітити, калішпатові метасоматити, гумбеїти з парагенезисом - ортоклаз, мікроклін, альбіт, лужні піроксени та амфіболи).

В польових умовах фіксуються наступні особливості метасоматичних порід - границі їх з незміненими породами зазвичай різкі; вони не утворюють суцільного ореолу навколо інтрузії, а формують поклади неправильної форми вздовж тектонічних розривів, або приурочені до шарів певного складу вмісних порід.

*Грейзени* - це метасоматичні постмагматичні породи, які складаються переважно з кварцу та слюди (мусковіт, біотит, літієва слюда). Крім головних мінералів містить: топаз, флюорит, турмалін, берил, рутил. Залягають грейзени звичайно у вигляді неправильних за формою ділянок у гранітних масивах, переважно у крайових частинах та іноді в оточуючих породах.

*Березити* — метасоматична гірська порода, що складається з кварцу (25-50 %), альбіту (5-25 %), серициту (10-15 %), карбонату (до 10 %) і збагачена піритом.

*Лиственіти* — метасоматична гірська порода переважно кварцово-карбонатного складу, утворена по серпентинітах або інших ультраосновних метасоматичних гірських породах. Присутні мусковіт або серицит (що часто містять хром), польові шпати, хлорит, тальк, гематит, пірит. Структура гранобластова та лепідогранобластова, текстура смугаста, масивна, плямиста. Колір зелений, рідше жовтий, сірий.

*Скарни* — високотемпературна контактово-метасоматична гірська порода, що складається з кальцієвих, магнієвих, залізистих і манганових силікатів та алюмосилікатів. Текстура звичайно масивна, структура — повнокристалічна. Утворення скарнів — це результат дії на первинні гірські породи, переважно вапняки та доломіти, високотемпературних розчинів, які містили залізо, магній, кальцій, силіцій, алюміній та ін. метали.



### Базова література

1. Петрографія : підручник / Г. Г. Павлов. К. : Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет", 2014. 527 с. URL: <http://www.geol.univ.kiev.ua/lib/Petrography.pdf>

2. Свешніков К. І., Побережська І. В., Дорошенко Ю. П. Магматичні породи та породні сполучення (петрографія, петрологія, методи досліджень) : навч. посібник. Львів : Видав. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2010. 426 с. URL: <http://old.geology.lnu.edu.ua/PETRO/Publications.html>

3. Свешніков К. І., Побережська І. В. Природні сполучення магматичних порід : текст лекцій. Львів: Видав. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2005. 88 с. URL: <http://old.geology.lnu.edu.ua/PETRO/Publications.html>

4. Петрографічний кодекс України / відп. редактор І. Б. Щербаков. Київ, 1999. 81 с.

### Додаткова література

1. Белоусова О. Н., Михина В. В. Общий курс петрографии. М. : Недра, 1972.

2. Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. Петрография: В 2-х т. Пер. с англ. М.: Мир, 1985.

3. Даминова А.М. Породообразующие минералы. М.: Высшая школа, 1963.

4. Даминова А.М. Петрография магматических горных пород. М.: Недра, 1967.

5. Лапинская Т.А., Прошляков Б.К. Основы петрографии. М.: Недра, 1981.

6. Лодочников В.Н. Основы кристаллооптики. М.; Л.: Госгеоліздат, 1947.

7. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. М.: Госгеолтехиздат, 1955.

8. Петрография / Под ред. А.А. Маракушева. М.: Изд-во МГУ. Т 1. 1976. Т. 1981.

9. Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрография магматических и метаморфических пород. Л. : Недра, 1967.



### **Вимоги до оформлення і захисту лабораторних робіт**

Хід та результати виконання лабораторних робіт мають бути записані студентом власноручно в окремому зошиті. Кожна лабораторна робота захищається по мірі виконання.

Оцінювання лабораторних робіт проводиться за відсотком виконання у відповідності до вказаних у методичних вказівках вимог. Розподіл балів, що отримують студенти за виконану роботу, наведено в табл. 4.

Таблиця 4

### **Розподіл балів, що отримують студенти за виконання лабораторних робіт**

Лабораторні роботи	№1	№ 2	№ 3	№ 4	№ 5	№ 6	№ 7	№ 8	№ 9	№10
Бали	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3





## СИМВОЛИ МІНЕРАЛІВ

Авгіт	Augite	Aug
Акміт	Acmite	Acn
Актиноліт	Actinolite	Act
Альбіт	Albite	Ab
Альмандин	Almandine	Alm
Амфібол	Amphibole	Am
Анальцим	Analcime	Anc
Андалузит	Andalusite	And
Андезин	Andesine	Ans
Андрадит	Andradite	Anr
Аніт	Annite	Ann
Анкерит	Ankerite	Ank
Анортит	Anorthite	An
Антофіліт	Anthophyllite	Ath
Апатит	Apatite	Ap
Арфведсоніт	Arfvedsonite	Arf
Баркевікіт	Barkevikite	Bk
Біотит	Biotite	Bt
Бітовніт	Bytownite	Byt
Бронзит	Bronzite	Brn
Вайракіт	Wairakite	Wr
Воластоніт	Wollastonite	Wol
Вулканічне скло		Vt
Гастингсит	Hastingsite	Hs
Гаюїн	Hauyne	Ha
Геденбергіт	Hedenbergite	Hed
Гематит	Hematite	Hm
Гіперстен	Hypersthene	Hyp
Глаукофан	Glaukophane	Gln



Гортоноліт

Гранат

Графіт

Гросуляр

Грюнерит

Діалаг

Діаспор

Діопсид

Доломіт

Евдіаліт

Евліт

Егірин

Енстатит

Епідот

Жадеїт

Жедрит

Ільменіт

Істоніт

Калішпат

Кальсиліт

Кальцит

Канкриніт

Каолініт

Карбонат

Катафорит

Кварц

Керсутит

Кіаніт

Клінопіроксен

Кліноцоїзит

Кліноферосиліт

Кордієрит

Корунд

Кумінгтоніт

Лабрадор

Лавсоніт

Hortonolite

Garnet

Graphite

Grossular

Grunerite

Diallage

Diaspore

Diopside

Dolomite

Eudialyte

Eulite

Aegirine

Enstatite

Epidote

Jadeite

Gedrite

Ilmenite

Eastonite

Feldspar

Kalsilite

Calcite

Cancrinite

Kaolinite

Carbonate

Kataphorite

Quartz

Kaersutite

Kyanite

Clinopyroxene

Clinozoisite

Clinoferrosilite

Cordierite

Corundum

Cumingtonite

Labrador

Lawsonite

Hor

Gr

Gph

Gs

Gru

DI

Dsp

Di

Do

Eud

Eul

Aeg

En

Ep

Jd

Ged

Ilm

Eas

Fsp

Ks

Cc

Can

Kln

Cb

Kat

Qu

Krs

Ky

CPx

Czo

Cfs

Crd

Crn

Cum

Lab

Law

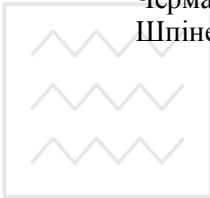


Лампрофіліт	Lamprophyllite	Lam
Лейцит	Leucite	Lc
Лепідоліт	Lepidolite	Lp
Лепідомелан	Lepidomelane	Lpd
Ломонтит	Laumontite	Laum
Магнезит	Magnesite	Ms
Магнетит	Magnetite	Mt
Меланіт	Melanite	Me
Меліліт	Melilite	Mel
Мікроклін	Microcline	Mi
Монацит	Monazit	Mnz
Монтичеліт	Monticellite	Mnt
Мусковіт	Muscovite	Mu
Натроліт	Natrolite	Nat
Нефелін	Nepheline	Ne
Нозеан	Nosean	Ns
Олівін	Olivine	Ol
Олігоклаз	Oligoclase	Olg
Ортит	Orthite	Ort
Ортоклаз	Orthoclase	Or
Ортопіроксен	Orthopyroxene	OPx
Перовскіт	Perovskite	Prv
Піжоніт	Pigeonite	Pg
Пірит	Pyrite	Pyr
Піроксен	Pyroxene	Px
Піроп	Pyrope	Pu
Піротин	Pyrrhotine	Pyrr
Пірофіліт	Pyrophyllite	Prl
Плагіоклаз	Plagioclase	Pl
Преніт	Prehnite	Pr
Псевдолейцит	Pseudoleucite	Lc'
Рибекіт	Riebeckite	Rbk
Рихтерит	Richterite	Ric
Рогова обманка	Hornblende	Hbl
Саліт	Salite	Sal
Санідин	Sanidine	San



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування

Серицит	Sericite	Src
Серпентин	Serpentine	Srp
Содаліт	Sodalite	Sod
Стильпномелан	Stilpnomelan	Stp
Фаяліт	Fayalite	Fa
Фенгіт	Phengite	Phe
Флогопіт	Phlogopite	Phl
Феросиліт	Ferrosilite	Fs
Форстерит	Forsterite	Fo
Хлорит	Chlorite	Chl
Хлоритоїд	Chloritoid	Chd
Хроміт	Chromite	Crt
Цеоліт	Zeolithe	Zl
Циркон	Zircon	Zr
Цоїзит	Zoisite	Zo
Чермакіт	Tschermakite	Ts
Шпінель	Spinelle	Sp



Національний університет  
водного господарства  
та природокористування