МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

ІГОР ПАПІШ, ОЛЕКСІЙ ТЕЛЕГУЗ

МІНЕРАЛОГІЯ ҐРУНТІВ І ҐРУНТОТВОРНИХ ПОРІД

Навчальний посібник

Львів
2024

УДК [549.8:552.52:631.48](075.8)
П 17

Рецензенти:

доктор геол.-мін. наук, член-кор. НАН України *І. М. Наумко*
(Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України)
доктор геогр. наук, проф. *І. П. Ковальчук*
(Національний університет біоресурсів і природокористування України)
доктор. геогр. наук, проф. *В. І.* Михайлюк
(Одеський державний аграрний університет)

Рекомендовано до друку
Вченою радою географічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка.
Протокол № 5 від 14.06.2023 року

Папіш Ігор
П 17 Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навчальний посібник / Ігор Папіш, Олексій Телегуз. – Львів : ЛНУ ім. Івана Франка, 2024. 464 с.
ISBN *

Охарактеризовано основні типи пухких континентальних відкладів і закономірності поширення ґрунтотворних порід. Проаналізовано роль гірських порід і мінералів у процесах педогенезу. Розкрито основи класифікації гірських порід і мінералів, особливості кристалохімії первинних і вторинних мінералів ґрунту, характеристики будови, складу і властивостей основних груп ґрунтових мінералів. Розглянуто вплив мінералогічного складу на формування фізичних і хімічних властивостей ґрунтів, характер поживного режиму та екологічну стійкість ґрунтової екосистеми. Висвітлено проблеми ґенези найбільш поширених у ґрунтах груп мінералів. Посібник присвячено вивченню глинистих мінералів ґрунтів і порід. Проведено усесторонній аналіз процесів утворення, трансформаційних змін, руйнування і переміщення глинистих мінералів у ґрунтах і породах, що дає можливість зрозуміти суть і механізм ґрунтотворних процесів через пізнання міжфазових взаємодій у системі мінеральна речовина – ґрунтовий розчин – органічна речовина. Визначено вплив мінералогічного складу на режим азотного, калійного і фосфорного живлення рослин. Висвітлено основні методи мінералогічного аналізу ґрунтів. Показано графічні схеми кристалічної будови мінералів, розроблено перелік лабораторних робіт, фахових запитань для самостійного опанування теоретичних і прикладних аспектів курсу “Мінералогія ґрунтів”. Посібник розроблено на основі засад Болонської декларації.

Для студентів спеціальності 103 Науки про Землю.

УДК [549.8:552.52:631.48](075.8)

© Папіш Ігор, Телегуз Олексій, 2024
© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2024

ISBN *

ЗМІСТ

Вступ. **Мінералогія і поняття про мінерал ……..…… 7**

Частина 1. **СИЛАБУС КУРСУ** ……...…….. 12

Частина 2. **НАВЧАЛЬНО-МЕТОДИЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ ТЕМ КУРСУ “МІНЕРАЛОГІЯ ҐРУНТІВ” …… …. 23**

Модуль 1

Розділ 1. **Материнська гірська та ґрунтотворна порода**…….….. 23

1. 1. Гірська порода в системі чинників ґрунтоутворення ….……. 25

1. 2. Роль гірських порід у ґрунтоутворенні …….…… 30

1. 3. Вплив материнських гірських порід на класифікацію ґрунтів.32

Розділ 2. **Магматичні породи …… 39**

2. 1. Хімічний і мінералогічний склад магматичних порід ……. 39

2. 2. Класифікація магматичних порід ……...……... 42

2. 3. Вивітрювання магматичних порід …….… 46

2. 4. Формування елювію магматичних порід і ґрунтоутворення .. 48

Розділ 3. **Пухкі осадові породи …….. 54**

3. 1. Склад і класифікація осадових порід ……..…….. 54

3. 2. Генетичні типи пухких континентальних відкладів …… 57

3. 2. 1. Піски ……...… 79

3. 2. 2. Глини ……..…… 86

3. 2. 3. Морені суглинки ……...…… 92

3. 2. 4. Покривні суглинки …… 97

3. 2. 5. Породи лесової формації ……..…... 99

3. 2. 6. Грубоуламкові породи ……...……. 105

3. 2. 7. Багаточленні породи ……...…… 106

Розділ 4. **Щільні осадові та метаморфічні породи ……..……. 110**

4. 1. Склад і класифікація метаморфічних порід …… 110

4. 2. Сланці ……. 111

4.3. Пісковики …… 113

4. 4. Карбонатні породи ……...……. 114

4. 5. Кременисті породи ……..…….……. 118

4. 6. Вулканічно-уламкові породи ……. 119

Завдання до модуля 1…… 122

Контрольні запитання до розділів модуля 1 ……. 122

Модуль 2

Розділ 5. **Властивості мінералів ……. 124**
5. 1. Морфологічні особливості …….. 134
5. 2. Прозорість ……. 135
5. 3. Забарвлення ……... 136
5. 4. Блиск і показник переломлення …….. 139
5. 5. Спайність і злом …… 140
5. 6. Твердість …… 142
5. 7. Щільність (питома вага) ……..…… 144
5. 8. Інші властивості мінералів …….. 145
Розділ 6. **Основи кристалохімії мінералів …… 151**
6. 1. Координаційне число і координаційний багатокутник ……. 151
6. 2. Радіуси і координаційні числа іонів ……..…….. 152
6. 3. Ізоморфізм і поліморфізм ……. 154
6. 4. Будова кристалічних ґраток шаруватих силікатів …..…….. 157
Розділ 7. **Мінерали грубих фракцій ґрунтів і порід……..…… 162**
7. 1. Класифікація і систематика мінералів …… 163
7. 2. Польові шпати ……...…… 170
7. 3. Слюди ……. 176
7. 4. Хлорити …….. 184
7. 5. Піроксени та амфіболи……..…… 186
7. 6. Цеоліти ……...…… 189
7. 7. Кварц і мінерали групи кремнезему ……..……. 193
Розділ 8. **Глинисті мінерали ……. 200**
8. 1. Класифікація глинистих мінералів …….. 200
8. 2. Мінерали групи каолініту (кандити) ……...…… 201
8. 3. Мінерали групи слюди та гідрослюди (іліти) ……..….. 209
8. 4. Мінерали групи монтморилоніту (смектити) ……..…… 217
8. 5. Мінерали групи вермикуліту ……...…… 229
8. 6. Мінерали групи хлоритів …….. 233
8. 7. Мінерали групи ґрунтових хлоритів ……...…… 237
8. 8. Група змішаношаруватих мінералів …… 241
Розділ 9. **Високодисперсні неглинисті мінерали …….…… 246**
9. 1. Палигорськіт і сепіоліт …….…… 246
9. 2. Алофани та імоголіт …….…… 250
9. 3. Мінерали сесквіоксидів Fe і Al …….…..… 256
Розділ 10. **Мінерали-солі …….. 268**
10. 1. Мінерали групи галіту ……..…… 269

10. 2. Мінерали групи ангідриту, гіпсу і мірабіліту …….. 273
10. 3. Мінерали групи кальциту …… 283
Розділ 11. **Ґенеза, трансформаційні зміни, руйнування і переміщення високодисперсних мінералів у ґрунті …….. 292**
11. 1. Функція “пам’яті” глинистого матеріалу…….. 293
11. 2. Синтез мінералів ……. 296
11. 3. Перетворення мінералів у ґрунтах……. 302
11. 3. 1. Перетворення мінералів грубих фракцій …… 303
11. 3. 2. Монтморилонітизація…… 306
11. 3. 3. Ілітизація ……...……. 310
11. 3. 4. Хлоритизація……..…… 313
11. 3. 5. Каолінітизація і фералітизація ……. 317
11. 4. Руйнування високодисперсних мінералів ……. 319
11.5.Переміщення і зміни фізичного стану глинистого матеріалу 322
11. 5. 1. Лесиваж …….……. 323
11. 5. 2. Оглинення …… 325
11. 5. 3. Супердисперсність глинистих мінералів …..……. 328
11. 6. Міцність зв’язків кальцію, магнію і калію у мінералах 330
Розділ 12. **Мінералогічний склад основних типів ґрунтів і порід … 335**
12. 1. Мінералогічний склад ґрунтотворних порід ……..…….. 335
12. 2. Закономірності поширення глинистих мінералів у ґрунтах 340
12. 2. 1. Підзолисті і дерново-підзолисті ґрунти ……..…… 344
12. 2. 2. Сірі лісові ґрунти ……... 347
12. 2. 3. Чорноземи ……..…… 351
12. 2. 4. Каштаноземи …….. 354
12. 2. 5. Сіроземи, такири і сіро-бурі ґрунти ……..... 355
12. 2. 6. Солонці і солонцюваті ґрунти ……. 356
12. 2. 7. Солоді …… 359
12. 2. 8. Буроземи …… 361
12. 2. 9. Жовтоземи ……. 363
12. 2. 10. Червоноземи і латерити …….…… 364
Розділ 13. **Методи дослідження глинистих мінералів ґрунтів …..….. 367**
13. 1. Методика і техніка підготовки ґрунтів до аналізу ……...… 369
13. 2. Рентгендифрактометричний аналіз ……...…… 380
13. 2. 1. Якісна оцінка мінералів …… 382
13. 2. 2. Кількісне визначення мінералів ……..…… 387
13. 3. Термічний аналіз …….…… 391

13. 4. Хімічні методи …….……..….. 403
13. 4. 1. Валовий хімічний аналіз мулистої фракції ……. 403
Завдання до модуля 2…….. 405
Контрольні запитання до розділів модуля 2……...…… 406
Розділ 14. **Лабораторні роботи**……..... 408
1. Прилади і матеріали для дослідження мінералогії ґрунтів ….. 408
2. Навчальна екскурсія мінералогічним музеєм …… 412
3. Діагностика і властивості піщаних порід …… 415
4. Діагностика і властивості глинистих порід ……...…. 419
5. Діагностика і властивості моренних суглинків …….. 422
6. Діагностика і властивості лесових порід ……...……. 427
7. Діагностика і властивості покривних суглинків ……...…. 430
8. Діагностика і властивості карбонатних порід ……...…. 432
9. Діагностика і властивості мінералів розчинних солей ……..… 434
10. Діагностика і властивості вулканогенних порід ……..… 437
11. Діагностика мінералів грубодисперсних фракцій ґрунтів ..… 440
12. Діагностика новоутворень Fe і Mn у ґрунтах і породах …..… 443
13. Діагностика новоутворень Ca у ґрунтахі породах …… 447
14. Виділення мулистої фракції з дрібнозему ґрунту …… 450
15. Кількісний аналіз глинистих мінералів …… 451

Частина 3. **КРИТЕРІЇ ОЦІНЮВАННЯ ЗНАНЬ СТУДЕНТІВ** …..... 453

Список літератури …… 455
Предметний покажчик…….. 459
Авторський покажчик…… 462

ВСТУП

Мінералогія і поняття про мінерал. Мінералогія входить до складу наук про Землю. ЇЇ традиційно відносять до геологічних наук, які досліджують земну кору. Сама назва “мінералогія” означає *вчення про мінерали*, яке охоплює широкий спектр питань про походження, будову, склад і властивості різних груп земних мінералів. Термін “*мінерал*” є досить давнім і походить від слова “*minera*”, що в перекладі зі старолатинської мови буквально означає “*рудний штуф*”, або кусок руди. Термін “мінерал” генетично пов’язаний із терміном “*гірська порода*”, будучи її невід’ємною складовою частиною. Зараз мінералами називають складові частини гірських порід і руд, які відрізняються один від одного за хімічним складом і фізичними властивостями (забарвлення, блиск, твердість тощо). Наприклад, біотитовий граніт як гірська порода складається з трьох головних мінералів різного складу: світлого польового шпату, сірого кварцу і чорної слюди (біотиту). Гірські породи можуть бути полімінеральними (складені кількома мінералами), як попередній приклад, або мономінеральними, як суцільна руда *магнітного залізняка*, який представлений майже “мономінеральним” агрегатом, складеним із кристалічних зерен *магнетиту*. Абсолютно хімічно і фізично однорідних мінералів у природі не існує.

З генетичного погляду мінерали є природними хімічними сполуками, рідше простими речовинами (самородними елементами, як *сірка*), що мають кристалічну будову, чітко визначений хімічний склад і утворились під впливом різних фізико-хімічних процесів у товщі земної кори. Різноманітні синтетичні продукти лабораторного чи заводського синтезу не називаються мінералами тому, що більшість з них не зустрічаються у природних умовах. Умовно називаються мінералами тільки ті штучні мінеральні утворення, які за своїм складом і кристалохімічною будовою відповідають природним мінеральним сполукам.

Абсолютна більшість хімічних з'єднань земної кори мають вигляд твердих мінералів, з відповідними хімічними та фізичними властивостями, що співвідносяться з їхнім хімічним складом і кристалічною будовою мінеральної речовини. Кожен мінерал формується у певних фізико-хімічних умовах (за відповідної температури, тиску і концентрації хімічних елементів у системі). Його кристалохімічна структура зберігається у незмінному стані доти, допоки умови зовнішнього середовища не перейдуть за межі його стійкого існування (наприклад, у процесі окислення чи відновлення, зниження або підвищення температури чи тиску). Такі умови визначають термодинамічну чи геохімічну стійкість мінералу. В ході розвитку геохімічних процесів земної кори багато мінералів змінюються, руйнуються або заміщуються іншими мінералами, які є більш стійкими у новоствореному середовищі. Завдяки своїм властивостям, різні мінерали мають різну термодинамічну і геохімічну стійкість до зміни середовища. Існує чимало мінералів, які можуть дуже тривалий час існувати у стані рівноваги у досить широкому діапазоні змін зовнішнього середовища. В умовах земної кори такими мінералами є *алмаз*, *топаз*, *графіт*, *корунд*, *рутил* тощо. Деякі з них (алмаз, корунд, топаз) крім природної термодинамічної стійкості, ще й очолюють відповідну десятибальну шкалу твердості мінералів земної кори.

Мінералогія – це наука про природні хімічні з'єднання (мінерали) земної кори, яка вивчає у тісному взаємозв'язку їхній склад, кристалічну будову, властивості, умови утворення, трансформацію і прикладне використання різних груп мінералів.

Мінералогічні дослідження спираються на закони точних наук – фізики, хімії, кристалографії, кристалохімії, фізколоїдної хімії. Фундаментальні уявлення про природу мінералів розвивались в міру розвитку головних подій в історії природознавства, найперше в галузі геології та інших природничих наук.

За визначенням академіка Володимира Вернадського, ґрунт є особливим *біокосним* (органо-мінеральним) тілом природи у верхній частині кори

вивітрювання гірських порід. У термодинамічних і біогеохімічних умовах земної поверхні материнська гірська порода поступово трансформується у ґрунтотворну породу педосфери. У процесі тривалого педогенезу ґрунт спершу повністю успадковує мінералогічний склад породи, поступово набуваючи нової якості у формі складних мінеральних, органічних та органо-мінеральних новоутворень різних хімічних з'єднань. Мінерали, що входили до складу ґрунтотворної породи, у процесі ґрунтоутворення стають ґрунтовими мінералами з притаманними їм характеристиками, властивостями і екологічними функціями. У процесі становлення ґрунту його мінеральна речовина суттєво визначає подальшу поведінку біокосної екосистеми у термодинамічних умовах тривалого функціонування педосфери.

Мінералогія ґрунтів загалом, особливо вчення про глинисті мінерали, на теперішній час сформувались як самостійний розділ циклу наук про Землю, у тому числі як самостійний розділ ґрунтознавства. Це пов'язано з тим, що мінерали грубих фракцій головно визначають фізичні властивості ґрунтів, будучи важливим джерелом зольних елементів ґрунту. Глинисті мінерали через велику хімічну активність і високу дисперсність впливають на фізико-хімічні властивості ґрунту і його родючість. Основна частина глинистого матеріалу знаходиться у найбільш тонкодисперсній – мулистій фракції (грубий і колоїдний мул). За класифікацією гранулометричних елементів України, до фракції мулу відносяться часточки розміром < 1 мкм (< 0,001 мм). За класифікацією ґрунтів WRB мулистій фракції відповідають часточки розміром < 2 мкм (< 0,002 мм).

Для більшості типів ґрунтів у складі мулистої фракції переважають окристалізовані глинисті мінерали підкласу шаруватих силікатів. У їхніх кристалічних ґратках як обов'язковий структурний компонент присутній шар кремнекисневих тетраедрів. Найпоширенішими у ґрунтах і ґрунтотворних породах глинистими мінералами є каолініти (кандити), слюди і гідрослюди (іліти), вермикуліти, монтморилоніти (смектити), хлорити, ґрунтові хлорити і

змішаношаруваті мінерали. Крім власне глинистих мінералів (токодисперсних шаруватих силікатів), у складі мулистих фракцій ґрунтів і ґрунтотворних порід зустрічаються мінерали, які відзначаються будовою кристалічної ґратки, яка є проміжною між стрічковими і шаруватими силікатами (сепіоліт-палигорськіт), деякі каркасні силікати (польові шпати), кварц, аморфні алюмосилікати (група алофанів), мінерали сесквіоксидів заліза і алюмінію (гетит, лепідокрокіт, гібсит), карбонати і деякі інші мінерали. Всі ці групи мінералів можуть бути присутні не тільки у складі мулистої фракції, але й більш грубих фракціях. Тому межа між тонко- і грубодисперсними фракціями первинних і вторинних мінералів, є досить умовною.

Глинисті мінерали відіграли важливу роль у формуванні кори вивітрювання, педосфери і біосфери загалом. Завдяки високій дисперсності глинисті мінерали характеризуються величезною питомою поверхнею (десятки і сотні $м^2$/г мінералу), внаслідок чого вони відзначаються великою хімічною активністю і адсорбційною здатністю. Каталітичні функції глинистих мінералів частково сприяли перетворенню органічних залишків у нафтопродукти. Глинисті мінерали могли відіграти певну роль у виникненні життя на Землі, сприяючи перетворенню амінокислот у протеїни. Глинисті мінерали підвищують здатність молекул води до дисоціації, що надає їй виразні кислотні властивості, вкрай важливі для формування депо поживних елементів ґрунту.

Дослідження вмісту і складу глинистих мінералів у ґрунтах має велике теоретичне і прикладне значення. Поверхня глинистих мінералів – це арена, на якій у ґрунтах неперервно відбуваються реакції сорбції-десорбції, фіксації і обміну катіонів та інших часточок, реакції гідратації і дегідратації, тобто протікають основні реакції взаємодії розчинів із силікатними компонентами ґрунту.

Вміст і склад глинистих мінералів визначають основні сорбційні властивості мінеральних ґрунтових горизонтів із низьким вмістом органічної речовини – різні види ємності катіонного й аніонного обміну, здатність до

фіксації ряду мінеральних і органічних компонентів та інші сорбційні характеристики.

Не тільки від вмісту мінералів грубодисперсних фракцій, але й від кількості та складу глинистих мінералів, залежать водно-фізичні і фізико-механічні властивості ґрунтів – їхня водоутримуюча здатність і вологоємність, фільтрація, липкість, пластичність, здатність до структуроутворення. Глинисті мінерали є основним чинником, що контролює режим калійного живлення рослин, визначає буферну здатність ґрунтів. Глинисті мінерали мають певний вплив на ґрунтові мікроорганізми, прямо і опосередковано регулюючи їхній склад і мікробіологічну активність ґрунту, чим впливають на процеси гуміфікації і мінералізації рослинних залишків, склад і властивості новоутворених специфічних і неспецифічних органічних з’єднань, сорбцію на глинистих кристалітах глинисто-гумусових комплексів.

У багатьох ґрунтах мінерали тонкодисперсних фракцій є прямим продуктом сучасного або давнього ґрунтоутворення. В усіх ґрунтах глинисті мінерали, які успадковані від породи, піддаються змінам у процесі ґрунтоутворення, інколи – аж до повного їхнього руйнування. Процеси утворення, трансформації, руйнування і переміщення глинистого матеріалу відносяться до числа найважливіших процесів формування ґрунтового профілю, вивчення яких необхідне для вирішення генетичних проблем і прикладних завдань ґрунтознавства.

Частина 1. **СИЛАБУС КУРСУ**

Засвоєння студентами теорії і методології курсу “Мінералогія ґрунтів”, виконання у повному обсязі запланованих лабораторних робіт і завдань на самостійну роботу, є тим мірилом, яке засвідчує якість їхньої бакалаврської освіти з наукового напряму 103 – Науки про Землю, спеціальності “Ґрунтознавство та експертна оцінка земель”. Розуміння визначальної ролі первинних і вторинних мінералів ґрунтів і ґрунтотворних порід на формування фізичних і фізико-хімічних властивостей ґрунтів, вклад мінералогічного складу ґрунтів у формування інтегральної оцінки їхньої якості – є невід’ємною частиною змісту навчального посібника “Мінералогія ґрунтів”.

Змістовна частина навчального посібника має особливу практичну спрямованість. Вона знаходить своє вираження у підвищенні ролі самостійної роботи студентів у польових і лабораторних умовах для діагностики ґрунтотворних порід і мінералів з метою оцінки впливу мінеральної частини ґрунтів на їхні властивості. Особливості оцінювання знань, умінь і практичних навиків студентів рекомендуємо здійснювати такими методами: проміжний тестовий і модульний контроль в усній формі (колоквіум, польовий чи лабораторний експрес-практикум, семінар), підсумковий контроль у формі іспиту. Тривалість навчального курсу – один семестр.

Тематична структура лекційний курсів і лабораторний практикум у навчальному посібнику “Мінералогія ґрунтів” розроблені у такому обсязі та послідовності, щоб стати основою для формування силабусу відповідної навчальної дисципліни. Тематика посібника розрахована на 4 кредити. Його структура досить гнучка, що дає змогу регулювати кількість навчальних тем і лабораторних занять відповідно до кількості кредитів без шкоди для загального розуміння ролі мінеральної частини у формуванні властивостей та екологічних функцій ґрунтів.

Назва курсу	Мінералогія ґрунтів
Адреса викладання курсу	Львів, вул. П. Дорошенка, 41
Факультет та кафедра, за якою закріплена дисципліна	Географічний факультет, кафедра ґрунтознавства і географії ґрунтів
Галузь знань, шифр та назва спеціальності	Напрям підготовки10 – Природничі науки Спеціальність 103 – Науки про Землю Спеціалізація – Ґрунтознавство та експертна оцінка земель
Викладачі курсу	Папіш Ігор Ярославович, доктор географічних наук, професор кафедри ґрунтознавства і географії ґрунтів, доцент
Контактна інформація викладачів	igorpapish@gmail.com.ua, ihor.papish@lnu.edu.ua, вул. П. Дорошенка 41, м. Львів
Консультації по курсу відбуваються	Консультації відбуваються в день проведення лекцій/лабораторних занять (за попередньою домовленістю). Також можливі on-line консультації через платформу Microsoft Teams або електронною поштою. Для погодження часу on-line консультацій треба писати на електронну пошту викладача igorpapish@gmail.com.ua або дзвонити
Сторінка курсу	geography.lnu.edu.ua
Інформація про курс	Курс “Мінералогія ґрунтів” є базовим у підготовці фахівці з ґрунтознавства та експертної оцінки земель. Він дає можливість отримати поглиблені знання студентів про географію і властивості основних типів пухких континентальних відкладів, особливості формування мінеральної зональності в корах вивітрювання, закономірності поширення ґрунтотворних порід і роль мінеральної речовини ґрунтотворних порід у процесі педогенезу. Основи кристалохімії мінералів, у т. ч. глинистих, розкривають будову і склад кристалічних ґраток мінералів, дозволяють зрозуміти їхній вплив на формування фізичних і хімічних властивостей ґрунтів. Проблеми походження найбільш поширених у ґрунтах груп первинних і вторинних мінералів розкривають можливості неосинтезу високодисперсних мінералів у ґрунті. Частина курсу присвячена вивченню глинистих мінералів ґрунтів і порід. Усесторонній аналіз процесів утворення, трансформаційних змін, руйнування і переміщення глинистих мінералів у ґрунтах і ґрунтотворних породах дозволяє зрозуміти суть і механізм ґрунтотворного процесу через пізнання міжфазових взаємодій у системі мінеральна речовина–ґрунтовий розчин–органічна речовина. Механізми і діагностичні критеріїв багатьох ґрунтових процесів лежать у площині розуміння властивостей мінеральної речовини ґрунту, особливостей профільного розподілу основних груп глинистих та неглинистих високодисперсних мінералів. Режими азотного, калійного і фосфорного живлення рослин залежать від мінералогічного складу ґрунтів, особливостей будови кристалічної ґратки і властивостей глинистих мінералів. Покращення поживного режиму ґрунтів неможливе без пізнання природи мінеральної речовини. Базові показники для якісної оцінки ґрунтів лежать в особливостях їхньої мінеральної речовини.
Коротка анотація курсу	Дисципліна “Мінералогія ґрунтів” є однією з циклу дисциплін

	професійної та практичної підготовки зі спеціальності 103 – Науки про Землю для освітньої програми “Ґрунтознавство та експертна оцінка земель” бакалаврів третього року навчання, яка викладається в шостому семестрі в обсязі 4,0 кредитів (за Європейською Кредитно-Трансферною Системою ECTS).
Мета та цілі курсу	Метою вивчення навчальної дисципліни “Мінералогія ґрунтів” є - ознайомлення студентів зі значенням і роллю мінеральної речовини у формуванні основних властивостей і режимів функціонування ґрунтів; вивчення основ кристалохімії глинистих мінералів, їхньої будови, складу і властивостей, походження і впливу на властивості ґрунтів; аналіз процесів утворення, трансформації, руйнування і переміщення глинистих мінералів у ґрунтах і породах; вивчення закономірностей профільного розподілу основних груп глинистих та неглинистих мінералів у ґрунтах; аналіз змін вмісту і складу глинистих мінералів під впливом різних антропогенних дій; засвоєння методів вивчення ґрунтових мінералів. Основне завдання курсу – показати тісний зв’язок між колоїдно-мінералогічним складом ґрунтів та їхніми морфологічними, фізичними і хімічними властивостями, з вирішенням практичних завдань землеробства, агрохімії і ґрунтознавства; сформувати об’єктивні погляди на роль і місце мінералогічного складу ґрунтів у процесі їхнього розвитку й еволюції. Цілі та завдання курсу реалізуються у наступній послідовності: - поглиблене ознайомлення з будовою, складом і властивостями основних генетичних типів пухких континентальних відкладів; - вивчення закономірностей формування мінеральної зональності у корах вивітрювання; - ознайомлення з природою мінералів грубих фракцій ґрунтів і ґрунтотворних порід; - оцінка ролі глинистих мінералів у земній корі і ґрунтах; - ознайомлення з основами кристалохімії глинистих і супутніх їм неглинистих високодисперсних мінералів; - вивчення будови, властивостей і походження основних груп глинистих і неглинистих високодисперсних мінералів; - вивчення процесів утворення, трансформації, руйнування і переміщення глинистого матеріалу в ґрунтах; - встановлення закономірностей профільного розподілу глинистих мінералів у зональних типах ґрунтів; - виявлення ролі мінералогічного складу ґрунтів у формуванні їхніх властивостей, основних процесах педоґенезу; - оцінка фізико-хімічних властивостей ґрунтів у зв’язку з їхньою мінералогією і родючістю; - оцінка мінералів як джерело і резерв зольних елементів живлення рослин; - оцінка ролі мінералогічного складу ґрунтів при меліорації земель; - засвоєння методики підготовки ґрунту до мінералогічного аналізу і

	виявлення діагностичних ознак глинистих мінералів; - розуміння і засвоєння методики дослідження мінералогічного складу ґрунтів.
Література для вивчення дисципліни	***Базова література:*** 1. Папіш Ігор, Телегуз Олексій Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024. 425 с. 2. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : Ч. 1. Львів. Вид-во ЛНУ ім. Івана Франка. 2010. 270 с.. 3. Ципюра Я. Г., Поліщук М. І., Броннікова А. Ф. Ґрунтознавство з основами геології: навч. посібник. Вінниця : "Друк плюс". 2020. 676 с. 4. Заморій П. К. Четвертинні відклади Української РСР. Ч. 1. Київ : Вид-во Київського ун-ту, 1961. 550 с. 5. Бондарчук В. Г. Геологія України. Київ : АН УРСР, 1959. 832 с. ***Допоміжна література:*** 1. Lagomarsino James. A Pocket Guide to Rocks and Minerals. Parragon. New York.
Тривалість курсу	Один семестр
Обсяг курсу	120 години аудиторних занять. З них 48 години лекцій, 48 годин лабораторних занять та 24 години самостійних робіт.
Очікувані результати навчання	Після завершення цього курсу студент буде: ***Знати:*** - загальну схему і принципи класифікації ґрунтових мінералів; - кристалохімічну природу мінералів, у т. ч. глинистих і неглинистих високодисперсних мінералів ґрунту; - властивості, будову і походження первинних і вторинних мінералів; - вплив мінералогічного складу на властивості ґрунтів; - процеси утворення, трансформації, руйнування і переміщення глинистого матеріалу в ґрунтах; - хіміко-мінералогічний склад зональних типів ґрунтів; - діагностичні ознаки основних груп ґрунтових мінералів; - основні методи мінералогічного аналізу грунтів. **Вміти:** - діагностувати літологічний склад ґрунтів, деякі (первинні і вторинні) ґрунтові мінерали за комплексом їхніх морфохроматичних і фізичних ознак; - використовувати експериментальні дані для діагностики ґрунтових мінералів; - читати криві рентгендифрактограм глинистих фракцій ґрунту; - виділити мулисту фракцію з дрібнозему ґрунту; - підготовити ґрунт до мінералогічного аналізу.
Ключові слова	Мінералогія ґрунтів, первинні мінерали, вторинні мінерали, глинисті мінерали, кристалічна ґратка, тетраедрична сітка, октаедрична сітка, структура кристалітів, координаційний багатокутник, координація, силанольна група, алюмінольна група.
Формат курсу	Очний /заочний ***Очна (денна) форма*** навчання передбачає постійний особистий контакт науково-педагогічного працівника і студента, що забезпечує надбання глибоких системних знань і стійких практичних умінь. Студенти денної форми навчання зобов'язані відвідувати навчальні

	заняття on-line/of-line згідно з розкладом та своєчасно виконувати навчальні завдання згідно з робочою програмою. ***Заочна форма навчання*** **–** не передбачена програмою.
Теми	Подано у вигляді розгорнутої схеми курсу[1].
Підсумковий контроль, форма	Іспит у кінці семестру в усній формі або тестових завдань, екзаменаційна оцінка враховує виконання лабораторних робіт та модульних контрольних завдань у формі тестування.
Пререквізити	Для вивчення курсу студенти потребують базових знань зі спеціалізованих дисциплін (Ґрунтознавство, Основи геології і геоморфології, Загальна хімія з основами фізколоїдної хімії, Хімії ґрунтів, Фізики ґрунтів тощо), достатніх для сприйняття категоріального апарату "Мінералогія ґрунтів", розуміння його інструментарію та методології.
Навчальні методи та техніки, які будуть використовуватися під час викладання курсу	**Лекційна форма навчання:** - проведення лекцій з використання мультимедійного забезпечення; - схематичний аналіз кристалохімічної будови різних мінералів на прикладі координаційних багатокутників; - дискусія, бесіда, ілюстрація, демонстрація. **Практичні заняття:** - виконання лабораторних робіт, обговорення; - презентація результатів діагностики різних мінералів з використанням мультимедійного забезпечення; - підготовка зразків ґрунту до мінералогічного аналізу; - виділення мулистої фракції з дрібнозему ґрунту методом Горбунова.
Необхідне обладнання	Вивчення курсу потребує використання мультимедійного обладнання, музейних експонатів з монолітами і зразками ґрунтів, хімічної лабораторії, кабінету фізики ґрунту. Для вивчення курсу достатньо володіти загальновживаними програмами, такими як Microsoft Office Word, Microsoft Office Excel, Microsoft Office Power Point.
Критерії оцінювання (окремо для кожного виду навчальної діяльності)	Оцінювання проводиться за 100-бальною шкалою. Упродовж семестру студент може набрати 50 балів. Приклад розподілу балів на лабораторні заняття подається нижче у формі таблиці[2]. Під час іспиту студент може набрати 50 балів. Кожен студент отримує індивідуальні завдання у формі екзаменаційних білетів або тестових завдань, що містять запитання із загального переліку тем до навчальної дисципліни. Для складання екзаменаційних іспитів необхідний допуск, а саме: відсутність заборгованості у виконанні лабораторних робіт, здача модулів). Отримані бали під час іспиту додають до балів, отриманих упродовж семестру. Підсумкова максимальна кількість балів – 100.
Питання до заліку чи іспиту.	Тестові запитання до змістових модулів подані окремим додатком М.
Опитування	Опитування студентів проводиться у письмовій та усній формах, а також у формі бесіди і тестування.

[1]Схема курсу “Мінералогія ґрунтів”

Тиж.	Тема, план, короткі тези	Форма діяльності	Література, наочна інформація	Завдання, год	Терм. виконання
			Модуль 1		
1-й	**Основи мінералогії ґрунтів.** Вступ. Об’єкт, предмет і завдання науки.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год.
	Прилади і матеріали для дослідження мінералогії ґрунтів	Лабораторне заняття	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год.
	Магматичні породи. Хіміко-мінералогічний склад. Класифікація. Вивітрювання порід і формування елювію.	**Лекція**	1. Бондарчук В. Г. Геологія України. Київ : АН УРСР, 1959. 832 с. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів. 2024.	2	2 год
	Екскурсія мінералогічним музеєм	Лабораторне заняття	Мінералогічний музей імені Євгена Лазаренка Львівського національного ун-ту імені Івана Франка.	2	2 год
	Поняття материнські гірські та ґрунтотворні проди	*Самостійна робота*	1. Заморій П. К. Четвертинні відклади Української РСР. Ч. 1. – Київ : Вид-во Київського ун-ту, 1961. 550 с. 2. Бондарчук В. Г. Геологія України. Київ: АН УРСР, 1959. 832 с.	1	Тиж.
2-й	**Піски.** Вік, походження, географія і властивості пісків. Ґрунтоутворення на пісках.	**Лекція**	1. Заморій П. К. Четвертинні відклади Української РСР. Ч. 1. – Київ: Вид-во Київського ун-ту, 1961. 550 с. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів. 2024.	2	2 год.
	Діагностика і властивості пісків	Лабораторне заняття	1. Зразки піщаних порід. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год.
	Використання пісків	*Самостійна робота*	Заморій П. К. Четвертинні відклади Української РСР. Ч. 1. – Київ : Вид-во Київського ун-ту, 1961. 550 с.	1	Тиж.
3-й	**Глини.** Вік, походження, географія і властивості глин. Ґрунтоутворення на глинах.	**Лекція**	1. Заморій П. К. Четвертинні відклади Української РСР. Ч. 1. – Київ: Вид-во Київського ун-ту, 1961. 550 с. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Діагностика і властивості глин	Лабораторне заняття	1. Зразки глинистих порід. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год.
	Моренні відклади і покривні суглинки. Вік, походження,	**Лекція**	1. Заморій П. К. Четвертинні відклади Української РСР. Ч. 1. – Київ: Вид-во Київського ун-ту, 1961. 550 с.	2	2

	географія і властивості меренних суглинків. Ґрунтоутворення на моренних суглинках.		2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.		
	Діагностика і властивості моренних суглинків	Лабора-торне заняття	1. Зразки моренних суглинків. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год.
	Стрічкові глини	*Самос-тійна робота*	1. Заморій П. К. Четвертинні відклади Української РСР. Ч. 1. – Київ: Вид-во Київського ун-ту, 1961. 550 с.	1	Тиж.
4-й	**Леси і лесоподібні породи.** Вік, походження, класифікація, і властивості лесових порід.	**Лекція**	1. Бондарчук В. Г. Геологія України. Київ: АН УРСР, 1959. 832 с. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Діагностика і властивості лесових порід	Лабора-торне заняття	1. Зразки лесових порід. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год.
	Інженерно-геологічні властивості лесових порід	*Самос-тійна робота*	Краєв В. Ф. Інженерно-геологічна характеристика порід лесової формації України. Київ : Наукова думка. 1971. 227с. (рос.).	3	Тиж.
5-й	**Щільні осадові та метаморфічні породи.** Класифікація і властивості щільних осадових і метаморфічних порід.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Діагностика і властивості карбонатних порід	Лабора-торне заняття	1. Зразки карбонатних порід. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Модуль 2				
	Властивості мінералів. Забарвлення. Форма. Структура. Сингонія. Щільність. Властивості. Діагностика.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2
	Діагностика і властивості покривних суглинків	Лабора-торне заняття	1. Зразки покривних суглинків. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2
	Явище метасоматизму	*Самос-тійна робота*	Бондарчук В. Г. Геологія України. Київ : АН УРСР, 1959. 832 с.	1	Тиж.
6-й	**Основи кристалохімії мінералів.**	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч.	2	2

	Кристалохімічна структура. Зар'яд. Координаційні число і багатокутник. Ізо- і поліморфізм.		посібник. Львів, 2024.		
	Діагностика і властивості мінералів розчинних солей	Лабора-торне заняття	1. Зразки мінералів-солей. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Класифікація мінералів	*Самос-тійна робота*	1. Бондарчук В.Г. Геологія України. Київ : АН УРСР, 1959. 832 с. 2. Мінерали і гірські породи СРСР. Москва, 1970. (рос.).	1	Тиж.
7-й	**Мінерали грубих фракцій ґрунтів і порід.** Первинні мінерали. Кварц. Польові шпати. Плагіоклази. Слюди. Хлорити.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Діагностика і властивості вулканогенних порід	Лабора-торне заняття	1. Зразки пірокластичних утворень. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Мінерали групи каолініту (кандити). Кристалічна будова. Сорбційні властивості. Ґенеза. Вплив на властивості ґрунтів.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Діагностика мінералів грубодисперсних фракцій ґрунтів	Лабора-торне заняття	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Прадавнє господарське використання глин	*Самос-тійна робота*	Відейко М. Ю. Подорож до прадавньої країни: Наук.-попул. вид. Київ : Вища школа, 2011. 167 с.	1	Тиж.
8-й	**Мінерали групи слюди та гідрослюд (іліти).** Кристалохімічна будова і морфологія часток. Сорбційні властивості. Ґенеза. Вплив на властивості ґрунтів.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Діагностика неконкреційних новоутворень Fe і Mn у ґрунтах і породах	Лабора-торне заняття	1. Зразки новоутворень Fe і Mn. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Неконкреційні новоутворення у ґрунтах і породах	*Самос-тійна робота*	1. Горбунов М. І.Мінералогія і колоїдна хімія ґрунтів. М. : Наука. 1974. 314 с. (рос.). 2. Соколова Т. А., Дронова Т. Я.,	1	Тиж.

			Толпешта І. І. Глинисті мінерали у ґрунтах : навч. посібник. Тула : Гриф і К. 2005. 336 с. (рос.)		
9-й	**Мінерали групи монтморилоніту (смектити).** Кристалохімічна будова і морфологія часток. Сорбційні властивості. Ґенеза. Вплив на властивості ґрунтів.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Діагностика конкреційних новоутворень *Fe і Mn* у ґрунтах	Лабора-торне заняття	1. Зразки новоутворень Fe і Mn. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Мінерали групи вермикуліту. Кристалохімічна будова і морфологія часток. Сорбційні властивості. Ґенеза. Вплив на властивості ґрунтів.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Діагностика неконкреційних новоутворень Ca у ґрунтах	Лабора-торне заняття	1. Зразки новоутворень Ca. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Каолінові глини	*Самос-тійна робота*	1. Бондарчук В. Г. Геологія України. Київ: АН УРСР, 1959. 832 с. 2. Мінерали і гірські породи СРСР. Москва. 1970. (рос.).	1	Тиж.
10-й	**Мінерали групи хлоритів і ґрунтових хлоритів.** Кристалохімічна будова і морфологія часток. Сорбційні властивості. Ґенеза. Вплив на властивості ґрунтів.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Діагностика конкреційних новоутворень Ca у ґрунтах	Лабора-торне заняття	1. Зразки новоутворень Ca. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Силікатні кори вивітрювання	*Самос-тійна робота*	1. Бондарчук В. Г. Геологія України. Київ: АН УРСР, 1959. 832 с. 2. Мінерали і гірські породи СРСР. Москва. 1970. (рос.).	2	Тиж.
11-й	**Група змішаношаруватих мінералів.** Будова кристалічних ґраток, властивості, ґенеза.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год

	Виділення мулистої фракції з дрібнозему ґрунту	Лабора-торне заняття	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Високодисперсні неглинисті мінерали. Палигорськіт і сепіоліт. Менерали гідрооксидів Fe і Al. Алофани та імоголіт. Кремнезем.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Виділення мулистої фракції з дрібнозему ґрунту (продовження)	Лабора-торне заняття	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Бентонітові глини	*Самос-тійна робота*	1. Бондарчук В. Г. Геологія України. Київ: АН УРСР, 1959. 832 с. 2. Мінерали і гірські породи СРСР. Москва. 1970. (рос.).	1	Тиж.
12-й	**Мінерали-солі.** Кальцит. Магнезит. Доломіт. Гіпс. Галіт.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Виділення мулистої фракції з дрібнозему ґрунту (продовження)	Лабора-торне заняття	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Використання покладів солей в Україні	*Самос-тійна робота*	Геологія України. Київ : АН УРСР, 1959. 832 с.	1	Тиж.
13-й	**Синтез мінералів.** Утворення кристалічних і аморфних речовин.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Виділення мулистої фракції з дрібнозему ґрунту (продовження)	Лабора-торне заняття	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Перетворення мінералів у ґрунтах. Стадійність утворення мінералів. Ілітизація. Монтморилонітизація. Хлоритизація.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Виділення мулистої фракції з дрібнозему ґрунту (продовження)	Лабора-торне заняття	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Вирощування мінералів у лабораторних умовах	*Самос-тійна робота*	Мінералогічний музей імені Євгена Лазаренка	1	Тиж.
14-й	**Руйнування високодисперсних мінералів.** Кислотний і лужний гідроліз.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Виділення мулистої фракції з дрібнозему	Лабора-торне	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч.	2	2 год

	ґрунту (продовження)	заняття	посібник. Львів, 2024.		
	Давні елювіальні кори вивітрювання	*Самостійна робота*	Кори вивітрювання	1	Тиж.
15-й	**Переміщення і зміни фізичного стану глинистого матеріалу.** Лесиваж. Оглинення. Супердисперсність.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Читання рентгендифрактограм мулистих фракцій	Лабораторне заняття	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Мінералогічний склад основних типів ґрунтів і порід. Ґрунти лісової і степової ґенези, червоноземи і латерити.	**Лекція**	1. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : Ч. 1. Львів. Вид-во ЛНУ ім. Івана Франка. 2010. 286 с. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Кількісний аналіз глинистих мінералів чорноземів	Лабораторне заняття	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Вплив середовища на мінерали	*Самостійна робота*	1. Папіш І., Іванюк Г. Ґрунтотворні процеси: навч. посібник. Львів : ЛНУ, 2023. 326 с. 2. Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід: навч. посібник. Львів, 2024.	1	Тиж.
16-й	**Методи дослідження глинистих мінералів ґрунтів.** Рентгенівський і термічний фазовий аналіз, мікроскопічний і хімічний методи.	**Лекція**	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Кількісний аналіз глинистих мінералів червоноземів	Лабораторне заняття	Папіш І., Телегуз О. Мінералогія ґрунтів і ґрунтотворних порід : навч. посібник. Львів, 2024.	2	2 год
	Зв'язок рудних і не рудних корисних копалин з ґрунтовими утвореннями	*Самостійна робота*	Бондарчук В. Г. Геологія України. Київ : АН УРСР, 1959. 832 с.	1	Тиж.

Частина 2

НАВЧАЛЬНО-МЕТОДИЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ ТЕМ КУРСУ “МІНЕРАЛОГІЯ ҐРУНТІВ”

Модуль 1

Розділ 1. Материнська гірська та ґрунтотворна порода

Поняття материнська гірська порода і ґрунтотворна порода часто вважають ідентичними за змістом, тобто – це така гірська порода, з товщі якої утворився ґрунт. Це не зовсім так. Ці два поняття не є синонімами, які повністю ідентичними за своєю суттю. Материнську гірську породу можна вважати початковим станом не самої ґрунтової системи, а виключно ґрунтотворної породи (нуль-момент її педоседиментогенезу). Максимальна подібність між ними стосується літологічного складу, але відмінності помітні у морфології та фізичних властивостях. У морфології ґрунтів материнську і ґрунтотворну породи позначають однаковим символом *P*. Тобто, *материнська гірська порода* – це природне утворення, що складається із закономірного поєднання або механічних сумішей різних кристалічних мінеральних зерен (аморфних речовин і органічних залишків у тому числі), що утворюють земну кору. Наприклад, материнською гірською породою для чорнозему є лесовий пил, який накопичується в перигляціальних умовах холодно-сухостепового педоседиментогенезу. З часом, лесовий матеріал ущільняється, в ньому накопичується деяка кількість органічної речовини, пилувата маса мікроагрегується, набуваючи відповідної морфології, фізичних і фізико-хімічних властивостей. Це призводить до формування потужної товщі лесу з характерними для нього властивостями. Так поступово материнська гірська порода, пройшовши усі стадії педоседиментоґенезу, трансформується у ґрунтотворну породу. Так само материнською гірською породою для рендзини є крейдяний мергель, який у результаті вивітрювання трансформується у ґрунтотворну породу для цього ґрунту – елювій крейдяно-мергельних порід. Межа між звітреним рухляком і монолітним блоком породи є природною

межею між ґрунтотворною і материнською гірською породою. Іншими словами, після тривалого поєднання геологічних процесів седиментації, переміщення і транслокації мінеральної речовини, у процесі вивітрювання формуються різні типи ґрунтотворних порід. Саме елювій або елюво-делювій вивітрювання материнської гірської породи найчастіше є ґрунтотворною породою для відповідного ґрунту.

Морфологічні ознаки педогенезу у товщі елювію звітреної материнської гірської породи, які локалізовані по ізольованих тріщинах, кореневинах, кротовинах, дзеркальних поверхнях гумусових кутан, що інколи досягають глибини від 3–4 до 5–7 м, не є доказом приналежності даної товщі ні до материнської гірської породи, ні до ґрунту. Ця невиразна товща є наочним прикладом ґрунтотворної породи, процес ґрунтоутворення у якій розвивається поступово у часі і просторі, від локальних центрів педогенезу до формування зрілого ґрунту. У процесі ґрунтоутворення немає різкого скачка при переході від ґрунту до материнської породи. Цей перехід поступовий через ґрунтотворну породу. Прикладами такого переходу є горизонт кротовинного лесу в чорноземах чи елювій крейдяного мергелю в рендзинах.

Далеко не завжди ґрунтотворною породою є підґрунтя, навіть у випадку, якщо потужна товща материнської гірської породи є однакової ґенези. Наприклад, багатометрова товща лесу часто має двох’ярусну будову, утворення якої синхронізувалось із відповідними фазами педоседиментогенезу у плейстоцені. Навіть мінеральна маса породи, яка розташована безпосередньо під нижнім ґрунтовим горизонтом, часто не є ґрунтотворною, або навіть материнською гірською породою для такого ґрунту. Це спостерігається в умовах сингенетичного ґрунтоутворення, особливо якщо ґрунт формується на пухких уламкових породах льодовикового, водно-льодовикового, алювіального, озерного чи делювіального походження. Геодинамічні умови породоутворення ніколи не діють з однаковою силою протягом усього часу їхнього відкладання. Тому пухкі уламкові породи (піски, супіски, глини,

суглинки) практично завжди мають чітко виражену шаруватість, починаючи від мікрошаруватості, закінчуючи наявністю шарів, потужність яких вимірюється десятками сантиметрів або метрами.

Крім поняття материнська гірська порода і ґрунтотворна порода, часто використовують термін – *підстильна порода*. Позначається підстильна порода символом *D*. Це така гірська порода, яка залягає під материнською породою і відрізняється від неї за літологічним складом. Підстильна порода може залягати безпосередньо під ґрунтом, якщо вся товща материнської гірської породи залучена в ґрунтоутворення. Можливий випадок, коли підстильна порода залягає під одним із ґрунтових горизонтів, якщо материнська порода малопотужна і ґрунтоутворення захопило два (або більше) шари порід (ґрунтоутворення на двочленних відкладах). Літологічна неоднорідність породи у межах ґрунтового профілю виражається приєднанням символу *D* до індексу горизонту (I_2D), або римськими цифрами, котрі розташовані перед індексом горизонту: *IHp, IIHpk* тощо.

1. 1. Гірська порода в системі чинників ґрунтоутворення

Збірне уявлення В. Докучаєва і В. Вернадського про природу ґрунту полягає в тому, що він є самостійним природно-історичним біокосним тілом біосфери. Відповідно до неодокучаївської *тетради* “чинники → процеси функціонування → ґрунтотворні процеси → ґрунт”, місце і роль гірської породи у цій системі визначається його розташуванням на відповідному відрізку геохімічного потоку речовин (в елювіальному, транзитному чи акумулятивному ландшафті).

Усі ґрунти можна умовно поділити на дві групи: *ектодинамоморфні* та *ендодинамоморфні*. У першій групі ґрунтів (підзолисті, чорноземи, каштаноземи, латерити, болотні, солонці) при формуванні їхніх властивостей перевага належить чинникам зовнішнього середовища (клімат, біота, рельєф, гідрогеологічні умови). У другій групі ґрунтів (рендзини, буроземи скелетні,

вулканічні ґрунти) помітний різко домінуючий вплив внутрішніх умов ґрунтоутворення через властивості гірської породи. Визначальна роль материнської гірської породи на ґрунтоутворення об'єднує такі ґрунти в розряд літогенних утворень. Таке групування ґрунтів є умовним, тому що кожен ґрунт, більше чи менше, є літогенним через те, що він успадковує склад і властивості материнської породи.

Гірська порода безпосередньо визначає не тільки напрямок ґрунтоутворення. Завдяки створенню контрастних конкурентних умов для різних рослинних формацій, гірська порода опосередковано регулює поширення на земній поверхні різних типів фітоценозів. Материнські гірські породи мають різну здатність рефлексувати вплив інших чинників ґрунтоутворення, з допомогою яких реалізується ґрунтотворний процес. Одні з них чітко відображають зміни біокліматичних умов (супіски, суглинки і глини), інші швидше реагують на зміни у часі (вулканічні породи), треті є чутливими до змін місцеположення у рельєфі (елюво-делювій основних вивержених порід). Висока рефлекторність відкладів до біокліматичних умов на широких просторах Руської рівнини, сприяла утворенню на них довгого ряду різко відмінних зональних ґрунтів. Навпаки, вузький ряд неконтрастно відмінних ґрунтів, які сформувались на пісках чи вапняках, об'єднує ці ґрунти в розряд *азональних* літогенних утворень.

За енергетичним потенціалом усі чинники ґрунтоутворення можна умовно розділити на дві групи. З одного боку прямі чинники, які є джерелом речовини й енергії для ґрунтоутворення (організми і гірська порода). З іншого – опосередковані чинники, або умови середовища, в яких реалізується потенціал прямих чинників ґрунтоутворення (всі решта). Материнська гірська порода стоїть дещо осторонь цих решти чинників або умов ґрунтоутворення. Завдяки відносній незалежності від зональних умов ґрунтоутворення, материнські гірські породи є причиною відособлення *зональних* ґрунтів від *азональних* на рівні типу (солонці на соленосних породах).

Завдяки тому, що порода є пасивним чинником, різні материнські гірські породи задають певну інерційність в ґрунтоутворення. Ступінь інерційності різко змінюється при переході від материнської гірської породи до ґрунтотворної. На стадії первинного ґрунтотворного процесу інерційність ґрунтоутворення (спротив властивостей породи) є найвища. Вона характеризує етап *латентного педогенезу* (ембріональні чи слаборозвинуті ґрунти). Первинне ґрунтоутворення на пухких континентальних відкладах або елювії щільних порід, змінює задану гірською породою відносну інерційність педогенезу у бік прискорення поступального розвитку ґрунту. Материнська гірська порода (щільні кристалічні та осадові породи) володіє високою буферністю до залучення її в ґрунтоутворення, оскільки вона є донором найперше маси речовини, тоді як енергія потенційного прискорення ґрунтотворного процесу захована у формі енергії кристалічних ґраток, чи у формі поверхневої енергії. Ці два види внутрішньої енергії вносять вагомий вклад в енергетичний баланс ґрунтоутворення. Поступова трансформація материнської гірської породи в ґрунтотворну породи змінює цей баланс. Вивітрювання на початкових стадіях ґрунтоутворення стимулює процеси руйнування і трансформації гірської породи. Змінюються гідрологічні характеристики породи (водопропускна здатність, фільтрація, вологоємність), відбувається синтез високодисперсних глинистих і неглинистих мінералів. Прихована у кристалічних ґратках внутрішня енергія вивільняється на ґрунтоутворення. Вона розвивається і доповнюється поверхневою енергією сорбції речовини.

Тривалий час ґрунтотворним породам відводили другорядну роль у процесах ґрунтоутворення. Причиною є домінування уявлень про провідну роль живої речовини в ґрунтоутворенні. Складність і недооцінка ролі гірської породи призвели до того, що гірські породи як чинник ґрунтоутворення вивчені менше за інші чинники.

За співвідношенням чинників ґрунтоутворення з еволюцією ґрунтів виділяють три групи чинників. Перша – *сингенетичні* чинники, розвиток яких відбувається разом з еволюцією ґрунтів і залежить від еволюції ґрунтів: рослинність, ґрунтові води, мікрорельєф, частково ґрунтотворні породи, в частині розвитку процесів внутрішньоґрунтового вивітрювання, яке змінюється при ґрунтоутворенні. Друга група – *прогенетичні* чинники, які виникають до початку формування ґрунту і діють протягом розвитку й еволюції ґрунту без суттєвих змін. Це клімат, рельєф, ґрунтотворні породи, якщо вони вже звітрені або перевідкладені (флювіогляціальні, алювіальні, еолові відклади). Третя група – *епігенетичні* чинники, які впливають на ґрунт після його формування. До неї відноситься антропогенний чинник.

Оскільки гірські породи дуже різноманітні за хімічним і мінералогічним складом, складенням і структурою, їхній вплив на ґрунтоутворення досліджувати дуже важко. Додає складності той фактор, що кожна з цих властивостей породи може надзвичайно сильно і незалежно від інших впливати на хід ґрунтоутворення. Наприклад, ґрунтоутворення на щільних вапняках і на елювії вапняків однакового складу, в однакових біокліматичних умовах і за однаковий час, призводить до утворення різних типів ґрунтів. Невеликі варіації мінералогічного складу кислих інтрузивних порід можуть зумовити протилежний характер поведінки Калію і Кальцію в профілі альфегумусових підзолів. Опідзолені ґрунти бореального помірного і холодного поясів, на породах однієї групи, суттєво відрізняються за швидкістю вилуговування Калію і Натрію. В середньому, вилуговування одновалентних катіонів відбувається швидше на карбонатних породах, ніж на некарбонатних (виявлені й протилежні випадки).

Швидкість вилуговування оцінюється за показником β, який дорівнює відношенню:

$$\beta = \frac{ba_1 \text{горизонту}}{ba_1 \text{породи}}$$

де ba_1 дорівнює молярному відношенню:

$$ba_1 = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$$

Властивості гірської породи неможливо визначити якоюсь однією величиною, тому вони важко піддаються кількісній оцінці і ранжуванню. Надзвичайна різноманітність гірських порід поки що унеможливлює встановлення кількісних залежностей між ґрунтоутворенням і характером ґрунтотворних порід, як це зроблено для аналогічних корелятивних залежностей з кліматом і рельєфом. Ще одна проблема стосується неможливості прогнозувати циклічність, отже результативність процесів ґрунтоутворення стосовно породи. Оскільки такі ґрунтові процеси як життєдіяльність організмів є циклічними, можна прогнозувати їхні кінцеві продукти на різних етапах існування одного і того ж ґрунту. З мінеральною частиною ґрунту така можливість відсутня. Трансформація мінеральної частини у результаті ґрунтоутворення має не циклічний, а направлений (лінійний), часто незворотний характер. Запас мінералів обмежений. Всякий процес їхнього руйнування чи трансформації, при ґрунтоутворенні є незворотній. У різні моменти існування ґрунту його мінеральна частина є різною. Відмінності тим більші, чим триваліший та інтенсивніший процес ґрунтоутворення. Мінеральна речовина ґрунту має найдовший період становлення квазірівноваги із середовищем, який не синхронний із іншими станами речовини. Отже, перетворення мінеральних сполук надає ґрунту поступального руху, будучи основою для розвитку в період відносного рівноважного стану за іншими властивостями. На цьому факті ґрунтується теорія “пам’яті” ґрунту про стан біогеоценозів минулого. Саме твердофазні мінеральні продукти ґрунтоутворення у формі тонкодисперсних глинистих і неглинистих мінералів можуть тривалий час зберігатись у мінливих термодинамічних і геохімічних умовах земної поверхні. Вони є генетичним показником стану екосистеми біокосного тіла у минулому.

1. 2. Роль гірських порід у ґрунтоутворенні

Велике різноманіття гірських порід і мінералів у їхньому складі вказує на різносторонню роль цих порід у ґрунтоутворенні. Вони впливають на швидкість ґрунтоутворення, напрям розвитку ґрунтотворного процесу, родючість і меліорацію ґрунтів. Речовинний склад і характеристики гірських порід найбільш різко відбиваються на властивостях молодих ґрунтів. На більш пізніх стадіях формування ґрунтів, їхні властивості, що розвиваються у межах однієї біокліматичної зони на різних породах, зближуються, але ніколи повністю не збігаються. Навіть найпотужніший ґрунтотворний процес, що притаманний ґрунтам вологих тропіків, не приховує повністю відмінностей між ґрунтами, які зв'язані з характером ґрунтотворних порід. Зрілі фералітні ґрунти, які сформувались на основних і кислих магматичних породах, характеризуються однаковим відносним вмістом одновалентних катіонів і Кальцію, але мають різне співвідношення SiO_2 : Al_2O_3, яке віддзеркалює відмінності у складі материнських порід.

Швидкість формування ґрунту за решти рівних умов залежить від того, наскільки порода піддатлива до впливу біокліматичних факторів. Розвиток ґрунту сповільнюють підвищена щільність породи, її дрібнозернистість і високий вміст кварцу. Відомі випадки, коли ґрунти на корінних породах звільнились від впливу льодовика 7–10 тис. років тому, але залишаються до сьогодні на стадії примітивних, тоді як на навколишніх пісках сформувались повнопрофільні підзоли. Чорноземи, які розвинулись на виходах кислих магматичних порід, на щільних вапняках, сланцях чи опоках, мають укорочений профіль (30–70 см), проти 200 см профілю на навколишніх лесоподібних суглинках. Швидко розвиваються ґрунти на пісках. Приміром, у степовій зоні за 50–100 років на пісках утворюється дерновий горизонт потужністю до 12 см.

Мінералогічний склад і властивості материнських порід визначають напрям ґрунтотворного процесу. Відмінності у складі ґрунтотворних порід однієї біокліматичної області викликають настільки значні відмінності у властивостях ґрунтів, що виникає необхідність відносити їх до різних генетичних типів (рендзини і дерново-підзолисті ґрунти). У зоні тайги на суглинистих породах формуються ґрунти підзолистого типу, на вапняках – рендзини, на поліміктових дренованих пісках – не опідзолені Al-Fe-гумусові ґрунти. На думку американських учених, під покровом хвойного лісу ґрунтоутворення і ґрунти на пісках настільки сильно відрізняються від ґрунтоутворення і ґрунтів на суглинках, що такі ґрунти необхідно розділяти на найвищому таксономічному рівні [43].

У степовій зоні Європи на лесоподібних породах формуються чорноземи, на засолених палеоген-неогенових глинах – солонці. Такі самі приклади можна знайти у ґрунтовому покриві літологічно неоднорідних земельних масивів кожної зони. Не завжди відмінності у складі ґрунтотворних порід передбачають обов’язковий поділ ґрунтів на рівні типів. Частіше зустрічаються відмінності на значно нижчому таксономічному рівні. Майже завжди це стосується гранулометричного складу. Речовинний склад, щільність складення і структура ґрунтотворної породи суттєво визначають рівень родючості ґрунтів: запас поживних елементів, водно-фізичні та кислотно-основні властивості, буферність ґрунтів тощо.

На бідних до четвертинних моно мінеральних кварцових пісках ніколи не сформуються високородючі ґрунти. Через природні особливості породи і ґрунтоутворення, вони потребують значних затрат на підвищення продуктивності. Навпаки, гірські породи, які багаті на елементи живлення (вулканічні породи), передають своє багатство ґрунтам – у будь-якому кліматичному поясі ґрунти на основних породах багатші за ґрунти на кислих породах. За забезпеченістю елементами живлення, зокрема мікроелементами, генетично різні ґрунти, які сформувались на однотипній породі, часто

відрізняються між собою менше, ніж ґрунти одного типу, котрі сформувались на різних породах.

Ґрунти поряд з літологічним складом, більше чи менше, успадковують водно-фізичні характеристики порід. На пісках і галечниках формуються ґрунти з високою водопроникністю і фільтраційною здатністю, малою вологоємністю. На породах лесової формації – ґрунти з оптимальними показниками водопроникності та вологоємності. На озерних відкладах (лімногляціальні стрічкові глини) – слабопроникні вологоємні ґрунти. Роль і значення різних типів материнських і ґрунтотворних порід детальніше розглядаються у наступних розділах.

1. 3. Вплив материнських гірських порід на класифікацію ґрунтів

В основу сучасної класифікації гірських порід покладений генетичний принцип, тобто спосіб походження (ґенеза). Подальший внутрішній поділ проводиться за хімічним і мінералогічним складом, структурними і текстурними особливостями та фізичними властивостями. Усі ці характеристики порід зумовлені походженням порід. Правда, цей зв’язок не завжди прямолінійний. Породи однакового походження можуть мати різний хімічний склад. Породи одного й того ж походження і хімізму можуть відрізнятись за складом мінералів тощо.

За ґенезою гірські породи поділяють на 5 відділів: *магматичні (вивержені), осадові, вулканогенно-уламкові, метаморфічні, метасоматичні*. До магматичних відносяться породи, що утворились у результаті кристалізації магми. *Осадові породи* – це продукти руйнування, перевідкладення і транслокації давніших порід і організмів. *Вулканогенно-уламкові породи* утворились з уламків, вивержених з жерла вулканів. *Метаморфічні породи* – продукт зміни інших порід під впливом тиску і високих температур, без плавлення і притоку чи відтоку речовин, крім газоподібних. *Метасоматичні породи*, на відміну від метаморфічних, утворюються в умовах, які забезпечують

притік або відтік речовин при збереженні початкового об’єму, незважаючи на підвищений тиск і температуру.

За характером впливу на ґрунтотворний процес, гірські породи поділяють на 4 групи: 1) магматичні породи і породи високотемпературної метаморфізації; 2) пухкі осадові і метасоматичні породи; 3) вулканогенно-уламкові породи; 4) щільні осадові, метаморфічні (низькотемпературної метаморфізації) і метасоматичні породи.

Магматичні породи (I відділ) поділяються на 3 ряди за вмістом лужних металів: нормальний, вапняково-лужний і лужний. Породи кожного з рядів поділяються на групи за вмістом кремнезему: ультракислі, кислі, середні, основні, ультраосновні. Породи кожної групи за умовами кристалізації магми діляться на дві підгрупи: інтрузивні (глибинні, плутонічні) і ефузивні (вивержені, вулканічні).

Метаморфічні породи сформувались за високої температури магми (400–800 °С). За складом і властивостями вони близькі до інтрузивних магматичних порід. Це гранітогнейси, гнейси, кристалічні сланці, амфіболіти, чарнокіти, мігматити. На основі близькості ґенези і ґрунтотворного ефекту, при класифікації ґрунтотворних порід вони об’єднані з магматичними породами.

У результаті вивітрювання магматичних порід утворюються найперше пухкі осадові породи. За поширенням на земній поверхні і залученням до ґрунтоутворення вони займають перші позиції. Серед їхніх властивостей найважливішими для ґрунтоутворення є гранулометричні відмінності між ними, оскільки елементарні часточки різного розміру мають різний мінералогічний, отже й хімічний склад. Усі гранулометричні часточки за своїми фізичними властивостями об’єднані у фракції гранулометричних елементів. Фракцію каміння розміром більше 3 мм представлено уламками порід; гравій, дресва і хрящ (часточки розміром 1–3 мм) складені з уламків порід і, в меншій мірі, зернами мінералів, серед яких переважають кварц і польові шпати. Піщані (1–0,05 мм) і пилуваті (0,05–0,001 мм) фракції переважно складені зернами

кварцу і польового шпату із різними домішками важких мінералів: слюди, амфіболів, піроксенів, рудних мінералів тощо. Мулиста фракція (часточки розміром <0,001 мм) представлена глинистими мінералами з домішками кварцу, польових шпатів, аморфних речовин.

Породи різного гранулометричного складу мають не тільки різний мінералогічний і хімічний склад. Вони характеризуються різними фізичними, водно-фізичними і фізико-механічними властивостями, які визначають напрям ґрунтотворного процесу і родючість ґрунтів. Завдяки важливості такого впливу, пухкі осадові породи поділяються на групи: грубоуламкові, піски, пилувато-суглинисті (леси і лесоподібні суглинки), глини, валунні (моренні) суглинки, багаточленні породи.

Характеристика пухких осадових порід найповніше представлена лесами і лесоподібними суглинками, оскільки вони найяскравіше віддзеркалюють зональні біокліматичні умови. Саме на цих породах формується спектр найродючіших ґрунтів, які фундаментально досліджені різними вченими.

Пухкі породи є продуктами не тільки вивітрювання і перевідкладання, вони утворюються також у результаті складних метасоматичних процесів – глибинного перетворення різних порід гідротермальними водами. Так виникають глини, особливо часто – бентонітові, складені монтморилонітом. Отже, до II відділу входять як пухкі осадові, так і пухкі метасоматичні породи.

III відділ ґрунтотворних порід – вулканогенно-уламкові породи. Вони складаються з уламків, котрі потрапили на земну поверхню в результаті виверження вулканів. За походженням і властивостями займають проміжне положення між магматичними і осадовими породами.

IV відділ – щільні осадові, метаморфічні і метасоматичні породи. Вони різні за походженням, мінералогічним складом, хімізмом і фізичними властивостями. До цієї групи відносяться такі осадові породи, як уламкові глинисті сланці та пісковики, карбонатні вапняки, доломіти і мергелі, крем’янисті трепели і опоки. До цього відділу відносяться також метаморфічні

породи, які утворились в умовах низького і середнього температурного метаморфізму (до 400°С), – філіти, зелені сланці, кристалічні вапняки і доломіти, кристалічні пісковики, а також такі метасоматичні породи як серпентиніт, пропіліт тощо.

Ще в античні часи ґрунти відрізняли між собою здебільшого за літологічним складом (родючі суглинисті, бідні піщані). Одними з перших наукових ґрунтових класифікацій у Європі були класифікації, базовані на мінералого-петрографічних ознаках ґрунтів (агрогеологічний період розвитку ґрунтознавства). Об'єктивними передумовами розвитку цих класифікацій був характер ґрунтової поволоки Західної Європи. Тут переважають земельні масиви з гірськими, переважно молодими (голоценовими) слаборозвиненими буроземними ґрунтами, що сформувались на різних за складом і властивостями ґрунтотворних породах. Висока культура землеробства у Західній і Центральній Європі були стимулом до оцінки ролі материнських гірських порід в ґрунтоутворенні і формуванні продуктивності земель. Інтенсивний і глибокий обробіток призводив до перемішування неглибокого ґрунту з підстильним елювієм материнської породи. Прикладом мінералого-петрографічної класифікації ґрунтів є наукова праця Фаллу-Мейєра. Відповідно до неї всі ґрунти поділялись на три класи: І-й клас – первинні ґрунти, на елювії порід; ІІ-й клас – нанесені ґрунти, на делювії, пролювії тощо; ІІІ-й клас – перегнійні ґрунти (табл. 1. 1).

Таблиця 1. 1

Класифікація ґрунтів Фаллу-Мейєра

І-й клас	ІІ-й клас	ІІІ-й клас
1. Походять із щільних кристалічних порід: - польовошпатові ґрунти - авгітові і роговообманкові ґрунти - слюдисті ґрунти 2. Походять із шаруватих осадових порід: - піщані	Щебенисті або хрящуваті ґрунти: - піщані - глинисті - суглинисті - вапнякові - мергелисті	Торф'яна земля: - чорнозем

- глинисті - вапнякові		

Більш детальний таксономічний поділ базувався на особливостях походження, складу і будови порід, на суміші в ґрунтах різних петрографічних елементів тощо. Наприклад, ґрунти розрізнялись за ґенезою пісків: вулканічні, дюнні тощо; за складом пісків: слюдисті, польовошпатові, кварцові.

Теперішня українська класифікація ґрунтів відображає генетичні та літологічні особливості ґрунтів і ґрунтотворних порід на різних таксономічних рівнях класифікації, від типу до різновиду і розряду. Це добре видно на прикладі чорноземів та інших ґрунтів. Вплив характеристик материнської гірської породи на ґрунтоутворення відображений на найвищому таксономічному рівні (тип) при розмежуванні зональних і азональних типів ґрунтів (дерново-підзолисті ґрунти і рендзини тайгово-лісової зони; чорноземи і солонці степової зони тощо). Підтипи чорноземів поділяються на складні роди: глибокі, середньоглибокі і неглибокі (чорноземи на лесах і на червоно-бурих глинах), у тому числі за властивостями, зумовленими зазвичай регіональним впливом материнської гірської породи: недиференційовані, слабодиференційовані, некарбонатні, карбонатні, залишково-карбонатні, карбонатні перериті, солонцюваті, осолоділі, злиті, глибинно-глеюваті тощо. За відмінностями ступеня щебенюватості і кам’янистості ґрунтів, що належать до одного роду, ґрунти поділяються на складні види. Відмінності у гранулометричному складі і генетичній природі ґрунтотворної породи, завжди лежать в основі класифікаційного поділу всіх ґрунтів на рівні різновиду і розряду.

Літологічні відмінності ґрунтотворних порід мають різномасштабний вплив на будову і властивості ґрунтів, у тому числі на їхню класифікаційну приналежність. Це добре видно на прикладі чорноземів південних, що сформувались на різних ґрунтотворних породах. Чорноземи, що сформувались на жовто-бурих і червоно-бурих структурних глинах, відрізняються мало:

останні мають дещо меншу потужність горизонтів, червоно-бурий відтінок ілювіально-карбонатного горизонту *calcic* і горизонту породи *P*, чіткішу диференціацію горизонтів, грубішу і міцнішу структуру, середньо- і важкосуглинковий гранулометричний склад. Ці чорноземи дуже подібні між собою за хімічними і фізико-хімічними властивостями, тому, відповідно до сучасної української класифікації ґрунтів, такі чорноземи слід розділяти між собою лише на тасономічному рівні різновиду (гранулометричний склад). Навіть незначна відмінність гранулометричного складу ґрунтотворної породи впливає на особливості морфології ґрунтів, у тому числі новоутворень. Важкосуглинистим чорноземам південним притаманні одиничні крупні сегрегаційні новоутворення карбонатів у формі *білоочки*, а для суглинистих – рясні і дрібні плями білоочки.

Значно сильніше відрізняється від вищеописаної групи чорноземів, легкосуглинковий різновид чорнозему південного, який сформувався на легких лесоподібних суглинках. Він має світліший колір гумусового горизонту, більш потужний і глибоко вилугуваний від карбонатів профіль зі слабкою диференціацією на горизонти. Карбонати залягають значно глибше від нижньої межі гумусового горизонту, вміст гумусу суттєво нижчий, ніж у середньо- і важкосуглинистих ґрунтах. Ці чорноземи відрізняються від групи чорноземів південних на глинах, на рівні роду. На відміну від попередніх, вони відносяться вже до чорноземів південних вилугуваних.

Чорноземи південні на супісках відзначаються ще світлішим забарвленням, потужнішим гумусовим горизонтом, майже відсутньою (не міцною) структурою, значною вилугуваністю і глибоким рівнем залягання карбонатів, або відсутністю таких виділень. Класифікаційно вони також належать до роду вилугуваних, але мають потужніший ніж у легкосуглинистих чорноземах гумусовий горизонт, що підтягує їх на вищий класифікаційний рівень – виду.

На суміжних земельних масивах формуються чорноземи на пісках. Вони відзначаються низкою ознак, що відносить ці ґрунти до проблемних ґрунтів стосовно їхньої класифікації: слабогумусований гумусовий горизонт і позбавлені карбонатного горизонту. Окремі автори класифікують такі ґрунти на рівні іншого типу – чорноземоподібні. До дернового типу потрібно відносити також ґрунти, які формуються у зоні чорноземів південних на елювії сланців і пісковиків. Усі вони не мають багатьох ознак чорноземів, у тому числі позбавлені карбонатного горизонту.

Отже, ознаки ґрунтів, які пов'язані з літологічним фактором, можуть мати різне класифікаційне значення. В одних випадках ґрунти, що сформувались за різних рівних умов на різних породах, відносяться до різних типів або й надтипових класифікаційних одиниць, як *реферативні групи* в Soil Taxonomy (США) [43]. В інших випадках, коли відмінності у складі та властивостях порід незначні, – ґрунти не підлягають диференціації навіть на найнижчому таксономічному рівні.

Розділ 2. **Магматичні породи**

Магматичні породи – це продукти затвердіння і кристалізації природних силікатних сплавів магми. На елювії вивітрювання цих порід формуються ґрунти різних генетичних типів, в усіх біокліматичних поясах Землі. Магматичні породи займають 95,0 % від об'єму земної кори і 25 % площі континентів. В Україні ґрунти магматичних порід приурочені до виходів на денну поверхню великих масивів Українського кристалічного щита, що простягається від Житомирського Полісся до Приазов'я [14]. На цьому великому просторі материнським ґрунтотворним матеріалом зрідка є сама магматична порода (ембріональне чи первинне ґрунтоутворення на скальних виступах), частіше її елювій чи елюво-делювій.

Вивержені породи є першочерговим джерелом усіх осадових порід, які утворились у результаті вивітрювання і ґрунтоутворення, делювіального знесення і перевідкладання. Як би сильно осадові породи не відрізнялись за своїм складом від вивержених порід (граніт – вапняк, базальт – покривний суглинок тощо), їхній речовинний склад успадкований від матеріалу магматичних порід.

Магматичні породи дуже різноманітні за ґенезою і умовами функціонування, за мінералогічним і хімічним складом, за якістю кір вивітрювання і ґрунтів, що формуються на них.

2. 1. Хімічний і мінералогічний склад магматичних порід

Оскільки магматичні породи утворюються шляхом кристалізації магми, їхній хімічний склад закономірно зв'язаний з мінералогічним складом. Цей зв'язок не завжди прямолінійний, тому що мінералогічний склад ще й залежить від умов кристалізації: чи вона відбулась ще до виходу магми на земну поверхню (інтрузивні породи), чи вже безпосередньо на ній (ефузивні породи).

Головними компонентами магматичних порід є 9 хімічних елементів: O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H. Їхня кількість сумарно складає більше 90,0 % всіх магматичних гірських порід. У помітних кількостях також присутні такі елементи як Ti, Mn, P, Cl, S і мікроелементи (не більше 0,01% від маси).

Магма – це силікатний сплав, тому основними мінералами магматичних порід є силікати, алюмосилікати і кварц. Провідну роль у складі літосфери відіграють сполуки Si. Подібну роль виконує Карбон у складі органічної речовини. Більше половини від маси магматичних порід займають польові шпати, 12 % кварц, 13 % авгіт і піроксени разом, значно менше займають решта мінералів (табл. 2. 1).

Таблиця 2. 1

Середній мінералогічний склад магматичних порід (за Кларком)

Мінерали	Вміст, %	Мінерали	Вміст, %
Кварц	12,4	Мусковіт (світла слюда)	1,4
Лужні польові шпати	31,0	Магнетит, гематит, ільменіт	4,1
Плагіоклази	29,2	Нефелін	0,3
Олівін	2,6	Апатит	0,6
Піроксени	12,0	Сфен	0,3
Рогова обманка	1,7	Хлорит і серпентин	0,6
Біотит	3,8		

Основні групи мінералів магматичних порід мають відповідні характеристики.

Кварц. Цей мінерал є диоксидом силіцію SiO_2, однією із кристалічних модифікацій кремнезему. Кремнекисневі тетраедри утворюють дуже міцну каркасну структуру. Вони є головною структурною одиницею кристалічної ґратки багатьох мінералів.

Острівні силікати. Це силікати, у кристалічній ґратці котрих присутні роз’єднані одиничні або спарені кремнекисневі тетраедри, вільні валентності яких скомпенсовані переважно іонами заліза, магнію, алюмінію. Хімічна формула $RSiO_4$. Найпоширеніші мінерали цього підкласу: олівін, гранат, епідот.

Ланцюгові силікати. Це мінерали, у будові кристалічної ґратки котрих головну роль відіграють ланцюжки, що складаються з кремнекисневих тетраедрів. Цей підклас силікатів представлений групою піроксенів, кристалічна ґратка яких складається з простих одинарних ланцюжків між якими розташовані катіони (Mg, Fe, Ca, Li, Mn), а також групою амфіболів – стрічкових силікатів з подвійними ланцюжками кремнекисневих тетраедрів у присутності летючих компонентів: H_2O, F, зрідка Cl. Узагальнена формула цих силікатів RSi_2O_6. У якості радикала можуть бути Mg, Fe, Ca, Na. Найпоширенішими представниками групи піроксенів є: авгіт, діопсид, гіперстен, енстатит. До групи амфіболів належать: рогова обманка, тремоліт, лужні амфіболи.

Шаруваті силікати і алюмосилікати. У кристалічній ґратці мінералів цього підкласу кремнекисневі тетраедри утворюють плоскі сітки, або шари, що паралельні до площини основи кристалів. Їхня загальна формула $RSi_4O_{10}(OH)n$ або $RAlSi_3O_{10}(OH)n$. У якості радикала можуть бути Al, Fe, Mg, K. Присутні також летючі компоненти. Найпоширеніші мінерали – біотит (темна слюда) і мусковіт (світла слюда).

Каркасні алюмосилікати. До цього підкласу належать найбільш поширені у земній корі мінерали – польові шпати. Серед них виділяються лужні, з високим вмістом натрію і калію, і вапнисті, з вмістом кальцію. Найпоширеніші мінерали: альбіт $Na[AlSi_3O_8]$, ортоклаз, мікроклин, санідин $(K, Na)[AlSi_3O_8]$, анортит $Ca[Al_2Si_2O_8]$, плагіоклаз (ізоморфна суміш альбіту і анортиту). Крім кварцу, силікатів і алюмосилікатів, до складу вивержених порід входять оксиди заліза, алюмінати, апатит, сульфіди тощо.

Усі мінерали умовно поділяють на кольорові (темні) – *фелічні* (олівін, піроксени, амфіболи, біотит), і світлі – *салічні* (плагіоклази, Na-K-польові шпати, кварц, фельдшпатиди). Мінерали першої групи мають темне забарвлення, містять багато заліза і магнію. Більшість з них легко подрібнюються і вивітрюються, тому в пухких породах і ґрунтах знаходяться

зазвичай у грубих фракціях. Світлі мінерали збагачені кремнієм і алюмінієм, містять лужні (Na) або лужноземельні (Ca) метали, важко піддаються вивітрюванню, за виключенням плагіоклазу із високим вмістом анортиту і ніфеліну.

Поєднання мінералів у складі гірської породи підпорядковується певним закономірностям. Кварц не зустрічається з фельдшпатидами і зазвичай не зустрічається з олівіном. Олівін дуже зрідка асоціюється з ортоклазом і роговою обманкою.

При кристалізації магми відбувається закономірна послідовність утворення мінералів. Силіцій витрачається найперше на насичення основ. Тому породи, які дуже бідні на кремній, складаються зазвичай з темних (фелічних) мінералів. Породи, які багаті на Силіцій, крім темних мінералів, містять польові шпати. Нарешті, кварц викристалізовується тільки з магми, найбагатшої на кремній (Si). Отже, існує глибокий взаємозв'язок між хімічним складом магми (за вмістом у ній SiO_2) і мінералогічним складом гірської породи, що утворюється. Тому одна із найпоширеніших класифікацій вивержених гірських порід ґрунтується на вмісті в них SiO_2.

2. 2. Класифікація магматичних порід

Магматичні породи класифікуються за вмістом у їхньому складі SiO_2 на: ультракислі – більше 75 %; кислі – 75–65 %; середні – 65–52 %; основні – 52–45 % і ультраосновні – менше 45 %. Крім того, виділяються лужні породи з високим вмістом K і Na при вмісті SiO_2 55–65 %.

За молярними відношеннями між оксидами алюмінію, кальцію, натрію і калію, гірські породи також поділяються на: нормальні ($CaO+Na_2O+K_2O>Al_2O_3>Na_2O>K_2O$); перенасичені лугами ($Na_2O+K_2O>Al_2O_3$); перенасичені алюмінієм ($Al_2O_3>CaO+Na_2O+K_2O$).

За способом утворення магматичні породи поділяють на *інтрузивні* та *ефузивні*. Перші формуються на різній глибині від поверхні Землі, у товщі

порід різного походження, які вони перекривають. Другі утворюються із магми, виверженої вулканами на поверхню Землі у формі лави, яка при застиганні затверднула.

Кислі магматичні породи (група граніту – ліпариту). Граніт – це глибинна, грубо- і середньозерниста, масивно-кристалічна порода. Нормальний граніт складається з кварцу (25–30 %), калієвого польового шпату (35–40 %), кислого плагіоклазу (20–25 %), біотиту (5–10 %). Рідше серед числа темних мінералів присутня рогова обманка і піроксени, а також акцесорні мінерали (апатит, магнетит, циркон, титаніт тощо).

Граніт є дуже щільною породою із найменшою серед вивержених порід середньою щільністю ≈2,67 г/см^3. Імовірно, тільки частина гранітів є магматичними породами, інша частина утворилась у результаті метаморфізму осадових порід з високим вмістом SiO_2.

Ліпарит (синонім ріоліт) – це вивержена порода кислого складу. Основна його маса є приховано-кристалічна або скляниста, тобто представлена вулканічним склом – застигла магма, яка не розкристалізувалася. Кристалічні вкраплення мінералів ті ж, що й у граніті, крім калієвого польового шпату.

Низький вміст у граніті темних мінералів зумовлює світле забарвлення порід групи граніту – ліпариту. У кольоровій гамі цих мінералів переважають сірі та рожеві відтінки. Серед магматичних порід переважають кислі вивержені породи площею 60,0 % від їхнього загального об’єму. Здебільшого давні кристалічні щити і масиви (Балтійський, Український, Канадський, Сибірський, Південно-Африканський, Австралійський тощо) представлені гранітами.

Серед кислих масивно-кристалічних порід переважають глибинні інтрузивні – граніти. Менш поширені кислі ефузивні – ріоліти. Досить поширеними є кислі інтрузивні породи – гранодіорити. Вони містять менше кварцу, ніж граніт (≈25 %) і більше темних мінералів (до 15 %). У складі салічних мінералів основну роль відіграє плагіоклаз.

Основні магматичні породи (група габро – базальту). Габро – це глибинна зерниста основна порода, яка складається з приблизно однакової кількості плагіоклазу і темних мінералів. У нормальному габро плагіоклаз складає 53 %, піроксен – 47 %. Крім піроксену, може бути рогова обманка, олівін, біотит, із салічних мінералів може бути – калієвий польовий шпат. Кварцу немає. Серед акцесорних мінералів присутні: апатит, магнетит, ільменіт.

Базальти – це вивержені основні породи. Переважна маса породи приховано-кристалічна або скляниста, на вигляд як нерозкристалізоване вулканічне скло з дрібними часточками магнетиту, основного плагіоклазу, піроксену, олівіну.

Основні породи порівняно з кислими багаті на залізо, магній, кальцій, але бідні на кремній і калій. Завдяки високому вмісту темних фелічних мінералів, ці породи забарвлені у темно-сірий, майже чорний колір.

Базальти займають величезні площі земної суші, ними складене дно океанів. Вони поширені як у складчастих областях, так і на платформах, у зонах розломів, залягаючи у вигляді лавових потоків і покривів, котрі розділені відкладами пірокластичних і осадових порід. Типові райони розвитку базальтових лав і покривів – Закавказзя, Прибайкалля, острови Північної Атлантики.

Середні магматичні породи (групи діориту – андезиту). За хімічним і мінералогічним складом *діорит* (глибинна порода) та *андезит* (вивержена порода) займають проміжне положення між кислими і основними породами. Водночас, існує низка порід андезито-базальтів, які є перехідними між андезитом і базальтом. Часто межа між ними є досить умовною. Основна відмінність у хімічному складі. Зазвичай, діорити є безкварцовими породами, хоча інколи містять до 5 % кварцу. Складаються з фелічних (30–35 %) і салічних (65–70 %) мінералів. Головний мінерал салічної групи – плагіоклаз. Калієвий польовий шпат, як і кварц, зустрічається у дуже малій кількості до 5

%. Головний фелічний мінерал – рогова обманка, зрідка також піроксени. Акцесорні мінерали: апатит, магнетит, титаніт. Основна маса андезитів складається з не розкристалізованого вулканічного скла з вкрапленнями магнетиту, темних мінералів і плагіоклазу.

Колір середніх порід сірий, до темно-сірого, у типових випадках дещо світліший, ніж у габро і базальту. Хімічний склад порід групи діориту – андезиту відображає їхнє проміжне положення між кислими і основними породами. Породи середнього складу мають незначне поширення, на відміну від кислих і основних, тому їх часто показують разом з основними. Найширше андезити поширені в Андах, на Колумбійському плато, в Закавказзі, Закарпатті і на Далекому Сході. Ефузиви середнього складу більш поширені, ніж середні інтрузії.

Усі вищезгадані 3 групи порід належать до нормального ряду магматичних порід. Крім того, виділяють породи підвищеної лужності, тобто збагачені лужними елементами – калієм і натрієм.

Ультраосновні породи (група дуніту – перидотиту – піроксеніту). Це інтрузивні, зернисті масивні породи. Складаються виключно з темних залізисто-магнезіальних фелічних мінералів: олівін і піроксени, рідше амфіболи і біотит. Кварц відсутній. Плагіоклаз зустрічається зрідка. Акцесорні мінерали: магнетит, ільменіт, гранат, алмази, платина тощо. Залежно від переважаючого мінералу розрізняють дуніт (100–80 % олівіну), перидотит (70–30 % олівіну і 30–70 % піроксенів), піроксеніт (90–100 % піроксенів, 0–10% олівіну).

Ці породи надзвичайно багаті на магній і залізо, але бідні на лужні метали й алюміній. Колір мінералів чорний, дуже важкі (щільність >3,0 г/см^3). Маса ультраосновних порід складає менше 0,4 % від усієї маси магматичних порід. Зустрічаються у Південній Африці, Австралії, в Сибіру, на Уралі, Кавказі, Казахстані, Центральній Азії та інших регіонах Землі.

2. 3. Вивітрювання магматичних порід

Магматичні породи, як тільки опиняються різними шляхами на земній поверхні, потрапляють в інші термодинамічні і геохімічні умови, де піддаються розтріскуванню, подрібненню, різним хімічним впливам. Первинні мінерали перетворюються у нові мінеральні сполуки – кристалічні чи аморфні, котрі мають різну стійкість проти вивітрювання. Найменш стійкими є фелічні мінерали високотемпературної кристалізації (вулканічне скло, амфіболи). При інтенсивному вивітрюванні вони повністю зникають з товщі кори вивітрювання, тоді як більш стійкі мінерали, такі як кварц, зберігаються у ній довгий час. Стійкість первинних мінералів до вивітрювання знижується у відповідному ряду стійкості Голдича (різні типи структур силікатів): олівін (острівний) < піроксени (ланцюговий) < амфіболи (стрічковий) < біотит (шаруватий) < кальцієві плагіоклази < калієві польові шпати (ортоклаз, мікроклін, санідин) < мусковіт < кварц (каркасний) < рутил і циркон [26].

Процеси вивітрювання протікають у двох напрямах. Один із них, це гідроліз мінералів (розчинення), у результаті якого утворюються речовини з молекулами менших розмірів. Частина продуктів гідролізу вимивається низхідними токами вологи у результаті партлювації. Решта кристалізуються *in situ* відразу, або через проміжну аморфну фазу. У другому випадку, первинні мінерали поступово перетворюються у нові мінерали із збереженою в цілому кристалічною структурою – у глинисті мінерали. У такий спосіб виникають вторинні мінерали, які є продуктами вивітрювання первинних.

Частина кремнезему, що вивільнився при вивітрюванні, переходить у стан золю. Друга його частина випадає в осад у вигляді гелю $SiO_2 \cdot nH_2O$, котрий поступово втрачає воду при адгезії. Імовірно, аморфний кремнезем у ґрунті може кристалізуватись у вторинний кварц.

Дуже поширені у ґрунтах і корах вивітрювання мінерали сесквіоксиди заліза і алюмінію. Втрачаючи воду при адгезії, вони поступово кристалізуються

у вторинні мінерали: гетит, лепідокрокит $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$, гематит Fe_2O_3, гібсит $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$, беміт $Al_2O_3 \cdot H_2O$.

Взаємодія кремнезему з сесквіоксидом алюмінію призводить до утворення аморфного мінералу алофану $nAl_2O_3 \cdot mSiO2 \cdot lH_2O$.

Основи, що вивільнилися при вивітрюванні, утворюють з кислотами водорозчинні мінерали-солі: карбонати, нітрати, хлориди, фосфати. В засушливих умовах вони накопичуються у продуктах вивітрювання і ґрунтах. Деяка частина основ входить до складу найбільш поширеної групи вторинних мінералів, що утворюються при вивітрюванні – глинистих мінералів.

Процес утворення глин із первинних силікатів і алюмосилікатів здійснюється через таку послідовність стадій вивітрювання: 1) гідратація силікату; 2) окислення закису заліза у силікаті; 3) поступовий гідроліз – зменшення вмісту лужних металів і заміна їх на Гідроген; 4) перехід Al з четвертної координації до шестерної; 5) часткове винесення кремнезему.

Процеси вивітрювання в природі здійснюються за декількома схемами:

1) польовий шпат → серицит (різновид мусковіту) → гідрослюда → монтморилоніт → каолініт → гібсит;

2а) вулканічне скло → алофан → гібсит, каолініт (кисле середовище, бідність на основами і кремнезем, добрий дренаж);

2б) вулканічне скло → алофан → монтморилоніт (нейтральне або лужне середовище, багатство основами і Si, ослаблений дренаж);

3) біотит → хлорит магнієвий → змішаношаруваті мінерали → вермикуліт.

Перетворення первинних мінералів у глинисті мінерали може мати різну інтенсивність і ступінь, залежно від умов середовища (схема 2а і 2б). Глинисті мінерали поділяються на успадковані, трансформовані і новоутворені. Успадковані практично без змін перейшли з ґрунтотворної породи у ґрунт. Трансформовані – це ті мінерали, що зазнали змін, за яких зберігся структурний

тип мінералу – дво- чи тришарова будова кристалічної ґратки. Новоутворені мінерали – це виникнення нового мінералу із розчину.

Найстійкіші каркасні первинні мінерали – польові шпати, можуть трансформуватись у шаруваті вторинні мінерали тільки через стадію повного розпаду кристалічної ґратки з наступним утворенням аморфних сесквіоксидів кремнію, заліза, алюмінію, коті служать матеріалом для синтезу алофанів, а потім шаруватих силікатів. Аналогічний шлях, імовірно, є обов'язковий не тільки для польових шпатів, але й для кожного мінералу, у тому числі шаруватих силікатів. Хоча з останніх аморфні речовини утворюються швидше.

Характер перетворення первинних мінералів визначається не тільки хімічним складом і особливостями будови кристалічної ґратки. Він залежить також від ступеня дисперсності мінералів, окисно-відновного потенціалу, реакції середовища, водного, теплового і біологічного режимів.

2. 4. Формування елювію магматичних порід і ґрунтоутворення

Елювій – це продукти вивітрювання гірських порід, що залишились на місці свого утворення. Він представляє собою несортовану механічну суміш гостроверхих часточок і уламків породи, які поступово переходять у незмінену материнську гірську породу. Виразною морфологічною ознакою елювію, яка відрізняє його від інших генетичних типів континентальних відкладів, є неокатаність уламків і поступовість переходу від щільної породи, до верхньої частини цієї породи, яка є найбільш звітреною. В нижній частині елювію щільна порода розбита тріщинами на крупні блоки, вище яких вона розпадається на глиби і плити, а ще вище змінюється дрібними уламками і, нарешті, на самому верху елювіальної товщі, появляється дрібноземистий матеріал із домішками уламків породи. Властивості елювію різні у межах усієї його товщі. Вони змінюються від практично цілісної породи внизу, до дрібноземистої маси вверху.

Елювій утворюється одночасно із формування мезорельєфу. Він приурочений до позитивних форм рельєфу, головно гірських країн, рідше денудаційних рівнин, покриваючи вершини, плато і верхні частини схилів.

Більшість геологів ототожнюють поняття “елювій” з “корою вивітрювання”. Формування елювію має важливе значення у житті Землі як джерело всіх інших форм осадових континентальних і морських відкладів. На елювії формуються елювіальні, автономні, генетично самостійні ґрунти, котрі не отримують зі сторони ніяких додаткових речовин і енергії. Баланс речовин є від’ємний. Елювіальна товща і ґрунти втрачають мінеральні речовини за рахунок поверхневого, латерального (бокового) і низхідного токів вологи. Тільки ґрунтоутворення на елювії гірських порід частково зменшує витратну частину цього балансу. Під впливом рослин відбувається перекачування біофільних елементів з нижніх шарів у поверхневі горизонти. Але навіть зрілі ґрунти на елювії порід з року в рік збіднюються на мінеральні речовини.

Потужність елювію залежить від клімату, складу порід і тривалості перебування на земній поверхні (часу). В екстрааридних областях пустель, а також на молодих поверхнях еродованих схилів усіх кліматичних областей, елювій представлений *уламковою корою вивітрювання*. Це грубі кам’янисті розсипища (*куруми*), які є продуктами фізичного вивітрювання. В такій корі дрібноземистий матеріал не накопичується, а виноситься водою і вітром разом з легкорозчинними солями. Такий елювій за мінералогічним і хімічним складом мало чим відрізняється від механічної суміші з уламків материнської гірської породи. На таких динамічних поверхнях суцільний ґрунтовий покрив відсутній. Під колоніями нижчих рослин (водорості, лишайники, мохи) локально розвивається ембріональне або первинне ґрунтоутворення. З часом, завдяки силам гравітації, вітру і атмосферним опадам, продукти вивітрювання місцями скупчуються, ущільняються і покриваються вищою рослинністю (трави, чагарнички), що послаблює процеси ерозії. З акумульованого матеріалу виносяться лише водорозчинні з’єднання, а тверді продукти вивітрювання

накопичуються. Тут елювій складається не тільки з уламкового матеріалу, але й деякої кількості дрібнозему між уламками порід, що стимулює і пришвидшує ґрунтоутворення. У верхній частині уламкової кори вивітрювання формується слаборозвинений неглибокий ґрунт.

На масивно-кристалічних породах з більш давнім елювієм, в умовах напівсухого і гумідного помірного клімату потужність елювію досягає 1–2 м і більше. Склад продуктів вивітрювання, верхні горизонти елювію суттєво відрізняються від складу корінних магматичних порід. У них суттєво знижується вміст натрію, кальцію, кремнію, але відносно збільшується кількість алюмінію, заліза, магнію, калію. У формуванні такого елювію значна роль належить ґрунтовим процесам. Кора вивітрювання збігається з ґрунтом, оскільки її утворення є частиною ґрунтотворного процесу.

Найпотужніші елювії, товщі яких досягають 10 м і більше, формуються при дуже тривалому вивітрюванні (з дочетвертинного часу) в умовах вологого субтропічного і тропічного клімату. Тут вивержені породи перетворюються у кори вивітрювання глинистого складу (каолінітові, рідше бентонітові). Інтенсивність вивітрювання настільки значна, що походження цих глин від магматичних порід можна встановити тільки за поступовим переходом і збереженою текстурою елювіальної товщі. Верхня частина цієї товщі представляє собою добре сформований і зрілий ґрунт, нижня – власне кору вивітрювання.

Кліматичні умови визначають не тільки потужність кори вивітрювання, але і її склад (табл. 2. 2).

Таблиця 2. 2

Продукти трансформації, синтезу і наслідування у корах вивітрювання

Ландшафт	Трансформації	Синтезу	Успадковані компоненти
Пустелі, напівпустелі	практично відсутні	відсутні або галіт, гіпс, карбонати	абсолютно домінують
Степи	дуже мало; слюда-смектити, слюда-хлорити	те ж, аморфні з’єднання заліза, смектити	абсолютно домінують
Ліси помірного поясу	відносно мало; слюда-смектити, хлорит-смектити	карбонати, аморфні з’єднання Fe, Mn, смектити, метагалуазит (на вулканічних породах)	переважають

Сезонно-вологі ліси субтропічного і екваторіального поясу	багато; смектити	каолініт-смектит, гетит, гібсит, метагалуазит, аморфні з'єднання Fe, Al, Si, Mn	відсутні або частково зберігаються у нижніх горизонтах
Постійно вологі ліси того ж поясу	у верхніх горизонтах подавлені розчиненням, у нижніх – смектити	те ж	відсутні або частково зберігаються у нижніх горизонтах
Тундра, лісотундра	мало; слюда-смектити, хлорит-смектити	відсутні або аморфні з'єднання заліза	абсолютно домінують

Кора вивітрювання є сукупною функцією часу, геологічної будови і рельєфу. Різна міграційна здатність хімічних елементів лежить в основі класифікації стадій розвитку кори вивітрювання. Якби мобільність всіх хімічних елементів у корі вивітрювання була однаковою, тоді склад гірських порід і склад сухого залишку річкових і морських вод був би теж однаковим. Але в сухому залишку вод переважають Cl, S (у формі SO_4^{2-}), Ca, тоді як у складі масивних гірських порід SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3. Отже, елементи першого ряду мають більшу міграційну здатність порівняно з елементами другого ряду (табл. 2. 3).

Таблиця 2. 3

Відносна мобільність хімічних елементів у корі вивітрювання вивержених магматичних порід [13]

Міграційні ряди елементів	Склад рядів міграції	Показник порядку величини міграції
Енергійно виносяться	Cl, Br, J, S	$n \cdot 10^2$
Легко виносяться	Ca, Na, Mg, K	$n \cdot 10$
Рухомі	SiO_2 силікатів, P, Mn	$n \cdot 10^{-1}$
Інертні	Fe, Al, Ti	$n \cdot 10^{-2}$
Практично нерухомі	SiO_2 (кварц)	$n \cdot 10^{-\infty}$

В окремих природних районах порядок величин міграційної здатності і послідовність розподілу елементів у ряду міграції можуть бути іншими. Якщо вивітрювання відбувається у відновних умовах, тоді різко підвищується мобільність заліза і мангану.

Формування кори вивітрювання гірських порід проходить через декілька стадій. Відповідно з міграційною здатністю хімічних елементів кора вивітрювання спочатку втрачає Cl і S, потім основи (причому Ca і Na

втрачаються швидше за K і Mg), ще пізніше кремній силікатів. У ній залишаються головним чином сесквіоксиди і кремнезем кварцу.

Існує 4 стадії розвитку *ортоелювію*, тобто залишкової кори вивітрювання вивержених порід:

I. Грубий уламковий ортоелювій, який майже не відрізняється за хіміко-мінералогічним складом від корінної породи.

II. Безвапнистий ортоелювій, який втратив значну частину Cl і SO_4^{2-}, але збагачений кальцій карбонатом.

III. Сіалітний ортоелювій, з якого винесені Cl і SO_4^{2-}, весь кальцій карбонат і частина інших основ, починається винесення кремнезему силікатів.

IV. Алітнийо ортоелювій – кора вивітрювання позбавляється майже усіх основ і кремнезему силікатів, у ній відносно накопичуються найменш рухомі компоненти, оксиди алюмінію і заліза, кремнезем кварцу.

Перші дві стадії представляють молоді кори вивітрювання, останні – найдавніші кори.

Можливості повного проходження стадій вивітрювання обмежуються кліматичними умовами. В пустелях процес формування кори вивітрювання затримується на стадії безвапнистого ортоелювію нескінченно довго. В природі неможливий випадок, коли сіалітний ортоелювій холодного гумідного клімату може перейти у стадію алітного ортоелювію. Клімат визначає також швидкість проходження стадій. Зокрема, в гумідних областях безвапниста стадія протікає швидко, тому тут практично не зустрічається карбонатний ортоелювій.

На вивержених породах різного складу формуються елювії різного складу і властивостей, а на них і різні ґрунти.

Елювії кислих магматичних порід характеризуються більш грубим, піщанистим, гранулометричним складом, пухкішим складенням, вони збагачені калієм, але збіднені лужноземельними елементами. Такі властивості безпосередньо зв’язані з мінералогічним і хімічним складом кислих порід: високий вміст кварцу зумовлює піщанистість, низький вміст плагіоклазів і

фелічних мінералів – сповільнені темпи оглинення, бідність магнієм і кальцієм, переважання калієвих польових шпатів – збагачення калієм.

Елювій основних порід в аналогічних біокліматичних умовах є більш глинистий, має менш кислу реакцію, підвищений вміст монтморилоніту в складі глинистої фази, високий вміст лужноземельних основ на фоні малої кількості калію. Завдяки тому, що основні породи збагачені основами і не містять баласту у формі кварцу, їхнє вивітрювання проходить швидко і майже до кінця, супроводжуючись утворенням великої кількості глини. Серед основних порід переважають ефузивні, нерозкристалізовані, які багаті на вулканічне скло, що нестійке у зоні гіперґенезу.

Розділ 3

Пухкі осадові породи

До осадових порід належать породи, що утворились на поверхні суші або на дні водоймищ за рахунок продуктів руйнування раніше існуючих порід і залишків організмів.

У різних частинах земної поверхні потужність осадового чохла різна. На платформах потужність осадових порід коливається від 0 до 3 км, що в середньому становить 1,5 км. На щитах і кристалічних масивах ці породи майже відсутні. В складчастих областях їхня потужність зростає до 8–10 км, а місцями до 15–20 км. Займаючи більшу частину площі суші, осадові породи становлять тільки 5% від загального об'єму земної кори. Джерелом осадових порід є вивержені магматичні, метаморфічні і більш давні щільні осадові породи, газоподібні викиди вулканів, речовини ювенільних вод, органічні речовини. Всі разом осадові породи займають площу 75 % від площі суші.

3. 1. Склад і класифікація осадових порід

Серед осадових порід переважають глини і глинисті сланці – біля 80 % від об'єму осадових порід, піски і пісковики становлять 11 % того ж об'єму, вапняки і доломіти – 6 %. У складчастих областях переважають уламкові породи: глини, сланці, пісковики, осадово-вулканогенні породи. На платформах близько половини об'ємів осадів припадає на вапняки, багато соленосних формацій.

Середній валовий склад осадових і магматичних порід близький між собою, що вказує на їхню генетичну спорідненість. Але у процесі формування осадової товщі з'явились закономірні відмінності між ними. Взаємне відношення FeO до Fe_2O_3 магматичних і осадових порід є протилежним. У щільних магматичних породах переважають хімічні з'єднання двовалентного Fe^{2+}, яке при утворенні осадових порід окислюється до тривалентного Fe^{3+}, стаючи переважаючим. Осадові породи втричі бідніші на натрій порівняно з

магматичними, оскільки Na^+ є наймобільніший з катіонів і легко вилуговується з осадової товщі. В осадових породах у 3–4 рази більше води і в 50–60 разів більше CO_2, оскільки ці породи утворюються у середовищах, які багаті на воду і CO_2. За мінералогічним складом осадові і магматичні породи різко відрізняються одні від других (табл. 3. 1).

Таблиця 3. 1

Середній мінералогічний склад магматичних і осадових порід

Мінерал	Середня магматична порода (граніт 65 %+базальт 35 %)	Середня осадова порода (глинисті породи 82 %+пісковики 12 %+вапняки 6 %)	Мінерал	Середня магматична порода (граніт 65 %+базальт 35 %)	Середня осадова порода (глинисті породи 82 %+пісковики 12 %+вапняки 6 %)
1	2	3	4	5	6
Олівін	26,5	0,00	Кварц	20,40	34,80
Біотит	3,86	0,00	Мусковіт	3,85	15,11
Рогова обманка	1,60	0,00	Глинисті мін.	0,00	14,51
Авгіт	12,90	0,00	Залізисті осади	0,00	4,00
Анортит	9,80	0,00	Доломіт	0,00	9,07
Альбіт	29,60	4,55	Кальцит	0,00	4,25
Ортоклаз	14,85	11,02	Гіпс і ангідрит	0,00	0,97
Магнетит	3,15	0,07	Фосфатні мін.	0,00	0,35
Титаніт	1,45	0,02	Органічна реч.	0,00	0,73

Осадові породи більш різноманітні за хімічним складом, ніж вивержені породи, діапазон коливань у складі основних оксидів дуже великий. Кварцовий пісок складається з 99 % SiO_2, боксити з 70 % Al_2O_3, крейда з 98 % $CaCO_3$. Ці породи значно різноманітніші і за фізичними властивостями, зокрема щільністю і пористістю.

Утворення осадових порід почалося ще в археї і продовжується по сьогодні. За способом утворення всі осадові породи поділяються на 5 підвідділів.

1. Уламкові породи – продукти переважно фізичного вивітрювання материнських порід і мінералів з наступним перенесенням і осадженням матеріалу на інших ділянках.

2. Колоїдно-осадові породи – результат переважно хімічного вивітрювання з переходом речовини у колоїдний стан. Сюди ж відносяться найтонші уламкові породи – глини.

3. Хемогенні породи – осади, що випали з водних, переважно істинних розчинів – вод морів, океанів, озер та інших басейнів хімічним шляхом, тобто у результаті хімічних реакцій або перенасичення розчинів.

4. Біохімічні породи – утворились за участю мікроорганізмів, або мають двояке походження – хімічне і біогенне.

5. Органогенні породи – утворились за участі організмів. Ці породи частково є продуктами життєдіяльності організмів, тому завжди мають у своєму складі рештки відмерлих організмів тварин і рослин, або цілковито складаються з речовини органічного походження.

Подальший поділ кожного з підвідділів ґрунтується на різноманітних ознаках. Уламкові породи поділяються за ступенем цементації, розміром часток, окатаністю, мінералогічним складом, складом цементу. В підвідділі колоїдно-осадових порід виділяються групи глинистих порід і порід, складених переважно мінералами сесквіоксидів. Хемогенні породи поділяються на групи відповідно до їхнього хімічного і мінералогічного складу. Біохімічні та органогенні породи розділяються за хімічним, фауністичним і флористичним складом (табл. 3. 2).

Таблиця 3. 2

Схема класифікації осадових порід
(за Здорик, 1970, зі спрощенням Є.М. Самойлової)

<table>
<tr><td>Домінуючий розмір, мм</td><td colspan="2">Підвідділ 1</td><td>Підвідділ 2</td><td>Підвідділ 3</td><td>Підвідділ 4</td><td>Підвідділ 5</td></tr>
<tr><td rowspan="4">10–200</td><td colspan="2">Уламкові породи</td><td rowspan="2">Колоїдно-осадові породи</td><td rowspan="2">Хемогенні породи</td><td rowspan="2">Біохімічні породи</td><td rowspan="2">Органогенні породи</td></tr>
<tr><td>пухкі</td><td>зцементовані</td></tr>
<tr><td colspan="2">Група грубоуламкових</td><td rowspan="3">Група глинистих порід:а) підгрупа пластичних глин – глина каолінітова, монтморилонітова поліміктова, суглинок; б) підгрупа непластичних порід: сухарна глина, аргіліт (глинистий сланець)</td><td rowspan="3">Група сульфатних порід: гіпс, ангідрит</td><td rowspan="3">Група карбонатних порід: вапняк, доломіт, мергель, крейда</td><td rowspan="2">Група торфу: торф</td></tr>
<tr><td>щебінь</td><td>брекчія</td></tr>
<tr><td>галька*</td><td>конгломерати*</td></tr>
<tr><td>2–10</td><td>дресва</td><td>дресвятник</td><td>Група викопного вугілля: буре і камяне вугілля, антрацит, сапропеліт, горючий сланець</td></tr>
</table>

<table>
<tr><td></td><td>гравій*</td><td>гравеліт*</td><td rowspan="2">Група глиноземних порід: боксити</td><td rowspan="4">Група галоїдних порід: кам’яна сіль, сильвініт</td><td rowspan="2">Група крем’янистих порід: діатоміт, трепел, опока, яшма, крем’янистий сланець</td><td rowspan="2">Група природних бітумів: озокерит, асфальт</td></tr>
<tr><td rowspan="2">0,1–2</td><td colspan="2">Група середньоуламкових</td></tr>
<tr><td>пісок</td><td>пісковик</td><td>Група залізистих порід: бурий залізняк</td></tr>
<tr><td rowspan="3">0,1–0,01</td><td colspan="2">Група дрібноуламкових</td><td rowspan="3">Група марганцевих порід і руд</td><td rowspan="2">Група фосфатних порід: фосфорит</td><td rowspan="2">Група нафти: нафта, природний газ</td></tr>
<tr><td>алеврит</td><td>алевроліт</td></tr>
<tr><td>глина(пеліт)</td><td>аргіліт</td><td></td><td></td></tr>
</table>

Різним групам осадових порід належить суттєво відмінна роль у ґрунтоутворенні. З погляду диференційованого впливу на ґрунтоутворення цікавими є породи, які відносяться до одного з представників підгрупи пластичних глинистих порід, – суглинки. Власне суглинки є тими породами, які найбільш рефлексують до зміни біокліматичних умов середовища. Вони поділяються на низку порід, кожна з яких накладає своєрідний відбиток на процес ґрунтоутворення. У той час як хемогенні породи і більша частина органогенних відкладів практичного інтересу не представляють, оскільки зрідка трапляються у якості ґрунтотворних порід.

3. 2. Генетичні типи пухких континентальних відкладів

Поняття “генетичний тип відкладів” уперше введений у науковий обіг наприкінці XIX ст. А. П. Павловим. Спрощене розуміння цього терміна означає сукупність відкладів, які сформувались у результаті роботи відповідного геологічного чинника – води, вітру, льоду, гравітації тощо. Наукове тлумачення генетичного типу континентальних відкладів чітко сформулював Є. В. Шанцер, – це сукупність осадових або вулканічних накопичень, що виникають у ході однієї зі своєрідних за динамікою розвитку форм акумуляції, особливості якої визначають спільність головних рис їхньої будови як закономірних поєднань (параґенезів) відповідних осадів і/або гірських порід.

Генетичний тип відкладів не є літологічною категорією. До складу одного і того ж типу можуть входити осади, котрі різко, інколи принципово, відрізняються один від другого за динамікою накопичення, складом, текстурою і структурою, а значить і роллю в ґрунтоутворенні. Водночас майже ідентичні за літологією відклади можуть бути однаково характерні для різних генетичних

типів. Наприклад, галечники і піски, які нічим не відрізняються між собою, можуть бути алювіальної, і пролювіальної, і флювіогляціальної ґенези. Товща відкладів одного типу може складатись цілковито з однорідного матеріалу, але досить часто вона представляє собою поєднання різних за складом і текстурою осадів і порід, які змінюють або чергуються один з другим у вертикальному розрізі та в просторі, згідно з законами геодинаміки. Вони генетично єдині, але всі їхні члени виникли одночасно або послідовно під впливом однієї і тієї ж загальної причини. Літологічно різні осади об'єднують в один тип за спільністю механізму їхнього перенесення й акумуляції, єдністю історико-геологічної ситуації, роллю у формуванні осадової товщі земної суші.

Більшість генетичних типів відкладів чітко прив'язані до основного геологічного чинника їхнього утворення. Через це вони займають обмежені площі, які приурочені або до окремих форм і елементів рельєфу, або до локальних спалахів катастрофічних природних явищ, як більшість вулканічних порід. Кожен генетичний тип формується у відповідному місці загальнопланетарного міграційного шляху осадового матеріалу.

У природі не часто розвиваються геологічні явища у чистому вигляді. Частіше вони спричиняють розвиток супутніх геодинамічних процесів. Тому на земній поверхні широко представлені змішані типи генетичних відкладів. Наприклад, при утворенні відкладів на схилах можуть брати участь процеси обвалювання, осипання, сповзання, соліфлюкції і делювіальні. Але провідну роль все ж відіграє один агент розвитку геодинамічних процесів. На схилах рівнин, залежно від клімату, домінують типові делювіальні, або соліфлюкційні відклади, у той час як осипища і обвальні породи відсутні чи дуже обмежені в просторі. Зате в гірських країнах, особливо в арідному кліматі, гравітаційні процеси дуже поширені, на відміну від делювіальних, які дуже редуковані.

Склад, будова і загальний вигляд відкладів одного генетичного типу найперше залежать від корінних порід, які дали початок пухким осадовим утворенням. Також вони залежать від біокліматичних умов, що визначають

характер і динаміку залишкових новоутворених продуктів вивітрювання і седиментації.

З погляду генетичного ґрунтознавства, класифікація генетичних типів континентальних відкладів за редакцією Є. В. Шанцера є дискусійною. Згідно з нею, ґрунти відносяться до геологічних відкладів, а морські і вулканічні відклади не враховані при класифікації взагалі. Крім того, ця класифікація структурована і чітко визначає місце основних генетичних типів відкладів континентального осадового комплексу (табл. 3. 3).

Серед основних генетичних типів відкладів, які часто виступають у якості ґрунтотворних порід і беруть пасивну участь у процесах ґрунтоутворення на Європейському континенті є: колювіальні, делювіальні, алювіальні, пролювіальні, озерні, льодовикові, водно-льодовикові, озерно-льодовикові, еолові піски, еолові леси.

Таблиця 3. 3

Класифікація генетичних типів пухких континентальних відкладів

Клас	Ряд	Група і підгрупа		Генетичний тип
Кора вивітрювання	елювіальний	елювіальна (елювій) ґрунти автоморфні		типи елювію типи ґрунтів
	субаерально-фітогенний	гігроморфні автохтонних торфовищ		низинні торфовища верхові торфовища
Осадові відклади	схиловий (колювільний)	гравітаційна	колювій обвалювання колювій сповзання	обвали, осипища зсуви, соліфлюкція
	водний	делювіальна колювій змивання руслових водних потоків (флювіальна) озерна (лімнічна)		делювій алювій пролювій озерні відклади (лімній)
	підземно-водний (субтеральний)	печерна (спелеогенна) відклади джерел (фонтанальна)		теригенні і натічні типи печерних відкладів вапнякові туфи, травертин
	льодовиковий (гляціальний)	власне льодовикова (ортогляціальна)		основна (донна) морена абляційна морена крайова морена
		водно-льодовикова	льодовиково-річкова (флювіогляціальна)	внутрільодовиковий (інтрагляціальний)

		(парігляціальна)	льодовиково-озерна (лімногляціальна)	прильодовиковий (перигляціальний) льодовиково-озерний (лімногляціальний)
	вітровий (еоловий)	перевіяних відкладів (перфляційна) навіяних відкладів (суперфляційна)		еолові піски еолові леси

Колювіальні відклади (колювій). До них відносяться усі породи, які формуються у результаті розвитку геодинамічних процесів на схилах. Зазвичай до колювію (від лат. *colluvio* – скупчення, хаотична груда) відносяться тільки ті скупчення уламкового матеріалу на схилах височин і гірських хребтів, які утворюються за рахунок переміщення мас під дією сил гравітації: *обвали, осипища, зсуви, солюфлюкційні утворення*. Це так звана гравітаційна група відкладів на схилах.

Колювій обвалювання. Обвальні скупчення на схилах, або *обвали*, утворюються у результаті процесу обвалювання – раптових обрушень великих блоків гірських порід, які відірвались від стінки відриву на крутому схилі і так само раптово змінюють морфологію схилів у різних його частинах. Обвальні маси складені дуже великими глибами порід, проміжки між якими заповнені цілковито несортованим матеріалом, який складається з дрібних брил, щебеню і найдрібніших уламків.

Осипища утворюються унаслідок осипання – скочування або сковзання вниз по схилу невеликих брил і уламків, які відділились від корінних порід у ході фізичного вивітрювання. Поступово у середній і нижній частинах схилу утворюються скупчення щебеню, які поступово зміщуються вниз як цілісне сипуче тіло. Осипання, на противагу обвалюванню, відбувається поступово. Склад і структура осипищ залежать від корінних порід. Тому вони дуже різноманітні за складом і грубизною матеріалу. Є осипища глинисті, піщані, галечникові, дресвяні, щебенисті, брилисті. Найпоширеніші з них – це щебенисті і брилисто-щебенисті. З часом проміжки між щебнем осипища заповнюється піщано-глинистим матеріалом, який закріплює осипище у формі

брекчії. В осипищах завжди є слабкі ознаки сортування матеріалу. Грубіші та важчі уламки зосереджені в основі шлейфу схилів, а менші за розміром і легші, поступово і нерівномірно розподіляються вверх по схилу аж до вершини осипища, де переважає дрібний щебенистий матеріал (рис. 1).

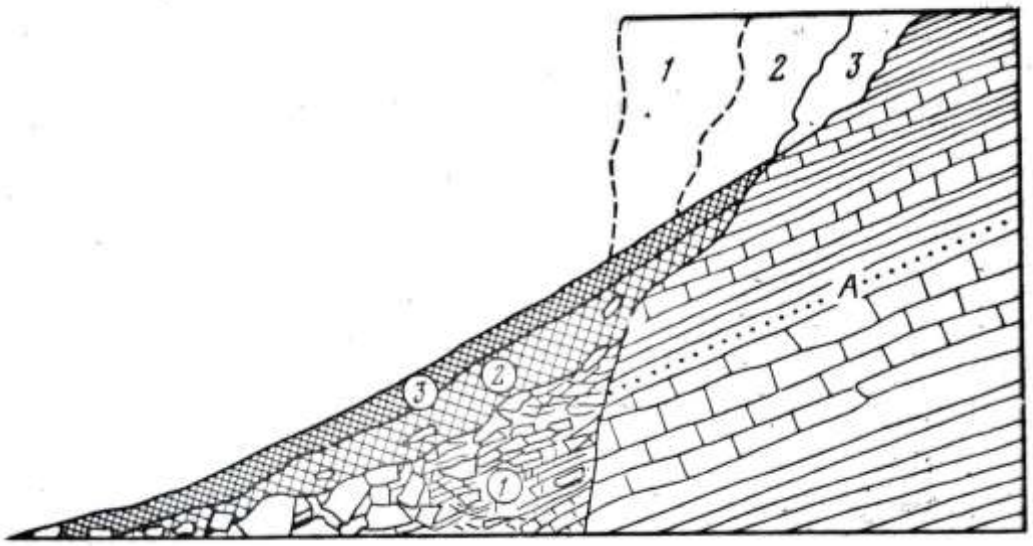


Рис. 1. Схема будови осипища

А – корінний масив схилу; 1, 2, 3 – послідовні стадії осипання матеріалу і формування осипища

Колювій зсування. Утворюється під впливом процесів зсування і соліфлюкції на перевантажених вологою схилах. З ними пов'язані такі геоморфологічні утворення як *зсуви* і *соліфлюкційні* нагромадження.

Процеси зсування мають обмежене поширення, оскільки приурочені тільки до схилів, складених глинистими або піщано-глинистими породами, достатньо зволоженими поверхневими і підземними водами. В міру насичення водою збільшується вага породи в одиниці об'єму, зростає пластичність глинистих порід, знижується величина внутрішнього тертя. Під великою вагою породи схили стають нестійкими і неспроможними далі утримувати значні маси порід вже при кутах нахилу поверхні 12–15°. Унаслідок цього великі блоки перезволожених порід зсуваються вниз по схилу вздовж площини сковзання. Так утворюється зсув, або каскад зсувів, що призводить до формування зсувного мезорельєфу.

Соліфлюкція – це процес текучості перезволоженого ґрунту вниз по схилу. Він відбувається повсюдно, де пухкий поверхневий покрив у вологі сезони року сильно перезволожується, набуваючи “текучості”. Даний процес найпоширеніший у районах з багаторічною або тривалою сезонною мерзлотою. Він був дуже поширений у періоди давніх зледенінь. Відтала та перезволожена землиста маса пухких поверхневих порід і ґрунтів під дією сил гравітації повільно стікає по ще замерзлому підложу вниз по схилу. У результаті текучості і зростаючого спротиву рухові перезволожених мас нижче по схилу, формується соліфлюкційна деформація відкладів (хвилястість).

Зсувні та соліфлюкційні процеси відіграють дуже важливу роль у формуванні рельєфу. Склад і властивості цих генетичних типів відкладів визначаються породами, з яких складається схил. За своєю динамікою і наслідками, зсуви і соліфлюкція не можуть призвести до сортування продуктів руйнування гірських порід і виникнення справжньої шаруватості.

Делювій. Делювій (від лат. *deluvio* – змиваю) – це наноси, що формуються в нижніх частинах пологих схилів у результаті змиву дощовими і талими сніговими водами зруйнованих гірських порід з верхніх ділянок цих схилів. Делювій – це продукт рівномірного площинного змиву, який розвивається вздовж розгалуженої сітки маленьких тимчасових струмочків (папілярів) або суцільною тонкою плівкою води [12].

Ступінь змиву залежить від режиму поверхневого стоку, інтенсивність якого зростає у вологому кліматі, особливо в умовах ріллі. Змиву протидіють: природний рослинний покрив і протиерозійні властивості ґрунтів. При густому рослинному покриві, за наявності лісової підстилки чи степової повсті змив практично відсутній (у межах допустимої норми). Якщо рослинність розріджена (культурні посіви) або її зовсім немає (рілля, пар), тоді змив різко зростає. Тому делювіальні процеси в гумідному кліматі розвиваються тільки на орних землях схилів. Найінтенсивніше ерозійні процеси розвиваються в семиаридних областях, де рослинність розріджена, а опади випадають у формі

зливових дощів, що дає змогу сформувати значний і раптовий поверхневий стік. Там де спостерігається нестача опадів, делювій не розвинутий. В кріогенних районах замість делювію формуються соліфлюкційні нашарування.

Безпосередньою причиною накопичення делювію є різке сповільнення швидкості руху води у нижній, більш пологій частині схилів. Ерозійний потенціал водного потоку різко падає внаслідок ослаблення підйомної сили води. Починається випадання звішених у воді пилуватих і мулистих часток. Так формується делювій.

Делювіальний покрив неоднорідний за будовою (рис. 2).

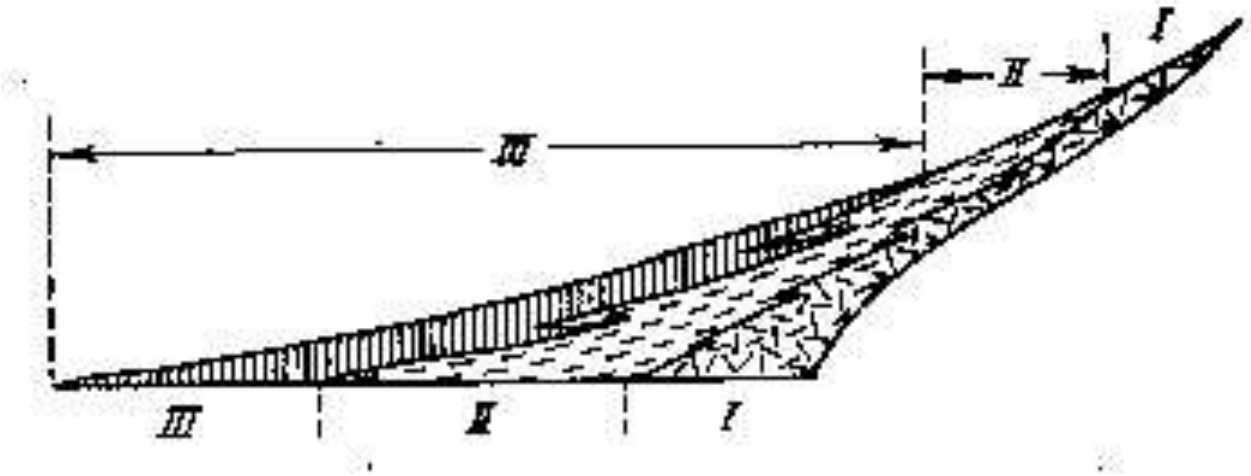


Рис. 2. Схема будови делювіального шлейфу

Зони осадження і накопичення делювію, а також відповідні їм фації делювію: I – привершинна зона, II – зона перемінного режиму, III – зона стійкого субламінарного режиму нагромадження осадів

На схилі виділяються три зони акумуляції делювію. Привершинна зона акумуляції найбільш грубоуламкового матеріалу (I). Якщо схил складений щільними породами, тоді у привершинній зоні переважають погано відсортовані щебенисті або гравійно-щебенисті скупчення. Делювій зони перемінного режиму має більш-менш чітко виражену ритмічну шаруватість, яка зумовлена чергуванням прошарків різного гранулометричного складу (II). В периферійній частині широких делювіальних шлейфів, у зоні стійкого

субламінарного накопичення осадів, характерні однорідні тонкозернисті осади суглинкового або глинистого складу (III). Процес нагромадження делювіальних осадів розвивається повільно. Новоутворений шар делювії ще до його поховання наступним, більш чи менш потужним шаром, встигає переробитись ґрунтотворним процесом. Тому шаруватість делювіальних шлейфів є часто морфологічно прихована, непомітна. Її можна виявити тільки при аналітичних дослідженнях літологічного складу всієї делювіальної товщі.

Відносний розвиток різних фацій делювію залежить від складу корінних порід на схилі, його висоти і крутизни, біокліматичних умов нагромадження осадів. На крутих і високих схилах, складених щільними скальними породами, найбільший розвиток отримують дві перших зони. Їхній склад досить грубий. У горах вони представлені гравійним або щебенистим делювієм. У засушливих областях також формується грубий делювій.

Для делювію більш низьких схилів, які складені пухкими породами, найбільш характерним є розвиток третьої зони, за рахунок редукування двох перших зон. Делювіальні шлейфи складені тонкошаруватими або нешаруватими суглинками і глинами. Зона субламінарного громадження делювіальних осадів переважає за розмірами і поширенням в областях теплого гумідного клімату, де вивітрювання супроводжується потужним ґрунтоутворенням і оглиненням порід.

У міру згладжування схилів роль різних зон делювіального нагромадження осадів змінюється. Поступово звужується привершинна зона і розростається зона субламінарного режиму, яка з часом піднімається все вище по схилу. У вертикальному розрізі делювіальної товщі знизу вверх, відносно грубозернистий делювій змінюється все більше тонкозернистим і менш виразно шаруватим. Корінні породи, які підстеляють такий делювій не зв’язані з ним за петрографічним складом. Делювіальні відклади різного складу і будови надзвичайно поширені у якості ґрунтотворних порід. Часто вони утворюють змішані генетичні типи відкладів (алювіально-делювіальні).

Алювій. Алювій (від лат. *alluvio* – намив) – це відклади постійно текучих водних потоків (рік, струмків). Рельєф і тектонічна будова земної поверхні завжди стимулюють русло ріки змінювати свою просторову конфігурацію у процесі свого розвитку. Русло зрілої річки ніколи не буває цілковито прямим, воно завжди має звивисту форму. Русло часто успадковує тектонічні розломи різного порядку, огинає виступи твердих гірських порід (кристалічні масиви), звивається (*меандрує*) широкими полями в пухких осадових товщах, на своєму шляху неодноразово перерізає природні бар'єри (гірські хребти, кристалічні щити) з різноманітних за складом порід і форм рельєфу. Річкова система завжди розвивається синхронно з природно-історичним розвитком ландшафту. Потік води в руслі збагачений твердими часточками різного розміру. Геодинаміка русла ріки відзначається різною активністю і направленістю руслових процесів уздовж берега. Рухаючись по руслу, водний потік завжди діє інерційно по дотичній прямій до берега, що його спрямовує. Якщо берег не прямолінійний, а дещо криволінійний, потік води разом із звішеними у ньому твердими часточками з великою силою вдаряється в берег у місцях, де останній вигинається. Найсильніший удар припадає по дотичній прямій в точках А, В і С (рис. 3).

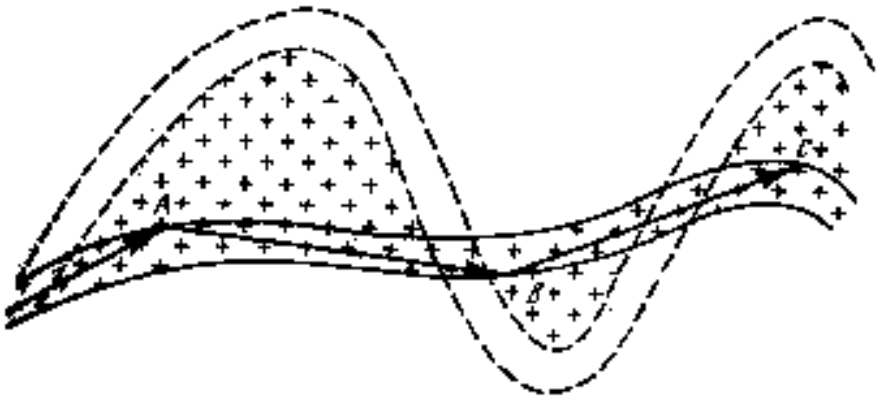


Рис. 3. Схема формування алювію у процесі розвитку річкової долини

Продукти руйнування підхоплюються силою водного потоку. Частково вони виносяться, а частково відкладаються тут же, але біля протилежного берега, де швидкість потоку менша. Берег що руйнується, поступово відсувається все далі від початкового положення. Відразу за ним рухається товща алювіальних відкладів, які утворюють *перекати*. В руслі річки між двома перекатами формується відносно широке і глибоке *плесо*. Ложе русла складається не тільки з матеріалу протилежного берега, але й з матеріалу принесеного з верхів'я ріки та схилів. У гірських ріках дно русла, особливо в частині перекатів, складене обкатаною галькою різного розміру, змішане з гравієм і піском.

Алювій дуже різноманітний за гранулометричним складом. Серед відкладів текучих вод є валуни, галечники, піски, супіски, суглинки і глини. Всі різновиди алювію відзначаються помітною, часто хорошою сортованістю матеріалу за розмірами, більш-менш яскраво вираженою ритмічною шаруватістю. Для пісків і гравію шаруватість є косою у бік стоку води.

На всьому просторі річкової долини виділяють три фації алювіальних відкладів:

1. *Русловий алювій*. Він відкладається в руслі ріки, там де швидкість течії найвища. Тому русловий матеріал складається з грубих порід, в ложі яких на рівнинних ріках залягають галечники (*рінняки*).

2. *Заплавний алювій*. Представлений більш тонкими осадами, які відкладаються під час повеней або паводків. Здебільшого це піщано-суглинистий алювій.

3. *Старичний алювій*. Це відклади озерно-болотного типу, які формуються у старицях заплав.

У зовнішній частині заплави, або в широких добре вироблених балках, часто формуються змішані алювіально-делювіальні відклади різного складу, які збагачені делювіальним матеріалом. Відклади трьох останніх типів підстилаються русловим алювієм (рис. 4).

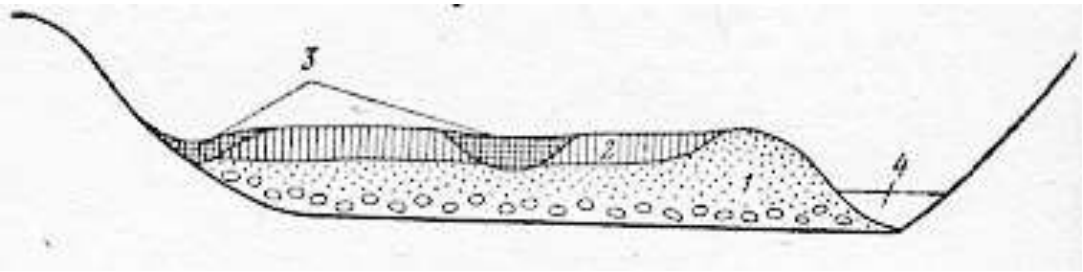


Рис. 4. Фації алювію:
1 – русловий, 2 – заплавний, 3 – старичний, 4 –рівень ріки в межінь (найнижчий)

Повний спектр алювіальних відкладів представлений у долинах великих рівнинних рік Європи (Дунай, Дністер, Дніпро, Дон, Волга). У долинах гірських рік зазвичай розвинутий тільки русловий алювій, який за складом дуже грубий, валунно-галечниковий.

Заплава – це частина річкової долини, котра періодично затоплюється повеневими водами на більш чи менш тривалий період. Заплавний алювій для ґрунтознавців становить найвищий інтерес, оскільки на ньому формуються дуже родючі алювіальні ґрунти. Кількість і склад заплавного алювію залежать від складу порід у басейні ріки, клімату, рослинного покриву, ступеня освоєння території людиною. Швидке танення снігу і льоду, зливовий характер опадів, розораність території, піддатливість гірських порід до розмиву збільшують швидкість накопичення алювію.

Повеневі води мають різний вплив на різні частини заплави. Найвища швидкість течії у прирусловій частині, тому тут осідають найгрубіші часточки, накопичуються шаруваті піски і супіски. В області центральної заплави швидкість повеневих вод знижується. Тут із каламутного потоку випадають глинисті і пилуваті часточки. Відклади центральної заплави мають тонку, часто непомітну шаруватість. Центральну заплаву, через розвиток на ній родючих ґрунтів, ще називають зернистою заплавою. У притерасних ділянках долини, особливо у старицях (фрагменти старого русла), повеневий потік майже не рухається. Каламутна вода на довгий час застоюється, що створює режим

близький до озерного. За таких обставин із водних звисів випадають найтонші глинисті, колоїдні осади. Далеко не завжди всі геоморфологічні елементи заплави добре виражені.

Алювіальні відклади надзвичайно широко розповсюджені на земній кулі. Великі масиви алювіальних ґрунтів у всіх природних зонах формуються на давньому і сучасному алювії. Особливістю формування ґрунтів на алювіальних відкладах заплав є сингенетичність ґрунтоутворення. Ґрунтовий профіль розвивається не тільки вниз, але й неперервно “росте” вверх. Відбувається постійне омолодження ґрунту, завдяки чому блокуються елювіальні процеси.

Пролювій. Це відклади тимчасових водотоків (від лат. *proluvio* – знесення течією), які накопичуються переважно у віялоподібних субаеральних дельтах. Ці відклади за динамікою свого утворення, складом і властивостями дуже близькі до типу алювіальних і силових скупчень матеріалу, оскільки пролювій зв’язаний виключно з гірськими ріками і струмками. Пролювіальні відклади – це переважно осади конусів виносу, які формуються при виході селевих водних потоків, насичених уламковим матеріалом різного розміру і складу, з гір на прилеглі рівнини. Особливістю геодинаміки таких потоків є різке падіння швидкості потоку при виході з гір. Як наслідок, формуються конуси виносу з характерною концентричною мікрозональністю осадів у плані (рис. 5).

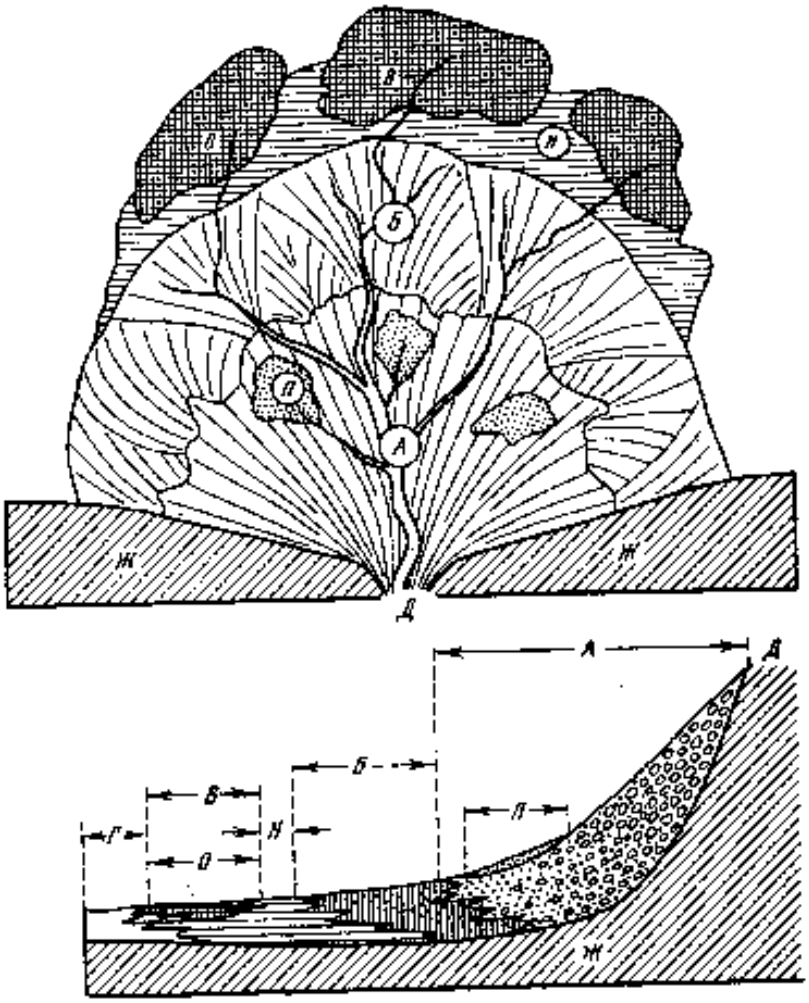


Рис. 5. Схема будови великого конусу виносу. План і радіальний розріз по лінії А – Д:

А – вершинна зона, П – покривні піски і супіски локальних віял виносу у межах вершинної зони, Б – середня зона накопичення “віялової” фації на периферії конусу виносу, В – фронтальна зона розливів і накопичення осадів “застійної” фації (О – осади озерного типу, Н – наземні, болотно-солончакові), Г – непролювіальні відклади, Ж – породи ложа і гірських схилів

Уздовж підніжжя гір, що піднімаються над загальною рівниною, конуси виносу зливаються між собою. Накладаючись один на одного, вони утворюють потужні неоднорідні пролювіальні товщі, так звані *моласові* відклади, що складені з продуктів руйнування гір. Потужність такої товщі досягає кількох кілометрів, ширина – десятки, інколи сотні кілометрів. Вони тягнуться вздовж гірських хребтів на відстань кількох тисяч кілометрів.

Пролювіальні рівнини з потужними товщами моласових відкладів особливо характерні для областей напіваридного і аридного клімату, де гірські ріки різко міліють, вирвавшись на передгірну рівнину. В передгір'ях Карпат і Кримських гір конуси виносу практично цілком складені з галечника. Дрібніший матеріал виноситься руслами незмілілих потоків далеко від гір. Периферійні фації пролювію тут майже не формуються.

Озерні відклади. Гідродинаміка формування озерних відкладів відрізняється від такої в інших типів континентальних відкладів. Накопичення осадів в озерах відбувається при коливному русі води, що уподібнює їх з морськими відкладами. Їхня синхронність і витриманість складу залежать від розмірів водних басейнів. Відклади великих озер за постійністю осадів нагадують морські.

Озерні відклади поділяються на уламкові, органогенні і хімічні. Уламкові відклади приносяться в озера річками і струмками, або ж виникають унаслідок абразії берега озера прибоєм хвиль. Вони представлені галькою, гравієм, пісками, суглинками і глинами. Найпоширеніші з них – піщано-глинисті осади, які мають тонку горизонтальну шаруватість, що викликана сезонними змінами накопичення осадів.

Органогенні осади озер представлені карбонатними і крем'янистими відкладами, а також сапропелевим мулом і сапропелем (Шацькі озера). Ці утворення можуть мати тонку шаруватість внаслідок періодичності розвитку планктону.

Хімічні осади формуються переважно у безстічних озерних котловинах засушливих регіонів. Вони представлені солями, які накопичуються на дні озер у вигляді різних за потужністю товщ кам'яної солі, ангідриту, гіпсу, глауберової солі, карбонатів кальцію, а також доломіту, вапняку, сесквіоксидів заліза і мангану тощо.

Дуже часто в озерах нагромаджуються комбіновані суміші з уламкового, органогенного і хемогенного матеріалу.

Льодовикові відклади. Відклади четвертинного періоду в областях з холодним і помірним кліматом генетично пов'язані з материковим (покривним) і гірським зледенінням. До відкладів льодовикової ґенези відноситься *морена* – це скупчення уламків гірських порід, що перенесені льодовиками і були залишені на місці при таненні льодовика. Морена сучасних льодовиків називається рухомою або активною, а морена давніх льодовиків – відкладеною. За місцем акумуляції матеріалу морена поділяється на основну, абляційну і кінцеву (рис. 6).

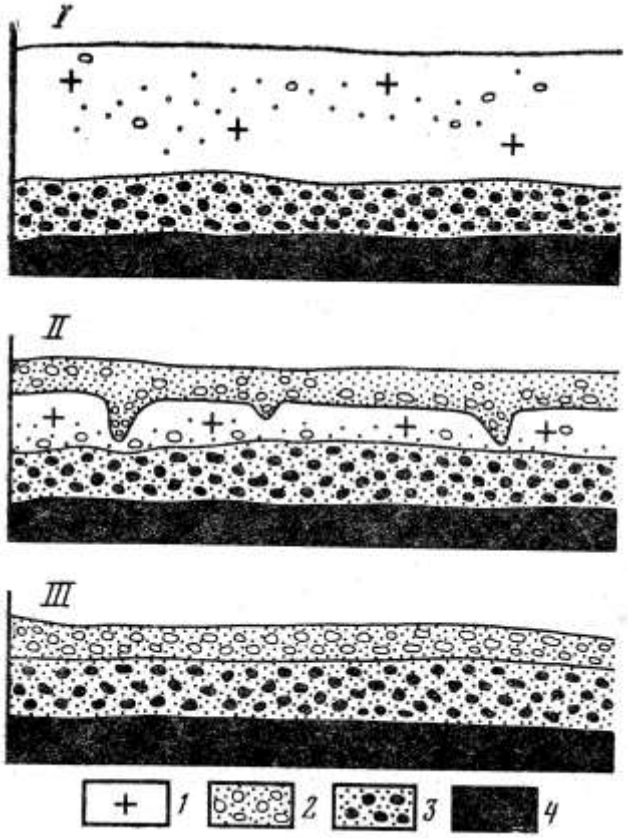


Рис. 6. Схема утворення основної і абляційної морени:
1 – лід, 2 – абляційна морена, 3 – основна морена, 4 – корінна порода

Основна морена утворюється переважно з матеріалу, який розташований між тілом льодовика і його ложем. Моренний матеріал тут сильно перетирається льодом і вмерзлими у нього уламками породи, від чого утворюється багато дрібнозему. В області льодовикової активності основна морена має суцільний покривний характер і займає величезні площі суші. В

рельєфі моренний покрив утворює цілі моренні рівнини, друмліни і горбисті ландшафти.

Оскільки льодовик перемішує, а не сортує матеріал при своєму русі, морені притаманна сильно виражена непостійність мінералогічного і гранулометричного складу. Від геологічних особливостей місцевості на шляху руху льодовика залежить літологічний склад морени. Вона може бути складена грубим валунно-щебенистим, піщаним, супіщаним, суглинистим і глинистим матеріалом з усією мозаїкою забарвлення – від темно-сірого до палевого і червоно-бурого. За фізичними властивостями морена представляє собою незцементовану, різнозернисту породу, яка завжди включає у себе певну кількість валунів різного розміру. Діаметр валунів зменшується в напрямку від центру зледеніння до його периферії.

Незважаючи на велике різноманіття гранулометричного складу морени, вона має низку характерних тільки для неї рис: завжди присутня певна кількість грубоуламкового матеріалу; низький вміст фракції грубого пилу (0,05–0,01 мм), в середньому 17,0 %; нешарувате щільне складення (суглиниста і глиниста морена є дуже щільною породою – більше 1,8 г/см^3, навіть щільнішою за дочетвертинні глини).

Абляційна морена – це продукт осідання матеріалу, який розташований у верхній частині льодовикової товщі і на його поверхні, внаслідок танення льоду. Цей матеріал частково перемитий талими водами, тому він збіднений на дрібні часточки, має грубий склад і менш щільний. Абляційна морена складає верхню частину моренної товщі, тому підстеляється основною мореною.

Кінцева морена – це скупчення уламків порід на краю льодовика в області його активного танення. Матеріал, який льодовик сунув перед собою, відкладався у вигляді кінцево-моренних гряд – горбів і валів, що розташовані перпендикулярно до напряму руху льодовика. Кінцева морена порівняно з основною завжди найменш сортована, складена грубішим матеріалом з домішками валунів. У Північній Америці і Євразії льодовик покривав,

відповідно 60,0 і 20,0 % території. Тому морена у якості ґрунтотворної породи найчастіше зустрічається на Північноамериканському і Євразійському континентах північної півкулі (рис. 7).

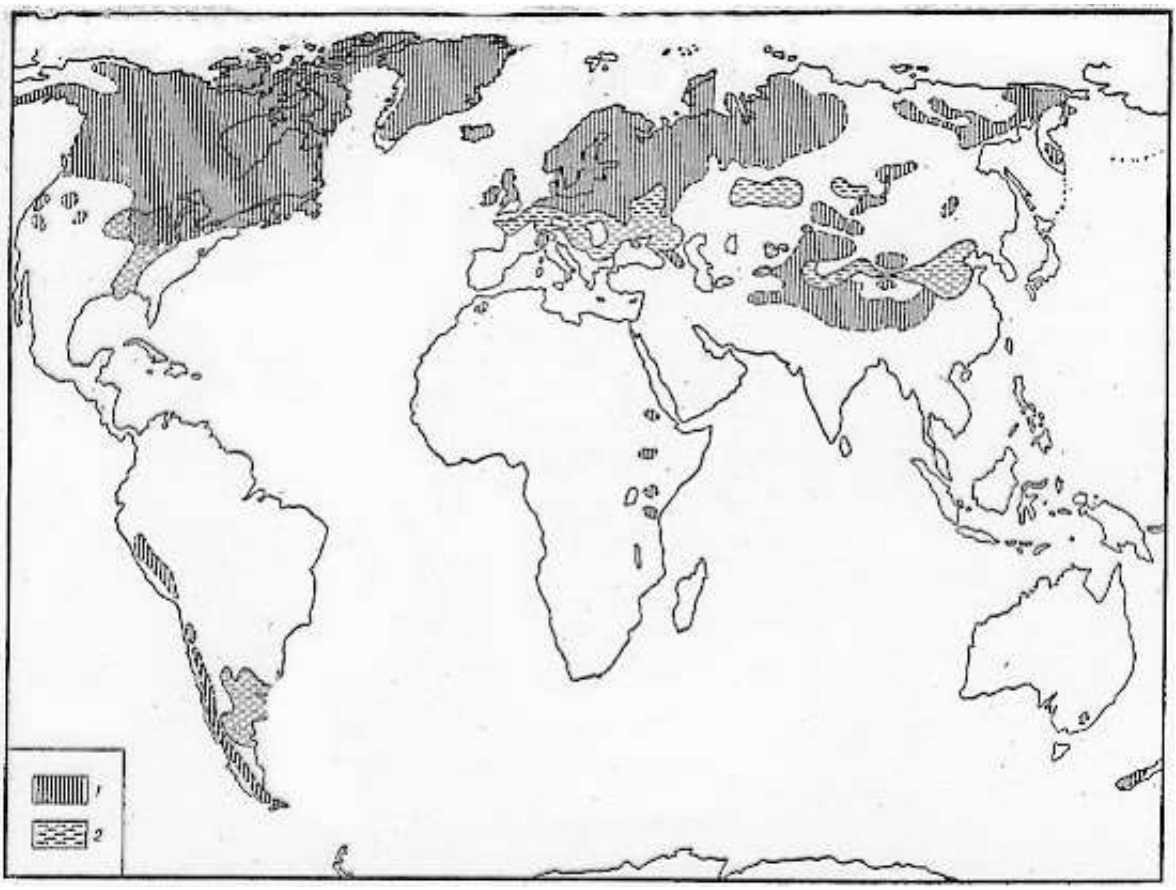


Рис. 7. Поширення льодовика максимального Дніпровського зледеніння і лесових порід (1 – льодовикові відклади; 2 – породи лесової формації)

Флювіогляціальні, або водно-льодовикові відклади. Танення льодовиків у періоди відлиг або потеплінь є поштовхом до утворення флювіогляціальних відкладів. Їхнє накопичення викликане діяльністю талих вод на поверхні льодовика, по тріщинах і порожнинах у тілі самого льодовика, а також на контакті з корінною породою. На поверхні льодовика утворюються неоформлені руслові потоки або так звані “блукаючі” потоки-річки. Талі води утворюються протягом усіх етапів формування льодовика, як при його наступі, так і відступі. Флювіогляціальні наноси відкладались усюди, у внутрішньольодовиковій, позальодовиковій і крайовій зонах. До першої і

третьої зон приурочені водно-льодовикові утворення, які формують *ози* і лінзи у моренних товщах. У крайовій зоні вони утворюють конуси виносу, дельти і маргінальні ози. У позальодовиковій (перигляціальній) області утворюються *зандри*.

Потоки талих вод, які виникли на поверхні льодовика поступово по тріщинах опускались до його підошви, формуючи ози. Їхній гранулометричний склад дуже різний – від валунного до дрібних пісків і алевритів. Часто гравійно-галечниковий матеріал перешаровується з піском. Мінералогічний склад залежить від складу морени, з матеріалу якої утворились ози.

Біля краю льодовика напір потоків води знижувався. Води губили свою силу і приносили матеріал, що відкладався у формі конусів виносу в субаеральних умовах, або у вигляді дельт, якщо край льодовика межував з водним басейном. Ці відклади представлені різнозернистими пісками і гравійно-галечниковим матеріалом. Більш грубий матеріал, часто валуни розміром до 1 м у поперечнику, відкладались у вершинах конусів виносу, далі накопичувались піски, а ще далі – алеврити. Для грубоуламкових відкладів характерна коса шаруватість, дрібнозернисті піски і суглинки мають горизонтальну шаруватість. Прошарки часто зцементовані залізистим цементом. Мінералогічний склад флювіогляціальних відкладів залежить від складу морени, яка стала матеріалом для їхнього утворення.

Якщо перед фронтом льодовика був рівнинний рельєф, тоді водні потоки з області льодового щита вільно розтікались по широкій рівнині (як при повенях), не утворюючи розгалужені русла. Матеріал, який при цьому приносився, призводив до формування широких зандрів. Їхній гранулометричний склад різний, від піщано-гравійного до суглинистого. Ближче до краю льодовика зандри складені грубішим матеріалом, подалі від нього – більш тонким. Найбільші площі зандрових рівнин складені відкладами, в яких переважають піщані фракції розміром 0,25–0,1 і 0,1–0,05 мм. Мінералогічний склад зандрових відкладів визначається складом морени, за

рахунок розмиву якої вони утворились. Грубозернисті наноси збагачені уламками порід різного складу. Піщані товщі складаються переважно з кварцу. В пилувато-піщаних і суглинистих наносах появляються глинисті мінерали. Потужність зандрової товщі дуже різна, від 20 м поблизу морени, до 1–2 м подалі від неї.

Лімногляціальні, або озерно-льодовикові відклади. Танення льоду на поверхні льодового щита призводить до утворення в середині нього і в позальодовиковій області, так званих лімногляціальних відкладів. Перші з них утворюють вододільні плато і деякі *ками* – округлої або витягнутої форми горби, які часто роз'єднані замкнутими котловинами. Ками можуть мати також флювіогляціальне, або змішане походження. Всі ці відклади утворились у внутрішньо-льодовикових озерах з льодяними берегами. Зазвичай лімногляціальні відклади кам залягають на морені. Вони характеризуються ідеальним сортуванням матеріалу, який представлений пластичними глинами, суглинками, зрідка – тонкозернистими пісками. Найпоширеніші пластичні глини мають шоколадний і світло-зелений колір. У легкій фракції кварц становить біля 90 %, польові шпати біля 10 %, слюди 2–3 %. Глинисті мінерали представлені гідрослюдами, місцями з домішкою каолініту (матеріалу принесеного при руйнуванні більш давніх кір вивітрювання або палеоґрунтів). В областях поширення карбонатних порід лімногляціальні відклади також карбонатні.

Для відкладів *кам* характерна горизонтальна шаруватість глинисто-суглинистих пачок, у тонко- і дрібнозернистих пісках шаруватість має форму рябизни.

У позальодовиковій зоні лімногляціальні відклади виникають тільки за відсутності стоку талих вод. Серед відкладів невеликих озер переважають горизонтально-шаруваті пилувато-глинисті осади. У великих прильодовикових озерах піщані та галечникові осади приурочені до прибережної частини, а в центрі накопичуються горизонтально-тонкошаруваті добре відсортовані глини.

Потужність лімногляціальних відкладів може бути досить значна – до 20–25 м. За петрографо-мінералогічним складом вони суттєво відрізняються від навколишньої морени.

Серед лімногляціальних відкладів перигляціальної області досить поширені *стрічкові глини*. Їхній гранулометричний склад залежить від складу і потужності зимових і літніх шарів. У темніших (темно-бурих) зимових шарах глинисті часточки складають від 41 до 94,5 %, у світліших (світло-сірих) літніх – вміст глинистих часток різко падає до 1–5 %, зате переважає пилувата і тонкопіщана фракції. Потужність шарів коливається від кількох міліметрів до декількох сантиметрів. Мінеральний склад стрічкових глин не відрізняється від мінерального складу морени того ж району поширення. У легкій фракції переважає кварц, 10–15 % становлять польові шпати, 5 % – слюди. Зрідка є багато карбонатів (до 30 %) з характерними карбонатними конкреціями. З глинистих мінералів присутні гідрослюди з домішками каолініту і монтморилоніту.

Еолові піски. Основна властивість пісків на поверхні суші – їхня слабка зв'язність, що створює незадовільні ґрунтово-рослинні умови і піддатливість до перевіювання вітром. Процес дефляції призводить до перетирання, шліфування і подрібнення піщаних часток до пилуватих розмірів (перигляціальні умови). Одночасно відбувається відносне збагачення стійкішими мінералами і створення своєрідних еолових нагромаджень піску – *дюн*. В умовах вологого клімату вони утворюють видовжені вали на берегах морів, великих озер і рік. У засушливих напівпустелях і пустелях еолові піски нагромаджуються у формі *барханів* – високих піщаних горбів у вигляді півмісяця. Еолові піски відзначаються окатаністю і сортованістю матеріалу, своєрідною косою шаруватістю. Детальніша інформація про мінеральний склад і властивості піщаних відкладів викладена у параграфі "Піски".

Еолові леси. Породи лесової формації відносяться до мінеральних утворень проблематичної ґенези [7]. Найбільш поширеною є еолова гіпотеза

походження лесів – шляхом навіювання перетертого і відшліфованого матеріалу з областей виносу (льодовикова зона чи пустельні регіони) в область акумуляції лесового пилу в перигляціальній зоні, або навколо пустель. Повніша інформація про лес і його властивості представлена у параграфі “Породи лесової формації”.

Геохімічна спорідненість генетичних типів відкладів. Поняття “генетичний тип відкладів” відноситься виключно до континентальних осадів і порід. Вчення про генетичні типи морських і вулканічних відкладів, через складність їхніх властивостей і різноманітність умов формування, а також неоднозначність підходів до класифікації, поки що до кінця не розроблене.

Між генетичними типами відкладів помітний тісний генетичний і геохімічний зв’язок. Майже всі вони розташовані на різних відрізках єдиного біогеохімічного потоку речовини та енергії. Типи відкладів, на думку Б. Б. Полинова, представляють собою серію поєднаних між собою кір вивітрювання і ґрунтових утворень елювіальної, елювіально-делювіальної і аквальної товщі. За час різноманітних перетворень і акумуляцій усі продукти вивітрювання і ґрунтоутворення проходять довгий шлях перед тим, як відкластись у відповідній локації і на певній відстані від області виносу. Існує генетичний зв’язок між елювіальними і акумулятивними корами вивітрювання, а також сформованими на них ґрунтами. Вони завжди певним чином поєднані між собою. Залишкові форми кори вивітрювання, як і зональні ґрунти, займають вододільні поверхні і привододільні схили. Чим вищий вододіл, тим типовішими і яскравішими представлені фази залишкової кори вивітрювання на ньому. Карбонатний елювій вододілів поєднаний з карбонатною акумулятивною корою на схилах і з хлоридно-сульфатною корою у депресіях рельєфу. Сіалітний елювій вододілів поєднаний з сіалітною акумулятивною корою на схилах, карбонатною корою у нижній частині тих же схилів і хлоридно-сульфатними корами депресій. Алітний елювій вододілів зв’язаний з сіалітними корами як на схилах, та і в депресіях.

Географія порід різних генетичних типів у межах Східноєвропейської рівнини представлена на рисунку 8.

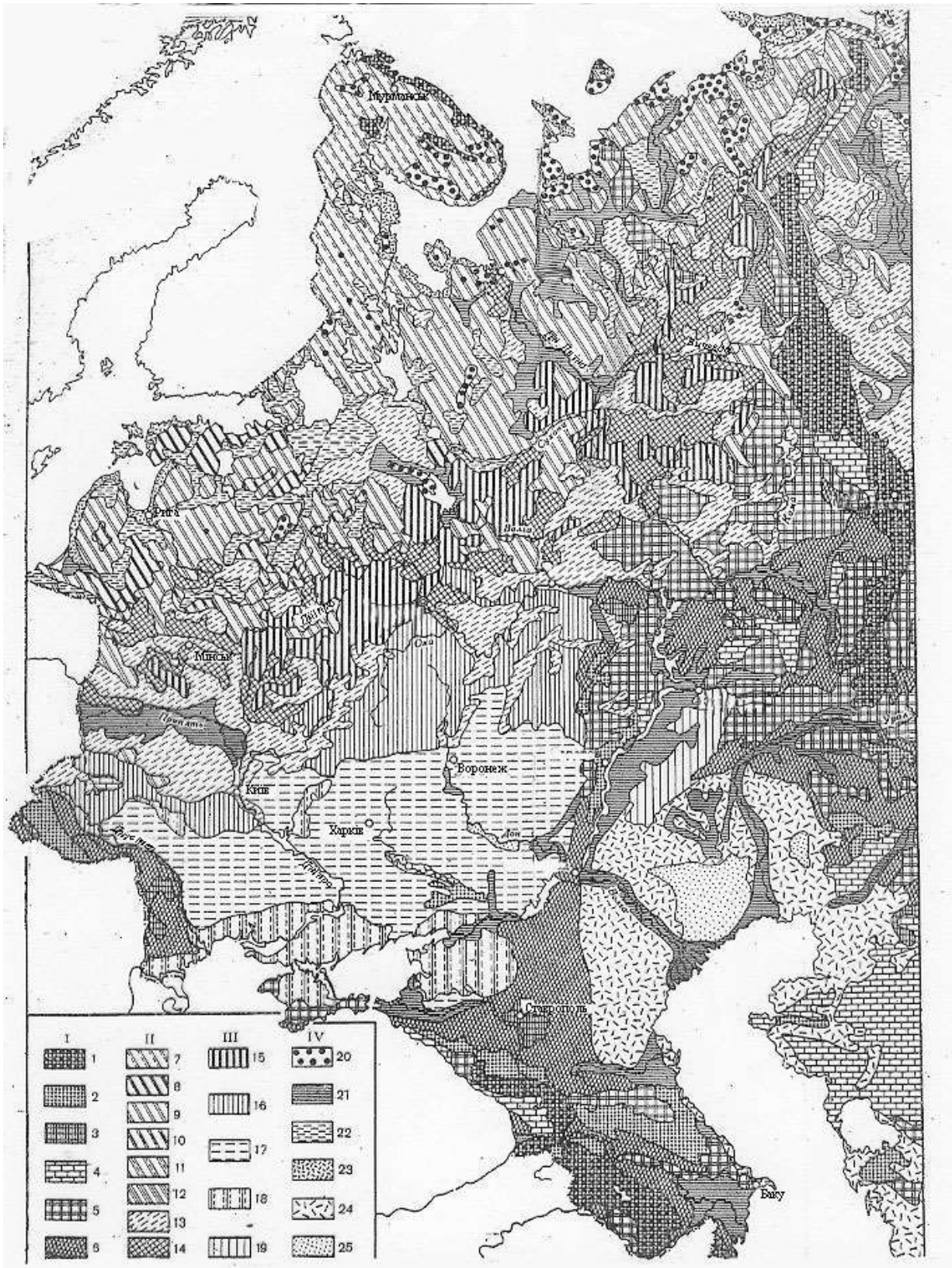


Рис. 8. Карта ґрунтотворних порід у межах Східноєвропейської рівнини

I – продукти вивітрювання корінних порід: 1 – елювій магматичних порід, 2 – елювій пісковиків і сланців піщанистих, 3 – елювій глин і глинистих сланців, 4 – елювій вапняківта інших карбонатних порід, 5 – елювіально-делювіальні відклади корінних порід, 6 – делювій корінних порід;

II – льодовикові відклади: 7 – локальна карело-кольська морена, 8 – локальна карбонатна морена, 9 – змішана морена, 10 – кінцева морена, 11 – новоземельська морена, 12 – уральська морена, 13 – потужні однорідні флювіогляціальні відклади, 14 – флювіогляціальні відклади з високим підстиланням мореною або іншими щільними породами;

III – лесоподібні відклади: 15 -покривні суглинки, 16 – слабокарбонатні лесоподібні суглинки, 17 – лес і карбонатні лесоподібні суглинки, 18 – висококарбонатні лесоподібні суглинки, 19 – сиртові глини;

IV – інші відклади: 20 – органогенні, 21 – алювіальні, 22 – озерні, 23 – морські на півночі, 24 - морські

3. 2. 1. Піски

Пісок – це дрібноуламкова незцементована гірська порода, яка цілковито або майже повністю складена з уламків різних порід і мінералів розміром від 2,0 до 0,05 мм (геологічна і міжнародна класифікації). За класифікацією М. Качинського до пісків відносяться породи з розміром часток від 1,0 до 0,05 мм. Піщаними ґрунтами, за цією ж класифікацією Качинського, є ті, у гранулометричному складі яких вміст фізичного піску (частки розміром 1–0,01 мм) коливається у межах 90–100 %. Відповідно у розумінні ґрунтознавців, пісок є більш дрібноуламковою породою, ніж його розуміють геологи.

Піски є найдавнішими дрібноуламковими породами на земній суші. Вони мають різне походження, але дуже близький мінеральний склад. Піщані породи почали формуватися на Землі одночасно з процесом вивітрювання. Вони відомі у відкладах різного часу – від докембрійських до сучасних. Особливо активно піски формувались після епох горотворення, де були приурочені до початків великих періодів накопичення пухких континентальних і морських осадів. Усі піски, які знаходились на земній поверхні, були перероблені у четвертинний час. На поверхні суші піски займають площу біля 8 млн км^2, з яких більше 2,5 млн км^2 – у Євразії, більше 2 млн км^2 – в Африці, 1,7 млн км^2 – в Австралії, на Американському континенті піски займають площу більше 1,5 млн км^2.

За умовами утворення піски поділяються на елювіальні, делювіальні, пролювіальні, алювіальні, флювіогляціальні, морські, озерні, вулканогенні. Найбільша у Європі “піщана пустеля – Олешківські піски”, загальною площею 1 612 км^2, розташована на схід від м. Херсон (поблизу Олешківської міської

громади) у сухо-степовій зоні, що на лівобережжі Дніпра (рис. 9). За ґенезою ці піски мають давньоалювіальне походження.

Рис. 9. Центральна частина піщаної арени “Олешківські піски” навесні

Елювіальні піски представляють залишкову кору вивітрювання. Це продукти вивітрювання гірських порід, які не зазнали переміщення і залишились на місці свого утворення. Вони є різнозернистими, полімінеральними, погано окатаними утвореннями кліматичних пустель.

Для *делювіальних пісків* характерні слабке сортування й окатаність матеріалу, полімінеральний склад, часто відсутня шаруватість. Приурочені до передгірних рівнин, куди зноситься матеріал з прилеглих гір. Елювіальні і делювіальні піски в Україні відсутні.

Алювіальні піски відкладаються водними потоками річкового типу. Вони переважають серед пісків континентальної ґенези, займаючи площу понад 50% від загальної площі всіх пісків. Ці піски поширені в усіх природних зонах з розвиненою річковою системою. Їхнє утворення пов’язують з плювіальними епохами, які неодноразово повторювались в історії Землі, коли клімат був

теплий і вологий, вивітрювання й ерозія більш значними, а ріки у десятки разів повноводнішими.

За віком піски поділяють на доголоценові (давньоалювіальні) і сучасні. Більшість пісків пустель є давньоалювіальними (Сахара, Австралійські пустелі). Давньоалювіальні піски зв'язані не тільки з теплими плювіальними епохами, але й з таненням материкових льодовиків, які неодноразово покривали рівнини високих і середніх широт, а також гірські системи всіх широт у четвертинний час. У такий спосіб формувались піщані надзаплавні тераси Дунаю, Дніпра, Дністра, Дону, Волги і більшості рік північної півкулі у високих і середніх широтах.

Алювіальні піски найліпше окатані і відсортовані, порівняно з іншими типами пісків континентального походження. Вони завжди шаруваті. Виразною ознакою давньоалювіальних пісків є наявність відповідних фацій: давні прируслові вали складені грубішим алювієм, а рівнинні і знижені ділянки колишніх заплав – тоншим піском з прошарками суглинку. До алювіальних пісків відносяться також піщані відклади дельт, наприклад дельта Дунаю. Давньоалювіальні піски у верхній частині піщаної товщі (до кількох метрів) протягом четвертинного періоду були неодноразово перероблені вітром, що замаскувало певні ознаки алювіального походження.

Флювіогляціальні піски представляють собою відклади неоформлених льодовикових потоків. При виході на перигляціальні рівнини водні потоки сповільнювались. Тут талі води вільно розливались без утворення постійних водотоків з виразними руслами. У результаті такої гідродинаміки нагромаджувались наноси у формі *зандрових полів*. Яскравим прикладом типової зандрової рівнини в Україні, яка простягається із заходу на схід більш як на 1000 км уздовж краю давнього льодовика – Поліська рівнина.

Гідродинаміка зандрових потоків призвела до формування певної зональності у формуванні піщаних наносів. Ближче до льодовика, безпосередньо південніше від морени, випадав порівняно грубіший

галечноково-піщаний матеріал. Далі на південь він ставав тоншим і відсортованим, переходячи у середньо- і дрібнозернисті піски. Нарешті у крайовій зоні піски переходили у супіски, а ще далі у легкі суглинки. Така зональність чітко відслідковується в гранулометричному складі ґрунтів Полісся.

Флювіогляціальні піски зазвичай менш сортовані та окатані, ніж алювіальні. В них немає фацій, притаманних піщаному алювію. Нерідко вони відзначаються косою шаруватістю.

Морські піски утворюються при абразивній дії морського прибою на берег. Часто утворюються змішані або накладені піщані товщі, якщо в прибережну смугу виноситься алювіальний пісок. Морські піски завжди активно перероблені вітром. У них трапляються осколки ракушок молюсків, форамініфер, але немає легкорозчинних солей. Піски даної ґенези поширені на узбережжях морів і океанів, зокрема Чорного і Азовського морів.

Озерні піски утворюються подібно до морських, за рахунок абразії берега і привнесення річкового піску. Для них характерна шаруватість і наявність прошарків важкого гранулометричного складу.

Вулканогенні піски представлені вулканічним пилом з часками розміром 1–0,1 мм.

Окремо виділяються еолові піски. Але вітер є вторинним фактором, який тільки переробляє раніш накопичені піски іншого походження. Він не може призвести ні до великих руйнувань порід, ні до накопичення і переміщення великих мас піску на значні відстані. Тому еолові піски не можна вважати самостійним генетичним типом, подібним до перелічених вище.

Мінералогічний склад пісків залежить від складу порід, що дали початок піскам, умов руйнування цих порід і перевідкладання продуктів руйнування. Тому мінералогічний склад пісків дуже різний. В пісках можна зустріти будь-які мінерали, але помітну роль у них відіграють 25–30 мінералів.

Головною мінералогічною формою пісків є кварц. Як домішки (10–15%), в пісках зустрічаються польовий шпат, глауконіт, слюди, хлорит, кальцит, магнетит, вулканічне скло, уламки гірських порід. В пісках можуть зустрічатись також рідкісні мінерали (1–2 %), такі як гранат, циркон, ільменіт, олівін, рутил, турмалін, золото, платина, алмази тощо. До складу пісків, у кількості декілька відсотків, входять навіть глинисті мінерали.

Залежно від співвідношення між вмістом кварцу та інших мінералів піски поділяються на *мономінеральні*, *поліміктові* та *олігоміктові*.

В пісках суттєву роль відіграють мінерали сесквіоксидів заліза й алюмінію. Перші з них часто утворюють плівки на поверхні зерен мінералів і порід, надаючи піскам теплих тонів забарвлення (палеві, бурі, червоно-бурі).

Піски аридних територій нерідко містять кальцій і магній карбонати, а також легкорозчинні солі.

До мономінеральних пісків відносяться такі утворення, котрі на 98–100 % складені одним мінералом. У більшості випадків це кварцові піски. Вони є найдавнішими пісками, які неодноразово проходили цикли вивітрювання і перевідкладання, в ході яких втратили всі менш стійкі мінерали, окрім кварцу. Мономінеральні піски приурочені до найдавніших платформ, подалі від молодих гір. Ними є девонські, юрські, крейдяні піски Європи, які послужили матеріалом для давньоалювіальних відкладів найбільших Східноєвропейських рік. Найхарактерніша ознака мономінеральних пісків – різке домінування мінералів, що стійкі до вивітрювання.

Полімінеральні піски мають змішаний склад мінералів, причому кварц міститься у кількостях, які не перевищують 90 %. Серед них розрізняють *аркозові піски*, що складаються з кварцу, польового шпату і слюди, а також *граувакові піски*, складені глауконітом, кварцом та іншими мінералами. Ці піски накопичуються переважно поблизу гір (аркозові), або в геосинклінальних областях (граувакові). Всі вони є молодими пісками, котрі мало віддалені від області зносу матеріалу. Поліміктові піски утворюють піщані масиви на

периферії молодих гір Альпійського орогенезу (Терсько-Кумська низовина, Каракуми, Кизилкуми, піски навколо оз. Балхаш). На відміну від мономінеральних пісків, полімінеральні піски мають у своєму складі багато мінералів що легко звітрюються.

Олігоміктові піски на 90 % складаються з кварцу, а 10 % представлені іншими мінералами. Це порівняно молоді (четвертинні) піски, які відносно недалеко віддалені від області знесення. До них належать піски флювіогляціального походження, для яких джерелом матеріалу стали головно давні породи кристалічних масивів платформ.

Від мінералогічного складу залежать не тільки властивості, але й напрямок ґрунтотворного процесу. Мінералогічний склад пісків визначає хімічний склад, запаси поживних елементів, можливість накопичення глини, тобто потенційну родючість ґрунтів, що на них сформувалися. Мономінеральні піски містять більше 90 % SiO_2. У поліміктових пісках кількість кремнезему значно нижча, при одночасному збільшенні частки оксидів інших хімічних елементів. Піски мають дуже низьку ємність катіонного обміну – 0,5–2 ммоль / 100 г ґрунту, так як складені грубозернистими часточками. З огляду на це піщані ґрунти володіють низькою вбирною здатністю.

Для пісків притаманний високий окисно-відновний потенціал, що забезпечує високу швидкість процесів окислення і мінералізації рослинних залишків та гумусу. Високий ступінь мінералізації органічної речовини зумовлює низький коефіцієнт її гуміфікації, що призводить до формування менш гумусних піщаних ґрунтів, порівняно із аналогами важкого гранулометричного складу. Ослаблений процес гумусонакопичення в пісках пов’язаний також з низьким вмістом колоїдів.

Піски володіють своєрідними водно-фізичними властивостями. Щільність будови пісків 1,4–1,7 г/см^3, щільність твердої фази 2,6–2,7 г/см^3, загальна пористість не дуже висока – 30–50 %, при низькій капілярній пористості, але дуже високій аерації. Тому для пісків характерна добра водо- і

повітропроникність, а також низька водопідйомна здатність і вологоємність. Піски можуть утримати не більше 5–12 % капілярно-підвішеної вологи, тому опади надовго не затримуються у верхніх горизонтах, а просочуються вниз по профілю. Висока водопроникність забезпечує піскам добрий внутрішній дренаж піщаних ґрунтів. Водопідйомна сила пісків не перевищує декількох десятків сантиметрів (у середньому 20–40 см), тому піщані ґрунти менш піддатливі до засолення, ніж суглинисті і глинисті аналоги. Елементи, які були винесені з профілю не можуть повернутись з висхідним током вологи, як це буває в суглинкових ґрунтах. У них дуже малі запаси як продуктивної, так і недоступної рослинам вологи. Об'єми продуктивної вологи лімітуються не її фізичною відсутністю, а швидкими темпами втрат при високому коефіцієнті фільтрації в пісках від 2 до 50 м/добу. В умовах недостатнього атмосферного зволоження піщаним ґрунтам притаманний найсприятливіший водний режим, порівняно з ґрунтами на важчих породах. Низька теплоємність і висока теплопровідність пісків забезпечують їм швидке прогрівання навесні і вдень, і швидке остигання взимку і вночі. Це створює контрастний водно-тепловий режим піщаних для ґрунтів.

Піски можуть викликати інверсію зон, тобто появу ґрунтів у непритаманних їм біокліматичних умовах. На півночі, при дефіциті тепла піски зумовлюють сприятливий тепловий режим (швидше прогріваються до вищих температур), а в сухих районах при дефіциті вологи – водний режим більш гумідних ґрунтів. Тому в лісотундрі на пісках трапляються підзолисті ґрунти, а в зоні сухих степів – чорноземоподібні ґрунти.

До несприятливих властивостей піщаних ґрунтів відносяться неміцна псевдогрудкувата структура гумусових горизонтів, яка викликана низьким вмістом глинистих часток і органічних колоїдів. З тієї ж причини вони володіють низькою буферністю. Водний і тепловий режим піщаних ґрунтів більш контрастний для мікроорганізмів, що створює низьку біологічну активність таких ґрунтів. Профіль піщаних ґрунтів більш розтягнутий, ніж у

суглинистих і глинистих різновидах. Специфічні властивості пісків стимулюють підвищену мобільність їхніх часток і здатність до переміщення під дією вітру.

3. 2. 2. Глини

Глини – це дрібноземисті, пухкі гірські породи глинистого складу, які при контакті з водою набувають пластичності, а після висихання здатні тривалий час зберігати надану їм при зволоженні форму.

У складі глин переважають часточки розміром менше 0,005 мм (геологічна класифікація). У класифікації ґрунтів за гранулометричним складом, приналежність породи до глин визначається вмістом у ній фракції "фізичної глини" (часточки розміром менше 0,01 мм) [3]. Як і піски, глини можуть бути мономінеральними і поліміктовими. Мономінеральні глини майже повністю складаються з одного мінералу, а поліміктові – представляють собою суміші декількох глинистих мінералів. Головними глинистими мінералами у складі глин є *монтморилоніт*, *гідрослюди* і *каолініт*. Менш поширені глини, які містять у своєму складі такі глинисті мінерали, як *галуазит*, *нонтроніт*, *бейделіт* тощо. У складі глин присутні також домішки тонкодисперсних не глинистих мінералів, таких як *алофан*, *глауконіт*, *хлорит*, *сесквіоксиди заліза*, *алюмінію*, *кремнію*. За досить значного вмісту домішок, виникають породи, які є перехідними від глин до інших осадових порід: *глинисті піски*, *мергелі* тощо. На рівні з пісками, глини разом зі зцементованими глинистими породами, у тому числі *глинистими сланцями* – це найпоширеніші осадові породи, які займають більше половини від площі всіх осадових утворень.

Ґенеза глин значно складніша за походження пісків. Глинисті породи можуть утворюватися не тільки у результаті вивітрювання, але й унаслідок глибинних метасоматичних процесів. Глини є продуктами найглибшого вивітрювання вивержених порід. Вони утворились у результаті морського і континентального нагромадження осадів. Утворення глин відбувається різними

шляхами. Вони можуть бути продуктами стадійного перетворення первинних мінералів, або сформуватись у результаті синтезу із простих оксидів.

Серед усіх глин, *каолінова глина* з домінуванням каолініту у мінералогічному складі, пройшла найповніший шлях трансформаційних змін. Вона є залишковим продуктом найглибшого вивітрювання кислих порід: *гранітоїдів, кристалічних сланців, гнейсів, аркозових пісковиків* – в умовах вологого теплого субтропічного і тропічного клімату. З усіх глинистих кір вивітрювання, каолінова кора є найпотужнішою. Вона покриває материнські породи потужним – до 100 м – плащем на величезних територіях. Каолінова кора може бути як елювіальною, так і осадовою. Остання утворюється за рахунок розмиву елювіальної каолінової товщі текучими водами і перевідкладання матеріалу в прибережно-морських і прибережно-лагунних умовах. У цьому випадку глина залягає у вигляді лінзоподібних покладів або гнізд різної потужності (від 0 до 10–15 м), часто збагачених легкорозчинними солями і карбонатами. Каолініт, який у мінералогічному складі ґрунтів тайгово-лісової зони зустрічається досить часто, є продуктом не вивітрювання *insitu* чи ґрунтоутворення. Він успадкований від ґрунтотворної породи на сіалітній корі, куди каолініт у якості домішку потрапив при руйнуванні більш давньої фералітної кори або палеоґрунтів відповідного складу.

Монтморилонітова, або бентонітова глина також має різноманітне походження. Вона може бути залишковим продуктом хімічного вивітрювання основних, ультраосновних і карбонатних порід в умовах теплого напівсухого і сухого клімату (елювіальна кора). В умовах перемінно-вологого тропічного і субтропічного клімату бентонітова глина часто є результатом формування акумулятивної кори вивітрювання різних порід унаслідок розвитку ерозійних процесів. Монтморилонітова глина може утворитись і в результаті підводного вивітрювання вулканічного пилу і туфів у глибоководній частині морів. Нарешті, вона може бути продуктом розмиву залишкових покладів бентонітової глини і перевідкладання матеріалу в озерах і лагунах.

Бентонітова глина залягає менш потужними товщами ніж каолінова, переважно у вигляді пластоподібних або лінзоподібних покладів, тонких прошарків або гнізд тощо.

Поліміктова глина складена здебільшого гідрослюдами з різноманітними домішками. Вона утворюється при вивітрюванні гірських порід в умовах холодного і помірно-холодного напівсухого і вологого клімату, за активної діяльності льодовиків. Відкладається вона на схилах височин, на дні озер і річкових долин. Дуже поширені поліміктові глини морського та озерного походження. Колись вони були мулистим осадом, що утворився в прибережних басейнах морів у результаті швидкої коагуляції у соленій воді річкового мулу, складеного колоїдними часточками глинозему і кремнезему.

У районах активного вулканізму глини можуть розвиватись при глибокому перетворенні магматичних та інших порід глибинними термальними водами. Цей процес відбувається без об'ємних змін у гірських породах при одночасному збереженні їхнього агрегатного стану. Для утворення глини в таких умовах необхідний притік не тільки CO_2 і H_2O, але й лугів і кремнезему. Процес глибинного термального глиноутворення називається *метасоматизмом*. Він важливий, бо співмірний за своїм значенням з іншими процесами петроґенезу: накопиченням осадів, метаморфізмом і магматизмом.

Одним із найхарактерніших типів метасоматизму є оглинювання порід під впливом постмагматичних термальних вод. За таких обставин процес локалізується у тріщинах розломів і поширюється навколо них на площу декілька квадратних кілометрів. Так утворюються глини – *аргілізити*. Такі глибокотермальні глини відзначаються зональністю складу. При трансформації гранітів навколо тріщини розломів розвиваються такі зони: 0 – граніт, 1 – зона слабкої карбонатизації, 2 – зона монтморилонітизації, 3 – зона гідрослюдизації, 4 – зона каолінітизації та окремніння. Зміна умов аргілізації призводить до утворення глин дещо іншого складу.

В утворенні потужних глинистих кір вивітрювання важливу роль відіграє процес *пропілітизації* – утворення у результаті метасоматозу порід, що збагачені хімічно активними зеленозабарвленими шаруватими силікатами: *серицит, хлорит, пірофіліт, серпентин*. Колір породам надає високий вміст мінералів з дво- і тривалентним залізом. Ця ж обставина створює для породи нестійкість у гіпергенних умовах кори вивітрювання.

Під впливом гідротермальних джерел особливо легко переходять у глини вулканічні породи. Відносно швидкий перехід відбувається завдяки високому вмісту вулканічного скла. Такі глинисті мінерали, як каолініт, серицит, монтморилоніт, хлорит, пірофіліт, тальк, серпентин, палигорськіт – утворюються по лавах, брекчіях, туфах. Вулканічне скло особливо легко перетворюється у глину (монтморилоніт, іліт) у морських та озерних басейнах. Кислі розчини термальних вод з винесенням катіонів і кремнезему дають каолініт. При менш інтенсивному вилуговуванні утворюються монтморилоніт, серицит, хлорит.

Геохронологічним періодом для активного утворення глин на Східноєвропейській рівнині був *пліоцен*. Клімат того часу нагадував сучасні субтропічні савани. У наш час пліоценові глини і розвинені на них ґрунти перекриті потужною товщею покривних лесових порід. На поверхню глини виходять тільки на еродованих схилах височин. У якості ґрунтотворних порід для денних ґрунтів, глини найбільш поширені на крайньому сході європейського континенту, між Волгою і Уралом. За складом вони є поліміктовими глинами з варіацією забарвлення від цегляно-червоного і коричневого до сірого і зеленувато-сірого. Колір глин насамперед залежить від вмісту у їхньому складі органічної речовини. За низького вмісту органічного Карбону (соті долі відсотка) залізо знаходиться в оксидній формі, надаючи глині червоне або буре забарвлення. При збільшенні вмісту органічної речовини частина заліза переходить у закисну форму, надаючи глині зеленого

або зеленувато-сірого забарвлення через присутність у ній таких мінералів як *шамозит* і *сидерит*.

Серед власне глинистих мінералів, що входять до складу глинистих порід України, переважає іліт, на другому місці монтморилоніт (всі вони з домішками вільних сесквіоксидів заліза і алюмінію), каолініту мало. В інших випадках переважає монтморилоніт із великими домішками інших глинистих мінералів. Глини у більшості є карбонатними з високим вмістом сесквіоксидів. Такий мінералогічний склад глин вказує на їхню приналежність до *сіалітної* кори вивітрювання.

Властивості глин визначаються їхнім мінералогічним складом. Усі глини за фізико-механічними характеристиками можна поділити на дві великі групи: пластичні і непластичні глини. У складі пластичних глин переважають мінерали з лабільною кристалічною ґраткою: *монтморилоніт, бейделіт, нонтроніт, сапоніт* тощо. В непластичних глинах домінують мінерали із жорсткою, малорухомою кристалічною ґраткою: *каолініт, іліт, хлорит*.

Гранулометричний склад глин залежить від літологічного складу порід і ступеня їхнього руйнування. Більш м’які породи (вапняк, мергель, крейда) містять більше тонкого глинистого матеріалу, ніж тверді (граніт, пісковик). У складі глин, на фоні високого вмісту фізичної глини (50–75 %), кількість грубопилуватої фракції не перевищує 20–30 %, а піщаної – 5–18 %. Інколи в глинах присутні скелетні частки у кількості до 2 %. Глини завжди щільні, часто шаруваті, слабокарбонатні, інколи засолені. На глинах у будь-яких умовах, особливо засушливих, розвивається несприятливий водний режим. Щільність будови завдяки добрій мікроагрегованості породи є відносно невисокою – 1,4–1,6 г/см^3. З цієї ж причини загальна пористість досить висока – близько 45–49 %, але коефіцієнт фільтрації дуже низький – 2–3 см/добу. Низька швидкість фільтрації пояснюється тим, що в глинах дуже мало вільної вологи, здатної до активного переміщення. Вся вологоємність представлена капілярною вологою, а більша її частина – сорбційною водою. Рух води в глинах зумовлений

виключно міжмолекулярними силами і відбувається від ділянок з підвищеною вологістю до більш сухих. Унаслідок низької водопроникності атмосферні опади фільтруються дуже повільно і на незначну глибину, а випаровуються спочатку з поверхні, а вже потім з ґрунтової товщі. Значна частка вологи знаходиться у недоступній для рослин формі, навіть при високій загальній вологості ґрунту. Слабка водопроникність ґрунтотворної породи при високих коефіцієнтах зволоження території, створюють передумови для надлишкового зволоження ґрунтів на глинах. Вони завжди мають у собі ознаки підвищеного гідроморфізму.

Пластичні глини у вологому стані сильно набухають, а при висиханні швидко стискаються, з утворенням широких і глибоких тріщин. Монтморилонітові глини завдяки різко вираженій здатності до набухання і просідання є важливим чинником формування чорних злитих ґрунтів у будь якій кліматичній зоні. Завдяки високому вмісту в гранулометричному складі глин грубого і колоїдного мулу, а також тонкопилуватої фракції (разом більше 65 %) і колоїдного цементу із сесквіоксидів заліза, глини дуже добре піддаються агрегації при зміні режимів зволоження на висихання. Вони завжди добре мікроагреговані до стану так званої “піщанистої структури”, внаслідок чого потенційно придатні до утворення агрегатів III–IV класу складності.

Водно-фізичні властивості глин часто протилежні властивостям пісків.

На глинах завжди формуються важкі, глинисті ґрунти. Їхній профіль незалежно від початкового забарвлення глини має червоно-бурий колір. Оскільки ці породи апріорі багатші, порівняно з породами перигляціальної зони Руської рівнини, на них формуються і багатші ґрунти зі слабовираженими процесами елювіювання. Завдяки глинистому складу, у профілі підзолистих ґрунтів елювіальний горизонт має жовто-палеве забарвлення. Важкі глинисті ґрунти завжди більш гумусовані за аналоги легшого гранулометричного складу. Глинисті ґрунти також мають коротший гумусовий горизонт і профіль загалом.

Він слабо диференційований за мінеральним складом, але сильно диференційований за гумусом.

3. 2. 3. Моренні суглинки

Морена – це скупчення несортованих уламків гірських порід різного розміру, що переносяться льодовиками на великі відстані та залишені ними при таненні льоду.

Морена є не просто механічною сумішшю різних уламків гірських порід в області знесення. Вона є продуктом складних перетворень під дією гіпергенних процесів на всьому шляху її формування. Склад морени залежить від геології району постачання моренного матеріалу, положення уламків у тілі льодовика, умов відкладання матеріалу, а також чинників, що впливають на саму мінеральну масу (рис. 10).

Рис. 10. Сосновий бір на материковій морені

Моренні відклади як ґрунтотворна або підстильна порода абсолютно домінують серед решти валунних суглинків, таких як обвальні наноси, чи

пролювій. Про це свідчать величезні площі материкових зледенінь у північній півкулі. Льодовик максимального Дніпровського зледеніння залишив по собі морену на величезній площі Північної Америки і Євразії. Дещо скоротились площі під мореною останнього, валдайського материкового зледеніння. Морени гірських льодовиків у плейстоцені опускались значно нижче сучасного рівня (рис. 11).

Рис. 11. Гірська морена

Зауважимо, морена є надзвичайно розповсюдженою ґрунтотворною і підстильною породою на всіх континентах. Закономірно, що найбільші площі займає основна морена.

За гранулометричним складом морени переважно є валунними суглинками, рідше супісками і глинами. На осадових породах Руської рівнини абсолютно переважає суглиниста морена, на кристалічних породах морена більш легкого гранулометричного складу (рис. 12).

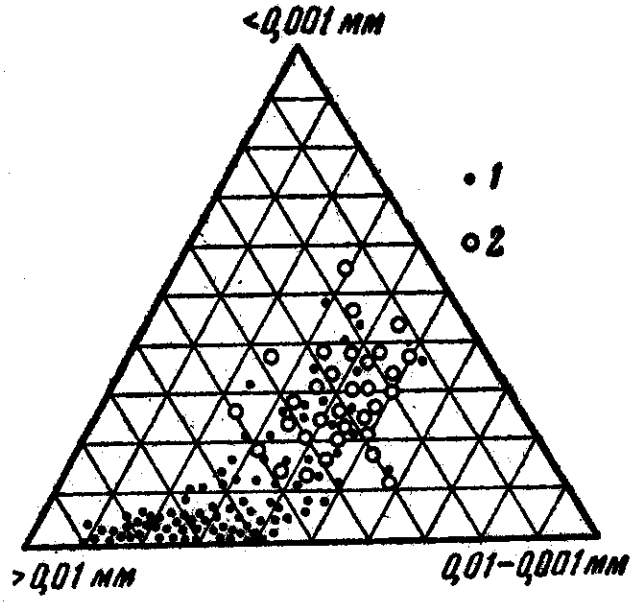


Рис. 12. Діаграма гранулометричного складу морен Руської рівнини:

1 – морена на кристалічних породах, 2 – морена валдайського зледеніння на осадових породах

Морени завжди піщанисті і майже на половину складені з піску (фракція 1–0,05 мм). На відміну від лесових порід, морени характеризуються невисоким вмістом фракції грубого пилу (0,05–0,01 мм) і значно більшим вмістом грубозернистих (>1 мм) і дрібнопилуватих часток (0,005–0,001 мм). Вміст валунно-галечникового матеріалу зменшується з півночі на південь. Якщо на Балтійському кристалічному щиті цей матеріал становить 12–30 %, то на Руській рівнині не більше 10 %. Кількість валунів збільшується у крайовій та абляційній моренах. Валуни, галька і гравій представляють уламки порід. Склад часток дрібнозему залежить від їхнього розміру. Піщані та пилуваті часточки складені первинними мінералами, мулисті часточки – переважно глинистими мінералами.

Піщано-алевритова фракція морен представлена в основному кварцом (близько 80 %), польовим шпатом (15–20 %), слюдою (3–4 %). Максимальна кількість кварцу зосереджена у фракції грубого піску (1–0,25 мм), а польового шпату в лесовій фракції (0,05–0,01 мм).

Вміст мінералів важкої фракції максимальний у межах Балтійського щита 3–10 %, зменшуючись до 1 % на Руській рівнині як за кількістю, так і за набором мінералів. Причина таких змін у тому, що у складі важкої фракції переважають нестійкі до вивітрювання рудні мінерали з високим вмістом заліза. У складі глинистих мінералів переважають гідрослюди, при більш чи менш значних домішках каолініту і монтморилоніту. В моренах Московського і Дніпровського зледеніння незвично високий вміст найстійкіших до вивітрювання мінералів – циркону (18 %) і рутилу (8,8 %), порівняно з валдайською мореною, що вказує на більшу тривалість транспортування матеріалу в довалдайських моренах.

Хімічний склад морен різний, оскільки різноманітний склад грубих фракцій, довгий і тривалий шлях транспортування мінеральної речовини, різні кліматичні та геохімічні умови на шляху слідування морени. На масивно-кристалічних породах Балтійського щита морени мають кислий і ультракислий склад. Більш менш значні домішки осадових порід змінюють цей склад.

Для основних морен суглинистого складу характерна висока щільність (1,9 г/см^3) і низька пористість (24–43 %). Щільність морен зумовлена не тільки тиском льодовика, але й гранулометричним складом, який наближається до оптимального поєднання різних за розміром часток, суміш яких дає найвищу щільність (ідеальна щільність упаковки мінеральної маси). Високу щільність стимулює ще той факт, що після танення льоду уламковий матеріал морен був насичений водою, що при висиханні призвело до найвищої, майже ідеальної усадки матеріалу.

Водопроникність суглинистих морен невелика, від 13 до 90 см/добу. Де відмічається скупчення уламків порід, там водопроникність різко збільшується. Хіміко-мінералогічний склад і фізичні властивості морен дуже неоднорідні як у розрізі, так і по латералі.

Морени, зазвичай оструктурені. При висиханні вони розпадаються на плитки, утворюють призми і горіхуваті окремості.

Забарвлення морен дуже залежить від кольору порід, що брали участь у формуванні їхнього складу. На гранітах вона червоно-бура, на гранітогнейсах жовто-бура, на основних породах – сірувата, кембрійських глинах –голубувато-сіра, карбонатних породах – сірувата або жовтувата, на червонобарвних породах – червоно-бура, на чорних глинах – темно-сіра. Колір визначається головно вмістом і ступенем окислення з'єднань заліза. Чим більше оксидного заліза, тим червоніше забарвлення. Закисні з'єднання заліза надають морені зеленувато-сірої тональності. Часто червоно-буре забарвлення поверхневих товщ на глибині змінюється холодними тонами.

Морена вважається не шаруватою породою. Інколи помітна слабовиражена шаруватість, яка викликана переважно пошаровою асиміляцією підстильних порід. Пластинчастість, або сланцюватість найбільш притаманна кінцевим моренам. Вона спричинена дуже сильним тиском льоду на шари, що перед ним залягали. Може траплятися також "вмонтована" шаруватість, що викликана лінзами глини, суглинку, піску озерного або флювіогляціального походження, механічно включених у товщу морени.

Помітною ознакою морени є її збагаченість грубоуламковим матеріалом, чим пояснюється її неоднорідність. Особливо неоднорідною за складом є кінцева морена. Морени є настільки ж неоднорідні, наскільки однорідними є леси і лесоподібні породи. Морени неоднорідні практично за всіма показниками. Особливо неоднорідними є локальні морени, які включили у себе багато місцевого матеріалу. Завдяки цим специфічним особливостям, морени поділяються на такі види:

1) груба щебениста морена сіро-зеленого забарвлення – кисла, сильно збагачена валунами, переважно піщана і супіщана, мало звітрена, неглибока, охоплена ґрунтоутворенням на незначну глибину (з вигляду нагадує чорнозем);

2) карбонатні локальні морени сіруватого забарвлення –слаболужна або слабокисла, неглибока, потужністю 50 см або глибока – 100–150 см, сильно

збагачена валунами карбонатних порід, закипає з поверхні або глибше (з вигляду нагадує рендзини типові або вилугувані);

3) змішана морена червоно-бурого, жовто-бурого або оранжево-бурого забарвлення – змішаного літологічного складу (породи Балтійського щита і місцеві осадові породи різного складу). Кількість локальних морен значно більша, ніж насправді зафіксовані в літературних джерелах.

3. 2. 4. Покривні суглинки

В області льодовикової діяльності часто трапляються породи, які за своїми ознаками і властивостями дещо подібні до порід лесової формації. Виключно залягання цих порід поверх морен, флювіогляціального чи давньоалювіального матеріалу виокремлює їх в окремий тип порід – *покривні суглинки*. В екстрених випадках вони покривають вершини та схили моренних горбів і гряд суцільним покривалом потужністю від декількох десятків сантиметрів до 10 м. Найчастіше їхня товща коливається у межах 1–3 м, зменшуючись на вершинах і збільшуючись на схилах.

Як і леси, покривні суглинки характеризуються дуже добрим сортуванням матеріалу, однорідністю у просторі і вертикальному розрізі, переважанням грубопилуватої фракції, домінуванням у мінералогічному складі кварцу і польових шпатів. Ймовірно, покривні суглинки мають те ж походження, що й леси, тобто є утвореннями проблематичної ґенези. Найдостовірнішою є гіпотеза флювіогляціального походження покривних суглинків.

Вони покривають значні площі серед утворень перигляціальної зони на трьох континентах – Північній Америці, Європі та Азії. На півдні доходять до границі максимального зледеніння, на півночі – до тундрової зони. Чим далі на північ, тим молодший вік суглинків.

Покривні суглинки мають палеве, жовто-палеве або бурувато-палеве забарвлення, яскравість якого посилюється у більш теплому кліматі, або в

місцях, де є домішки червонобарвних порід, що підвищує інтенсивність вивітрювання. Дуже часто покривні суглинки відзначаються грубою або тонкою шаруватістю, своєрідною плитчастою структурою, тонкою пористістю. Їхня м'якість, навіть "бархатистість" на дотик, зумовлена пилуватим гранулометричним складом. Серед покривних суглинків переважають пилуваті суглинки і супіски, глини зустрічаються вкрай зрідка. Вміст домінуючої грубопилуватої фракції інколи досягає 85 %, зате кількість піщаної фракції розміром >0,25 мм мізерна (3–4 %), а фракція >1 мм – взагалі відсутня. Вміст піщаних фракцій (>0,05 мм) становить близько 20 %, пилуватих і глинистих фракцій не менше 75–77 %. Пилуватість збільшується з півночі на південь за рахунок зменшення глинистості. У міру руху на південь глина накопичується за рахунок посилення інтенсивності та тривалості вивітрювання. Зазвичай вміст лесової фракції становить 40–55%. Кількість мулистої фракції коливається від 10 до 35 %.

У мінералогічному складі покривного суглинку вміст кварцу становить 35–40 %, польових шпатів – 10–15 %, важких мінералів – 2–5 %, решта припадає на глинисті мінерали, які мікроагреговані в частки розміром грубого пилу. В мінералогічному складі пилуватих супісків і глин співвідношення мінералів дещо інше. Покривні суглинки є глибше звітрені, ніж морена.

Глинисті мінерали покривних суглинків представлені гідрослюдою, монтморилонітом і каолінітом з домішками невпорядкованих змішаношаруватих гідрослюда–монтморилонітових утворень. Ці мінерали входять до складу мулу приблизно в однакових співвідношеннях. У мулистій фракції, крім глинистих мінералів, трапляються аморфні речовини (10 % від мулу). Покривні суглинки відрізняються від лесів і лесоподібних порід відсутністю карбонатів. Ймовірно, у минулому карбонати у покривних суглинках все ж зустрічались на локальних ділянках. Гіпсу і розчинних солей в цих суглинках не було і немає.

За хімічним складом покривні суглинки співмірні з кислими і ультракислими породами, оскільки мають дуже високий вміст кремнезему SiO_2. За фізико-хімічними властивостями вони також подібні до лесу. В них приблизно така ж ємність катіонного обміну, у складі катіонів переважає Ca^{2+}, вміст Mg^{2+} у 2–3 рази менше, в некарбонатних відмінах присутня деяка кількість H^+, що викликає появу обмінної кислотності і низькі значення pH. Присутні також невеликі кількості K^+ і Na^+.

Пористість у покривних суглинків менша за таку ж у лесів – 32–39 %, щільність твердої фази 2,7 г/см^3, висота капілярного підняття 120–190 см, водопроникність максимальна – до 340 см/добу (найчастіше 1 м/добу).

3. 2. 5. Породи лесової формації

Історія дослідження лесів в Україні триває понад 120 років (Павло Тутковський). Леси, як і чорноземи що на них утворились, є феноменом Кайнозойської ери. Немає інших геологічних утворень на поверхні земної суші, про ґенезу яких ведуться настільки тривалі і запеклі наукові дискусії. Важливість і значення лесів для науки і практики важко переоцінити. До теперішнього часу існує “проблема лесу”. Вона з генетичної розвинулась у класифікаційну проблему, згідно з якою всі наземні утворення, що за властивостями наближаються до лесу, об’єднуються у велику групу пухких континентальних відкладів під назвою “породи лесової формації”, або просто “лесові породи”.

За інженерно-геологічними властивостями лесові породи поділяються на три типи: *леси*, *лесоподібні породи*, *лесовидні породи* [7]. Два останні типи представляють собою послідовний ряд гідрогенної трансформації типового лесу у більш вологих і менш контрастних гідротермічних умовах. Лесовидні породи за інженерно-геологічними ознаками і властивостями наближаються до легкоглинистих порід. Вони є найбільш віддаленими від типового лесу породами лесової формації (за характерними його ознаками).

Леси не є виключно мінеральними геологічними утвореннями. Вони сформувались в екстремальних ландшафтних умовах четвертинного періоду геологічної історії Землі, тому несуть на собі виразні ознаки холодного тундро-степового ґрунтоутворення (звідси гіпотеза про ґрунтове походження лесу).

Леси поширені у найбільш заселених і освоєних місцях земної кулі – на рівнинах помірного і субтропічного поясу. До лесів приурочені найродючіші у хліборобському відношенні ґрунти – чорноземи і сіроземи. Леси відзначаються дуже своєрідними інженерно-геологічними властивостями, що стимулює виникнення кризових явищ при господарському освоєнні території – просідання, деформації, зсуви, обвали, ерозія тощо. Процес формування лесової товщі зафіксував історію розвитку четвертинного періоду в серії похованих ґрунтових комплексів.

За визначенням М. І. Крігера “Лесом називається суглинок (алеврит, сілт) світло-жовтого (палевого) забарвлення із загальною пористістю 40–50 %, з видимими неозброєним оком канальцями, не шаруватий, карбонатний (але не зцементований до стану напівскальної породи), більш або менш мікроагрегований, схильний обвалюватись вертикальними глибами, залягає пластом (у тому числі на високих вододілах), зазвичай потужністю не менше декількох метрів. Мікроагрегатний механічний аналіз породи методом піпетки вказує на кількість фракцій діаметром 0,01–0,05 мм (“лесова фракція”) у межах 30–55 %, кількість глинистих фракцій (діаметром <0,005 мм) у межах 5–30 %, фракції діаметром >0,25 мм присутні у кількості не більше 5 % або зовсім відсутні. Характерною властивістю лесу є однорідність механічного складу в розрізі на різних глибинах і в плані на різних ділянках”. Усі породи, які морфологічно нагадують лес, але не мають повного спектру зазначених вище ознак, називаються “лесоподібними”. Характерними, але не обов’язковими властивостями лесу є випадки перешарування його з похованими ґрунтами, а також включення раковин наземних молюсків і карбонатних журавчиків, розсіяних у дрібноземі.

Лес і лесоподібні породи мають дуже значне поширення серед ґрунтотворних порід. У Євразії та Америці вони займають площу близько 33 млн км^2. У Європі смуга лесів простягається від Британських островів до Поволжя, поступово розширюючись із заходу на схід (рис. 13). Тут ці породи займають перигляціальні рівнини. У Європі лесові породи поширені до висоти не вище 300–400 м, у Центральній Азії і Китаї – до 250 м. Лесовий покрив світу тісно пов'язаний з кліматичними умовами плейстоцену, в яких він сформувався, а також із сучасним кліматом, котрий сприяє збереженню лесу.

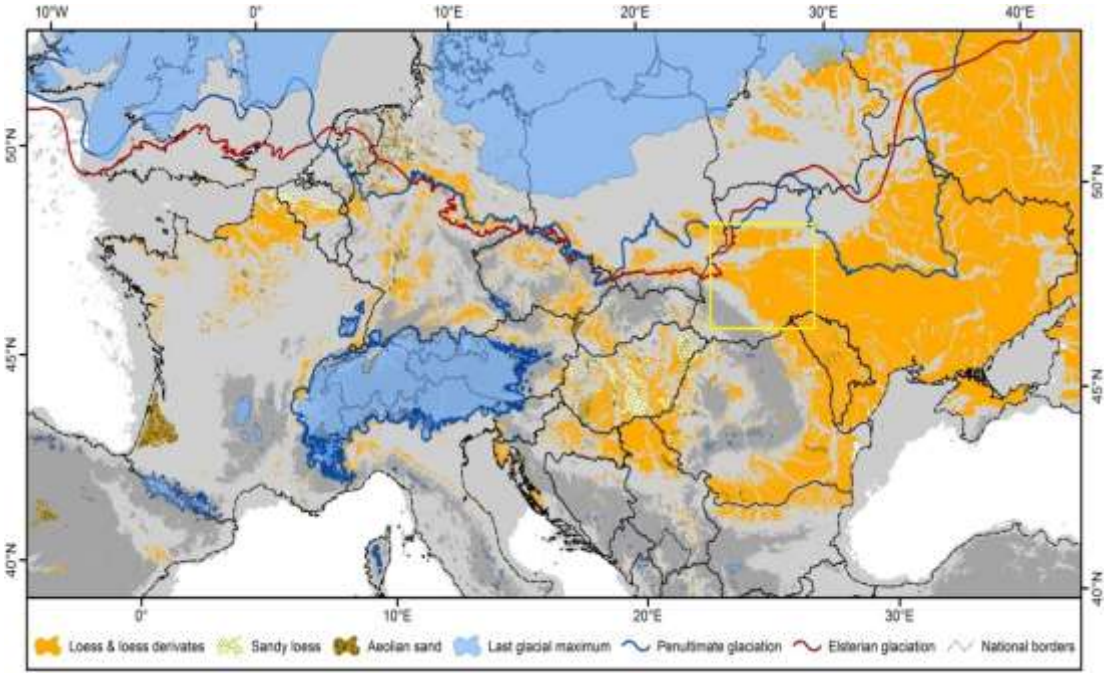


Рис. 13. Леси і лесоподібні породи Європи

(за F. Lehmkahl, J.J. Nett, S. Pötter at al., 2021)

У Центральній Азії лес розвинутий на підгірних рівнинах. На півдні Сибіру лесу немає, але лесоподібні породи простягаються від Уралу до Байкалу ізольованими масивами. Класична область розвитку лесів – Китай. Великі площі лесів і лесоподібних порід наявні в Індії і країнах Близького Сходу.

В Африці та Австралії типовий лес відсутній, але лесоподібні породи досить поширені.

Північна Америка характеризується значним поширенням лесів і лесоподібних порід. Вони займають великі площі у басейні Міссісіпі і Міссурі,

на Алясці. Лесоподібні породи з домішками вулканічного матеріалу поширені у субтропічному поясі Південної Америки на території Аргентини.

Загалом лес і лесоподібні породи приурочені до середніх широт: між 24 і 55° пн. ш. і 24 і 45° пд. ш. Ці породи відсутні у вологих тропіках і пустелях, а також районах різкоконтинентального клімату. Лес поширений у районах з кількістю опадів у межах 200–600 мм. Отже, переважні райони поширення лесу – передгір'я і підніжжя гір, окраїни пустель і перигляціальні зони.

Властивості лесів дуже специфічні. Перша ознака лесів – колір. У Євразії леси мають палеве забарвлення, у Північній Америці – рижувато-коричневе (колір бізонової шкіри). Світле забарвлення лесу пов'язане з тим, що мінеральні зерна і агрегати покриті тонкими плівками вапна ($CaCO_3$). Найсвітліші леси утворились у сухому і холодному кліматі. Яскравіше забарвлення мають леси більш теплого і вологого клімату, де при інтенсивнішому вивітрюванні первинних мінералів помітну роль у формуванні забарвлення породи відіграють не тільки плівки вапна, а й плівки сесквіоксидів заліза.

Лесам притаманна своєрідна текстура – наявність тонких вертикальних канальців – макропор і вертикальних тріщин, які зумовлюють вертикальну ділимість лесів, їхню здатність утримуватись у вертикальних обривах. Стінки канальців просочені вапном, що надає їм міцності. Вертикальні пори є крупнішими за горизонтальні, які мають не тільки менший розмір, але й розгалужуються. Утворення пор має переважно біогенне походження: по ходах коренів, результат діяльності дощових черв'яків і безхребетних. Канальця можуть утворюватися також у результаті прориву лесової маси бульбашками повітря. При швидкому зволоженні повітря защемляється у мінеральній товщі, а коли проривається в атмосферу, створює тонкі канальця. Завдяки переважанню вертикальних пор, леси характеризуються різною вертикальною (1 м/добу) і горизонтальною водопроникністю (до 0,02 м/добу). Тому латеральний рух ґрунтово-підґрунтових вод крізь товщу лесу відбувається дуже повільно.

Типовий лес не шаруватий, на відміну від лесоподібних порід, в яких часто спостерігається прихована шаруватість. У лесоподібних породах вміст лесової фракції може бути ще більший ніж у лесу (понад 55–60 %). У домінуванні лесової фракції над іншими є свої причини. В умовах сухого і холодного клімату плейстоцену, а також у холодних високогірних пустелях Центральної Азії, максимальна критична межа фізичного вивітрювання – це часточки розміром грубого пилу (0,05–0,01 мм). Лесова фракція представлена не тільки елементарними часточками, але й мікроагрегатами, кількість яких тим більша, чим більш глинистою є порода. Мізерний вміст (до 5 %), або й відсутність фракцій середнього і грубого піску (1–0,25 мм) є характерною ознакою типового лесу. В лесоподібних породах ця фракція присутня у кількісті 7–12 %. При загалом незначному вмісті мулистої фракції (5–30 %) її кількість зростає зі збільшенням вологості клімату і віддаленістю від джерела лесового матеріалу. На Руській рівнині лес стає важчим за гранулометричним складом у напрямі з півночі на південь. У Північній Америці поважчання лесу відбувається від долин до вододілів. При переході від рівнин до гір, гранулометричний склад лесу стає важчим від підніжжя гір до вершини.

Для мінералогічного складу лесів і лесоподібних порід характерний слабкий зв’язок з підстильною породою і більш сильний з породами, які знаходяться на далеких відстанях. Ця обставина підтверджує екзогенний характер лесів, що утворились не при вивітрюванні материнських порід, а були привнесені здалеку. Тому, джерелом лесового матеріалу є моренні відклади Європи, гірські пустелі Центральної Азії, алювіальні відклади Міссісіпі і Міссурі у Північній Америці тощо. Незважаючи на різноманіття джерельної бази, мінералогічний склад порід лесової формації в різних регіонах світу є дуже подібний. Вони складені кварцом на 50–70 %, калій-натрієвими польовими шпатами (10–20 %), кальцій і магній карбонатами на 5–20 %. Лес перигляціальних областей бідніший на карбонати порівняно з лесом на периферії пустель. Карбонати утворюють переважно плівки на поверхні

пилуватих фракцій, а також скупчуються у вигляді *кальциту* по порах і тріщинах у морфологічній формі пропитування, псевдоміцелію, цвілі, білоочки, журавчиків. Разом з карбонатами часто осаджується оксид кремнію SiO_2, зрідка гіпс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$.

У лесах і лесоподібних породах наявна невелика кількість важких мінералів: *циркон, ільменіт, гранат, амфіболи* тощо. Лесові породи різних регіонів світу відзначаються подібністю мінералогічного складу мулистої фракції, яка представлена диоктаедричними гідрослюдами (50–60 %), невпорядкованими змішаношаруватими слюда-смектитовими утвореннями (30–40 %), триоктаедричним хлоритом (0–10 %), уламковим каолінітом (0–10 %).

До складу лесу і лесоподібних порід можуть входити легкорозчинні солі у формі мінерального домішку в дрібноземі (хлориди, сульфати, карбонати і гідрокарбонати натрію).

Через незначний вміст глинистої фракції, а також завдяки блокуванню плівками вапна обмінних реакції на поверхні часточок, лесові породи мають невисоку ємність катіонного обміну 10–20 ммоль, яка може збільшуватись до 30 ммоль у лесах важчого гранулометричного складу. Обмінні катіони найчастіше представлені Ca^{2+} і Mg^{2+}, у співвідношенні 3:1, а також незначною кількістю обмінних K^+ і Na^+.

Завдяки високому вмісту кремнію лесові породи відносяться до кислих і ультракислих порід, інколи – середніх порід.

Лесові породи відзначаються високою пористістю (44–48 %), щільність твердої фази становить 2,54–2,84 г/см^3, щільність будови 1,2–1,7 г/см^3.

Характерна властивість лесу – здатність просідати при зволоженні унаслідок ущільнення породи під власною вагою, або при додатковому навантаженні. Просадки викликані великою пористістю лесу і наявністю у його складі розчинних компонентів, таких як гіпс, карбонати, легкорозчинні солі і колоїдний гель. Зі збільшенням глинистості порід здатність до просідання зменшується. Така ж тенденція до зниження просідання у результаті об’ємних

змін спостерігається в лесових породах однакового гранулометричного складу по лінії: лес → лесоподібні породи →лесовидні породи.

Породи лесової формації завдяки пухкому складенню, відносно легкому гранулометричному складу, високій диференціальній пористості, водопроникності і вологоємності, швидко залучаються у ґрунтотворний процес, котрий стимулює утворення потужних, з розвиненим профілем продуктивних ґрунтів. Властивості мінеральної речовини лесових порід впливають на характер і напрям ґрунтоутворення. Ці породи збагачені світлими мінералами (кварц і польові шпати), які важко звітрюються в умовах гіперґенезу. В них є незначний резерв темних мінералів, що легко звітрюються завдяки присутності основ і заліза. Тому лесові породи відзначаються невисокою буферністю (стійкістю до руйнування) проти агресивних кислотних агентів життєдіяльності рослин. Для їхньої нейтралізації порода може постачати у ґрунтовий розчин тільки невелику кількість основ, що вивільнились при вивітрюванні первинних мінералів. Карбонати лесоподібних суглинків у вологому кліматі, під впливом лісової рослинності швидко вилуговуються. У такий спосіб втрачається останній резерв для захисту мінеральної речовини від кислотного руйнування. Об’єктом впливу агресивних речовин стають найперше глинисті мінерали, які найбільш піддатливі до руйнування. У кислому середовищі, в розбавлених розчинах збіднених на основи, глинисті мінерали переміщаються разом з током води вниз по профілю, а разом з ними і продукти руйнування мінералів. Ґрунтовий профіль диференціюється на елювіальний (лесиважний) та ілювіальний (метаморфізований) горизонти.

3. 2. 6. Грубоуламкові породи

Грубоуламкові породи утворюються за рахунок нагромадження крупних уламків, що виникли у результаті фізичного вивітрювання. Серед них виділяються гравійні, галечникові і щебенисті, валунні та брилисті породи

відповідно до переважання у їхньому складі уламків того чи іншого розміру. У кожній з груп порід трапляються також уламки іншого розміру.

Грубоуламкові породи називаються *конгломератами*, якщо вони складені обкатаними часточками, і *брекчіями*, якщо вони складаються з гострокутних уламків. За петрографічним складом грубоуламкові породи поділяються на олігоміктові і поліміктові. Перші мають порівняно одноманітний склад, другі характеризуються різноманітним складом порід.

Мінералого-петрографічний склад різних грубоуламкових порід надзвичайно різноманітний і в більшості визначається корінними породами. Останні зазнають тільки подрібнення без суттєвих хімічних трансформацій. Найбільший вплив на ґрунтоутворення на грубоуламкових породах має висока порожнистість і водопроникність скупчень таких порід. Вода просочується крізь товщу їхніх нагромаджень дуже швидко, призводячи до формування провального водного режиму. Для ґрунтів на грубоуламкових породах притаманний псевдоаридний клімат. Ґрунтотворний процес розвивається слабо, часто фрагментарно.

3. 2. 7. Багаточленні породи

Потужних і однорідних за петрографо-мінералогічним складом гірських порід, що виступають у ролі ґрунтотворних, є не так багато. Ґрунтотворна порода відносно не часто представлена такою однорідною товщею великої потужності, як наприклад лес або вапняк. Частіше вона є неоднорідною за літологічним складом, в різній мірі шаруватою, складеною шарами не тільки різної потужності і виразності, але й неоднакової ґенези. В природі існує декілька типів будови материнський гірських порід, що можуть бути потенційно залучені в ґрунтоутворення (рис. 14):

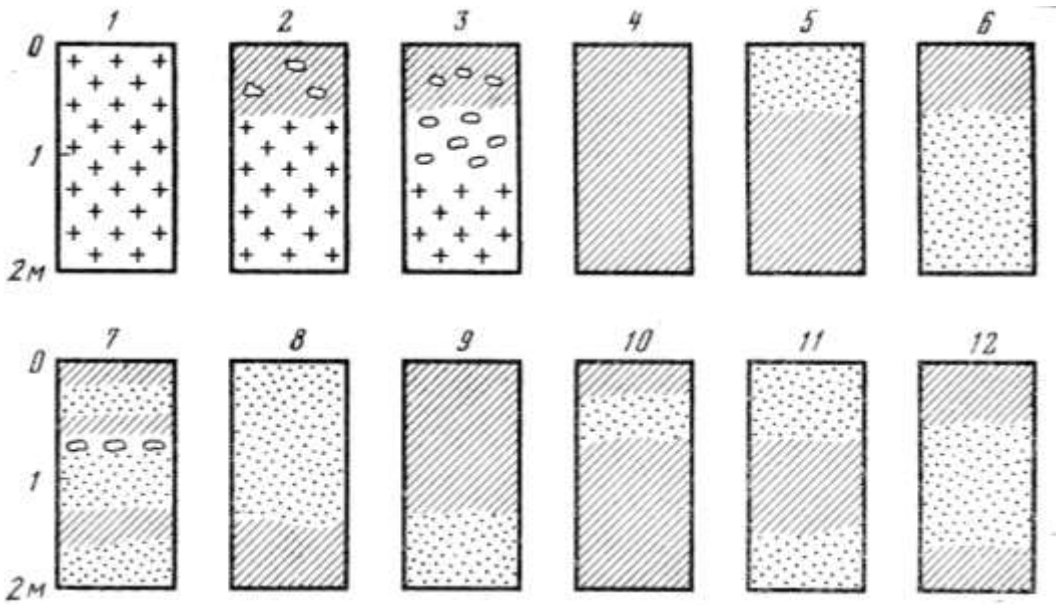


Рис. 14. Типи будови материнських порід

1. Незачеплена вивітрюванням і ґрунтоутворенням щільна порода: магматична, метаморфічна або осадова (граніт, мармур, вапняк тощо).

2. Двочленна порода, яка представлена щільною породою, що перекрита щебнисто-дрібноземистим плащем елюво-делювію (елювіальна кора вивітрювання пісковику тощо).

3. Тричленна порода, яка представлена щебнисто-дрібноземистим елюво-делювієм, підстеленим щебенистим грубоуламковим рухляком і потім щільною породою (елювіальна кора вивітрювання крейдяного мергелю тощо).

4. Однорідна пухка порода (лес, пісок тощо).

5. Двочленна пухка порода, у котрій легкий нанос змінюється у межах верхнього метрового шару більш важким (флювіогляціальний пісок на суглинистій морені, абляційна морена на основній морені).

6. Двочленна пухка порода, у котрій важкий нанос у межах верхнього метрового шару змінюється легким наносом (покривний суглинок на піщаній морені).

7. Багаточленна пухка порода, в котрій у межах верхнього метрового шару чергуються декілька літологічно різних шарів (шаруватий алювій, пролювій, вулканічний пил, стрічкові глини).

8. Двочленна порода, у котрій зміна легкої породи на важку відбувається на глибині більше 1 м (потужний покривний суглинок на морені).

9. Двочленна порода, у котрій зміна важкої породи на легку відбувається за межами метрової товщі (лес на галечнику, моренний суглинок на флювіогляціальному піску).

10. Тричленна порода, у котрій верхній порівняно важкий нанос змінюється легким і потім важким у межах верхнього метрового шару (супісок на піску, підстеленому суглинистою мореною).

11. Тричленна пухка порода, у котрій легкий нанос у межах верхнього метрового шару підстилається більш важким, а на глибині не більше метра знову залягає легка порода (супіщано-глиниста морена – флювіогляціальний пісок).

12. Тричленна пухка порода, у котрій важкий нанос у межах верхньої метрової товщі підстилається більш легким, а глибше метрової товщі більш важким (покривний суглинок – піщана морена – суглиниста морена).

У природі можливі значно численніші поєднання і комбінації різноманітних наносів, що утворюють багаточленні породи.

Багаточленні материнські гірські породи найбільш поширені у горах і в областях розвитку льодовикових і флювіогляціальних відкладів. Найчастіше ґрунти формуються на наносах, верхня частина котрих представлена більш легкою породою порівняно з підстильним шаром. В області розвитку льодовикових, флювіогляціальних, давньоалювіальних відкладів пісок або супісок у межах верхнього метрового шару або на більшій глибині підстилається моренним суглинком або глиною. Підстилання легкої породи важкою різко змінює режими ґрунтів (поживний, водний, окисно-відновний), що впливає на ґрунтотворні процеси. Багаточленність материнської гірської

породи, опосередковано через рослинність, кардинально змінює характер ґрунтоутворення. Особливо сильний вплив на ґрунтотворний процес мають випадки, коли зміна порід відбувається у межах верхньої метрової товщі.

Літологічні відмінності шарів у більшості випадків зумовлені не ґрунтотворним процесом, а відмінностями в самих наносах, їхньою різною ґенезою. Часто літологічна неоднорідність ґрунтотворної породи у межах метрового шару була успадкована різними, часто протилежними за наслідками ґрунтотворними процесами. У тайгово-лісовій зоні часті випадки, коли важкий моренний суглинок був перекритий зверху малопотужним супіщаним флювіогляціальним наносом. У такому разі товщу легкого наносу опанував підзолистий процес ґрунтоутворення, а важкий моренний суглинок під ним став ареною для формування потужного ілювіального горизонту. Досі існує гіпотеза літогенного походження текстурно-різкодиференційованого профілю підзолистих ґрунтів.

Літогенна неоднорідність материнських гірських порід часто є рушійною силою сукцесійних змін у рослинному покриві, що призводить до еволюції ґрунтів шляхом саморозвитку (*автометаморфоз*). Це стає причиною еволюції ґрунтово-рослинного покриву і біосфери загалом.

Розділ 4. **Щільні осадові та метаморфічні породи**

4. 1. Склад і класифікація метаморфічних порід

Великий геологічний кругообіг речовин та енергії призводить до того, що гірські породи у складі земної кори на різних етапах її геологічної історії змінюються. На одному із циклів еволюції літосфери, осадові породи, опинившись похованими під товщами молодших порід, зазнають дії високого тиску, високих температур, притоку або відтоку газоподібних і розчинених речовин піддаються різноманітним змінам без плавлення. Так виникають метаморфічні породи. Ті, що утворюються при відносно невисоких тисках і температурах, за своїми ґрунтотворними властивостями подібні до зцементованих осадових порід.

Основні відмінні риси метаморфічних порід, які притаманні переважно тільки їм, і відрізняють ці породи від інших щільних порід, полягають у наявності у них певних мінералів (*серпентин, тальк, хлорит, серицит, андалузит* тощо) і яскраво вираженої паралельної текстури. Метаморфізм відбувається в інтервалі температур від 100 до 900°С під тиском від 100 атм. до 10 тис. атм. Від величини тиску і температури залежить мінералогічний склад метаморфічної породи. При відносно не високих температурах (100–350°С) і тисках (2,5 – 6,0 тис. атм) утворюються метаморфічні породи зеленосланцевої фації (*філіти, вапнякові та інші сланці, зеленокам'яні породи, серпентиніти* тощо). При температурах 300–700°С і тиску 3–8 тис. атм виникають такі породи як *амфіболіти, кристалічні сланці, гнейси, мігматити*. За температури вище 600°С і тиску 3,5–10,0 тис. атм утворюються *силіманітові гнейси, мармури*.

Високотемпературного метаморфізму зазнають не тільки осадові, але й магматичні породи. Якщо метаморфізму зазнають близькі за складом осадові і кристалічні породи, тоді можуть утворюватись однакові метаморфічні породи. Наприклад, зелені сланці можуть виникати в результаті метаморфізації монтморилонітових глин, ультраосновних і основних інтрузивних порід і

ефузивних порід різного складу. Гнейси і гранітогнейси є продуктами метаморфізації практично всіх осадових і магматичних порід.

4. 2. Сланці

Сланці – це щільні гірські породи метаморфічного або осадового походження і різного складу, котрі характеризуються орієнтованим розташуванням мінералів. Осадові сланці, це осадові породи тонкошаруватої текстури, які набули сланцюватості без зміни складу або з незначною зміною. До таких порід відносяться *глинисті і кременисті сланці*.

Глинисті сланці – утворюються у результаті трансформації глин під впливом тиску. При цьому глини сильно ущільнюються, часточки перекристалізовуються і розташовуються перпендикулярно до сили дії тиску. Так порода набуває сланцюватість – орієнтоване розташування мінералів, яке проявляється у здатності розпадатись на тонкі горизонтальні плитки. Ця властивість визначає багато особливостей ґрунтоутворення на сланцях. Високі температура і тиск суттєво видозмінюють фізико-механічні властивості глин. На відміну від глин сланці не розмокають у воді, не набухають і не набувають пластичності. Глинисті сланці представлені глинистими мінералами різних груп, але найчастіше складені гідрослюдами з домішкою кварцу, польового шпату і слюди. Подекуди зустрічаються новоутворення серициту і хлориту, що виникли при слабкій метаморфізації початкової глинистої породи. Забарвлення різноманітне, здебільшого темне до чорного, у зв’язку з домішками органічної речовини. Кременисті сланці складені кременистими продуктами: *опал, халцедон, прихованокристалічний кварц* з різними домішками.

Глинисті сланці дуже поширені в гірських країнах і прилеглих до них областях. З них складаються старі гори Аппалачі, Уралу і Донбасу, а також молоді гірські системи Кавказу й Українських Карпат. Порода, з якої утворені Східні Карпати називається *фліш* – неритмічне чергування знизу–вверх пачок *пісковиків, алевролітів і аргілітів*. Гранулометричний склад флішу становлять

часточки розміром: пісковик (2–0,1 мм), алевроліт (0,1–0,005 мм) і аргіліт або пеліт (<0,001–0,005 мм). У складі флішу глинисті сланці є найбільш нестійкими до ерозії породами. При переважанні у складі флішу потужних пачок глинистих сланців (Верховинсько-Вододільні Карпати) гірські хребти є невисокі і широкі, з відносно пологими складними і розгалуженими схилами, на яких часто формуються осипища. На глинистих сланцях формуються темні, відносно неглибокі, порівняно з пісковиками, ґрунти.

Філіт– сланець, який утворюється при метаморфізації (температура до 400°С) піщано-глинистих осадових порід, особливо глин і глинистих сланців. Характеризується сланцюватою, листуватою, тонкошаруватою текстурою. Основні мінерали: *серицит, хлорит, кварц, часто карбонати*. Шаруваті силікати становлять близько 80 %. Забарвлення від світло-сірого до чорного, з відтінками жовтих, рожевих, зелених тонів.

Зелений сланець – утворюється при метаморфізації переважно основних магматичних і осадових порід, збагачених залізом і магнієм (монтморилонітові глини) при невисокій температурі (до 400°С). Має смугасту, сланцеву текстуру. Головні мінерали: *альбіт, кварц, хлорит, тальк, нерідко карбонати*. Забарвлення темно-зелене, сіро-зелене, бурувато-зелене. Зелений сланець залягає у вигляді потужних товщ, що перешаровуються з близькими за складом породами.

Кристалічні сланці – утворюються з осадових і вивержених порід при високотемпературній (400–500°С) метаморфізації. Структура найчастіше повнокристалічна, текстура сланцювата. Для них характерна велика кількість слюди і кварцу, за низького вмісту польового шпату. Поодиноко або в поєднаннях можуть містити *андалузит, дистен, силіманіт, гранат, рогова обманка, кальцит* та інші мінерали. Забарвлення переважно сіре з різними відтінками залежно від співвідношення фелічних і салічних мінералів. Кристалічні сланці залягають потужними пачками, часто перешаровуються з

гнейсами. Досить поширені у межах Українського кристалічного щита, на Донбасі.

При вивітрюванні сланці утворюють дрібнолускуваті глинисті уламки, які дають глинистий матеріал з високою водовбирною здатністю і низькою водопроникністю. Сланцюватість сприяє розвитку ерозії, сповзанню продуктів вивітрювання вниз по схилу у формі осипищ. Тому за інших рівних умов, на сланцях формуються менш розвинуті ґрунти порівняно з ґрунтами на масивно-кристалічних і пухких породах. Сланцюватість погіршує фільтраційні властивості, що сповільнює швидкість ґрунтоутворення. Сланці є дуже різноманітними за хімічним і мінералогічним складом. Тому ґрунти на них суттєво різняться за своїми властивостями. Напрям ґрунтоутворення на сланцях визначається вмістом карбонатів, заліза й алюмінію.

4. 3. Пісковики

Пісковик – це середньо- і дрібноуламкова осадова гірська порода, яка складається зі зцементованих часток розміром від 0,1 до 2 мм. Пісковики, як і піски, поділяються на дрібно-, середньо-, крупно-, і грубозернисті відповідно до розмірів уламків мінералів і порід, що входять до їхнього складу.

Мінеральний склад пісковиків дуже різний. Серед них виділяються олігоміктові і поліміктові пісковики. До олігоміктових відносяться кварцові пісковики, які на 90 % і більше складені з кварцу, а також польовошпатово-слюдисто-глауконітово-кварцові пісковики, у складі яких вагому роль (60–90 %) відіграє також кварц. Поліміктовими є аркозові пісковики, у складі яких переважає польовий шпат над кварцом, грауваки – темнозабарвлені пісковики складного мінерального складу.

Кількість цементу в пісковиках різна, від одиниць до десятків відсотка. Цементом слугують: *кальцит (вапно), доломіт, глина, кремнезем* у вигляді *кварцу, опалу, халцедону, гіпс* та інші речовини. Вапняковий цемент притаманний пісковикам морського походження, глауконітовий – мілководного

морського, гіпсовий – озерного або лагунного, залізистий – континентального. Склад цементу визначає фізичні властивості пісковику: опаловий і халцедоновий цемент – високу твердість і міцність, слабку піддатливість до вивітрювання; гіпсовий, вапняковий і мергелястий цемент – середню твердість. Такий цемент порівняно легко розчиняється, сприяючи швидкому вивітрюванню пісковику і перетворенню його у пісок. Глинистий цемент обумовлює малу міцність пісковику, який легко розсипається від морозу і води, розмокає у воді. Такі пісковики найшвидше руйнуються. Якщо кількість цементу перевищує 50 %, пісковики переходять у піщанисті вапняки, піщанисті доломіти тощо.

Найчастіше пісковики у якості ґрунтотворних порід поширені в горах, хоча зустрічаються і на рівнинах. Часто вони перешаровуються з глинистими сланцями, мергелями, вапняками.

Ґрунти на пісковиках мають легкий гранулометричний склад. На дуже щільних пісковиках (ямненська світа карпатського флішу) утворюються слаборозвинені або неглибокі ґрунти. Вони переважно щебенисті, короткопрофільні з неглибоким гумусовим горизонтом. Часто на пісковиках формуються дернові ґрунти. Карбонатний горизонт відсутній. Загалом ґрунти на цих породах дуже бідні на елементи живлення і малородючі. Вони мають не сприятливі фізичні, водно-фізичні і фізико-хімічні властивості.

4. 4. Карбонатні породи

Частка карбонатних порід серед осадової товщі земної кори становить усього 6 %. До карбонатних порід не відносяться пухкі карбонатні породи, які є продуктами вторинного седиментоґенезу у континентальних умовах (карбонатні лес або морена). Головними представниками карбонатних порід є – *вапняки, доломіти і мергелі*. Вони мають переважно біохімічне або хімічне морське походження і досить поширені у відкладах різних геологічних систем – від найдавніших докембрійських до четвертинних. Ці породи формуються і в

теперішніх умовах. Утворення карбонатних порід є важливим механізмом секвестру (утилізації) диоксиду карбону CO_2 з атмосфери і переведення його з газоподібного стану у твердий.

Хоча карбонатні породи – це продукти найперше морських або великих озерних акваторій, найбільш поширені вони саме на давніх платформах усіх материків. В Україні карбонатні породи приурочені майже до всіх геоморфологічних областей, від рівнин Полісся до гірської системи Криму, від Поділля до Донбасу. Карбонатні породи становлять переважну масу глибоких геологічних утворень літосфери. Ґрунтотворними вони виступають завдяки денудаційним і ерозійним процесам на поверхні земної суші, які оголюють більш давні породи.

У кожній природній зоні деяка частина ґрунтів розвиваються на карбонатних породах, які надають їм своєрідних властивостей і функцій. Своєрідності ґрунтам на карбонатних породах надає та обставина, що за хімічним складом ці породи різко відрізняються від середнього складу земної кори та інших ґрунтотворних порід. Ґрунтоутворення на карбонатних породах дещо відхиляється від зонального характеру ґрунтоутворення на інших, некарбонатних породах. Відповідно ґрунти на цих породах класифікуються як *азональні* біокосні утворення.

Вапняк. Головний компонент вапняку – мінерал кальцит $CaCO_3$. Крім кальциту до складу породи у якості домішку можуть входити арагоніт, доломіт, мінерали групи оксиду кремнію, піщанистий і глинистий матеріал, бітуми, сульфіди заліза і важких металів, сесквіоксиди заліза та інші. Дуже багато вапняків містять рештки ракушок або інших скелетів морських організмів. Завдяки наявності кальциту всі карбонатні породи бурхливо “скипають” від HCl, демонструючи свою розчинну здатність у кислому середовищі:

$$CaCO_3 + 2HCl \rightarrow H_2CO_3 + CaCl_2 + CO_2\uparrow$$

Найпоширенішими є біогенні вапняки, які складаються з цілих раковин або їхніх уламків, зцементованих карбонатною речовиною. Вони утворились у

результаті масового відмирання морських організмів і накопичення їхніх скелетів в осадах на дні водоймищ. Найголовнішими породотворними організмами є найпростіші, головно *форамініфери*.

Різновидом вапняку є *крейда*. Крейда є м'якою, пористою (пористість 50 %) породою, яка практично повністю (на 98–99 %) складається з кальциту. Вона має органо-хімічне походження. Це продукт спільного нагромадження на дні водоймищ подібного до мулу хімічного карбонатного осаду і залишків вапнякових скелетів мікроорганізмів. Часто трапляються *оолітові* вапняки, які складаються зі сферичних зернят (оолітів) кальциту розміром від долі міліметра до 2,5 мм, зцементованих приховано кристалічною карбонатною речовиною. З карбонатних вод мінеральних джерел осаджуються ніздрюваті вапнякові туфи – *травертини*.

При метаморфізації вапняків відбувається перекристалізація матеріалу й утворення *мармуру*. Він залягає зазвичай серед інших метаморфізованих порід у геосинклінальних областях.

Вапняки залягають потужними шаруватими товщами на багато кілометрів вглиб і вшир. Також утворюють куполоподібні масиви, лінзоподібні тіла і різноманітні гнізда.

Доломіт. Карбонатна порода, яка складається із доломіту $CaMg(CO_3)_2$ (55% $CaCO_3$, 45% $MgCO_3$) і другорядних мінералів: кальциту, магнезиту, піриту, кварцу, халцедону і різних домішок (мінерали сесквіоксидів заліза і мангану, гіпс, глинисті мінерали, органічна речовина тощо). На відміну від вапняку, доломіт не реагує з холодною кислотою HCl, тобто не скипає. Він бурно реагує з цією кислотою тільки у роздробленому до тонкого порошку стані.

Доломіт може бути продуктом хімічного осадження з води в озерах або морських басейнах підвищеної солоності в умовах жаркого клімату. Крім того, доломіт утворюється у результаті заміщення вапнистого осаду завдяки циркуляції магнезіальних розчинів по тріщинках і порах у вапняку. Зрідка

трапляється біогенний доломіт, який утворюється за рахунок біологічної акумуляції $MgCO_3$ синьо-зеленими водоростями.

Доломіти менш поширені за вапняки, але часто зустрічаються разом з ними.

Мергель. Однорідна суміш глинистих (гідрослюди і монтморилоніт) і карбонатних (кальцит або доломіт) мінералів, що знаходяться майже в однакових кількісних співвідношеннях. Це м'якша за вапняк і доломіт порода, тому легше за них вивітрюється. Реагує з хлоридною кислотою, тому бурно скипає від HCl. Оскільки мергель містить досить теригенного матеріалу у формі глинистих мінералів, після реакції з кислотою він залишає на поверхні брудну пляму.

Мергелі залягають пластами, перешаровуючись з пластами інших карбонатних порід і глин. У природі дуже поширені, але займають менші площі порівняно з вапняками.

Ґрунти, що формуються на різних карбонатних породах, суттєво відрізняються один від іншого залежно від щільності і складу порід, біокліматичних умов і часу ґрунтоутворення. Однак вони завжди менш вилугувані за ґрунти на некарбонатних породах в аналогічній біокліматичній ситуації. В них слабше проявляється, або цілком блокується розвиток таких процесів як опідзолення, глеє-елювіальний процес, лесиваж. Ґрунти на карбонатних породах характеризуються підвищеною лужністю і насиченістю основами на всю глибину профілю. В холодному, помірному і субтропічному гумідному кліматі за наявності промивного чи періодично-промивного водного режиму на карбонатних породах формуються *рендзини*.

Багатство ґрунтотворної породи на кальцій і магній зумовлюють формування добре вираженого зернистого гумусового горизонту з високим вмістом гумусу (до 15 % і більше) і високим вмістом гумінових кислот, що зв'язані з кальцієм. Ґрунти відзначаються високим ступенем насичення

основами при відносно високій ємності катіонного обміну. Вони переважно неглибокі та більш-менш щебенисті.

4. 5. Кременисті породи

Серед осадових порід трапляються також кременисті породи. Вони складені кремнеземом хемогенного або хемобіогенного походження, а також скелетами кременистих організмів. У якості ґрунтотворних порід найбільше значення мають *трепел, опоки*, зрідка *діатоміти*. Останні утворення є виразного біогенною походження, які складаються переважно з уламків *діатомей*. Трепел і опоки – це біохімічні породи, які утворились за рахунок розчинення і перекристалізації скелетів організмів. У їхньому складі можуть зрідка зберегтись залишки організмів.

В утворенні цих кременистих порід головна роль належить життєдіяльності нижчих організмів, які будують свої скелети з кремнезему: діатомей, радіолярій і губок. Ці найпростіші організми населяють океани і прісноводні водойми. Їм також належить провідна роль у кругообігу кремнію на Землі. Суша є головним постачальником кремнезему в моря і прісноводні басейни. В сучасних поверхневих водах вміст розчинного кремнезему не перевищує 10 мг/л (в морях 0,5–3,0 мг/л). Прісні води і моря ненасичені кремнеземом через біогенне споживання кремнію організмами для побудови свого скелету. Відмерлі організми опускаються на дно, а частина скелетів розчиняються і кремнезем знову осідає у мінеральній формі. Кайнозойські моря і прісноводні водоймища стали основним джерелом кременистих порід. У сучасних океанічних відкладах 17 % від маси всіх осадових порід становлять кременисті осади. Це в рази більше, ніж у минулі геологічні епохи.

Діатоміти – це біла, жовтява або світло-сіра порода, дуже легка, м’яка, пориста, з щільністю будови 0,4–0,9 г/см^3 і пористістю 90–92 %. Складається з уламків діатомей з домішками часточок глини, містить 70–98 % розчинного кремнезему.

Трепел. Світла, м'яка, дуже легка порода, з об'ємною вагою 0,6–1,0 г/см^3. Складається з часточок розміром 0,01–0,001 мм, представлених округлими часточками опалу, у меншій мірі халцедону, приховано-кристалічного кварцу і частково залишками скелетів діатомових водоростей, радіолярій і губок. Містить домішки з графітизованої органічної речовини, глауконіту, піриту тощо.

Опока відрізняється від трепелу більшою твердістю і щільністю. Крім того, опока є більш чистою породою, без домішок.

Обидві породи утворюють шари різної потужності поміж карбонатних і уламкових порід. Якщо кременисті породи містять більше 50 % домішок карбонатів, тоді виділяють карбонатні трепели і опоки. В Україні опоки поширені на Поділлі. Площі ґрунтів, які формуються на елювії кременистих порід дуже незначні. Ці ґрунти дуже бідні на поживні речовини, вони неглибокі та щебенисті. Такі ґрунти є менш родючими за аналоги на силікатних і карбонатних породах.

4. 6. Вулканічно-уламкові породи

Вулканічно-уламкові породи є синонімом до словосполучення вулканічно-кластичні або пірокластичні породи. Це породи, що утворились з уламків, які були викинуті під час виверження у розжареному стані: попелу, піску, бомб. Вони можуть бути пухкими, ущільненими і зцементованими, інколи з домішками осадового матеріалу (менше 50 %). Вони формуються на Землі з часу її утворення і до сьогодні. Їхнє утворення приурочене до зони субдукції геосинклінальних областей. Ці ґрунтотворні породи настільки своєрідні, що виникає необхідність виділення ґрунтів на них на найвищому таксономічному рівні. Щороку діючі вулкани (430) вивергають 3 млрд тон пірокластичного матеріалу. Вулканічні грунти сформувались уздовж найбільших гірських систем Землі.

У ґрунтовому відношенні найцікавішими є свіжі викиди вулканів, так званий *вулканічний попіл* – пухкі скупчення матеріалу розміром до 2 мм, які викинуті вулканами. Вони складені часточками різного розміру – від великих глиб до тонкого пилу. Уламки кутасті, рідше у формі каплі або кулі. У результаті періодичного виверження і багаторічного нашарування вулканічний попіл стає шаруватий.

До вулканічно-уламкових порід відносяться ефузивно-уламкові (кластолави), експлозивно-уламкові (туфи) й осадово-вулканокластичні (туфіти).

Кластолава – порода, яка складається з уламків лави, що колись застигла, а потім зцементованих лавою іншого складу, структури і текстури.

Туф – гірська порода, яка утворилася шляхом цементації з допомогою гідрохімічних процесів або внаслідок ущільнення пухкого вулканічного матеріалу. Цемент туфів утворився у результаті випадання в осад розчинених речовин. Найчастіше він представлений опалово-глинистою масою. У складі глин переважає монтморилоніт або галуазит, у туфах основного складу цемент часто є карбонатний.

Туфіт – вулканічно-кластична порода з домішками до 50 % осадового матеріалу незалежно від величини й характеру уламків.

В основі подальшої класифікації покладені розміри часток, їхній речовинний склад, тип цементації, характер домішок та інші властивості (характер транспортування вулканічного матеріалу).

Серед пірокластичних утворень за розмірами (мм) матеріалу виділяють 7 різновидів (табл. 4. 1).

Таблиця 4. 1

Класифікація пірокластичних утворень за розмірами матеріалу (мм)

Пірокластичні утворення	Різновид пірокластичних утворень	Розмір матеріалу, мм
Бомби і брили	брилистий агломерат агломерат	>200 50–200
Лапілі	лапілі	10–50

	вулканічний гравій	2–10
Попіл	вулканічний пісок вулканічний пил тонкий вулканічний пил	0,1–2 0,01–0,1 <0,01

За речовинним складом вулканічно-уламкові породи поділяються на *вітрокластичні*, що складаються переважно з вулканічного скла, *кристалокластичні* – складені головно з уламків мінералів, *літокластичні*, представлені уламками порід, і *змішанокластичні*, у котрих всі компоненти присутні у порівняно однакових кількостях.

Відповідно до класифікації, прийнятої для магматичних порід, пірокластичні породи за хімічним складом поділяються на *базальтові, андезитові, дацитові* (65–68,5 % SiO_2) і *ліпаритові*.

За способом транспортування матеріалу пірокластичні породи поділяються на: *принесені вибуховою хвилею, вітром, морськими течіями, річками, грязєвими потоками, флювіогляціальними потоками, льодовиками*. Породи можуть формуватися у різних середовищах: *наземних, озерних, морських та інших*.

При виверженні відбувається повітряне зонування або просторова сепарація матеріалу за величиною і щільністю уламків. Поблизу кратера відкладаються уламки мінералів, куски лави, а на більшому віддаленні від джерела виверження відноситься більш легке вулканічне скло. Воно переноситься на відстані у сотні й тисячі кілометрів від джерела виверження, що призводить до формування вулканічно-осадових порід (вміст вулканічного матеріалу менше 50 %). Найбільш грубоуламковий матеріал відкладається поблизу від центру виверження, грубоуламковий і гравійний матеріал – на певному віддаленні від центру, а найдалі відкладається вулканічний попіл. Найпотужніші вулканічні відклади накопичуються ближче до вулкану.

На певній відстані від вулкану, яка є відносно безпечною для рослинності, формуються потужні вулканічні ґрунти з високо гумусним

дерновим горизонтом. На пірокластичних відкладах ґрунтоутворення розвивається вверх, залучаючи все новий вулканічний матеріал.

Завдання до модуля 1

1. Із переліку різноманітних порід назвати 10 із них, які є парагенетичною парою : материнська гірська порода – ґрунтотворна порода;

2. Складіть технологічний ряд із 5 порід, які будуть по-різному придатними для гончарної промисловості, у такому порядку: *ідеальна – абсолютно придатна – придатна – умовно придатна – непридатна*;

3. Складіть інженерно-геологічний ряд із 5 порід, які будуть по-різному придатними (стійкими–нестійкими) для фундаментів висотних будинків, у такому порядку: *ідеальна – абсолютно придатна – допустима – малопридатна – непридатна*;

4. Складіть просторово-еволюційний ряд із порід покривного типу залягання, які по-різному відображають (рефлексують) просторові зміни в еволюції природи протягом четвертинного періоду, у такому порядку: *не відображають –слабо рефлексують – середньо – сильно – найкраще рефлексують*;

5. Виберіть породи поверхневого залягання, які опосередковано вкажуть вам на значні ризики для будівництва поблизу них аеропортів, або атомних електростанцій.

Контрольні запитання до розділів модуля 1

1. Які ознаки відрізняють материнську гірську породу від ґрунтотворної ?

2. Чому для класифікації пухких континентальних відкладів вибраний критерій приналежності породи до відповідного генетичного типу, а не літологічний склад породи ?

3. Чому магматичні гірські породи є першоджерелом для формування інших гірських порід ?

4. Чому піски мають найбільш одноманітний літологічний і хіміко-мінералогічний склад серед пухких континентальних відкладів ?

5. Чому піски стимулюють розвиток явища інверсії природних зон ?

6. Чому глини не настільки одноманітні за хіміко-мінералогічним складом, як піски ?

7. Чому каолінові глини у помірному і холодному кліматичних поясах поширені тільки як викопні гірські породи, а не залягають на земній поверхні ?

8. Чому леси вважаються породами проблематичної ґенези і не формуються у тропічному кліматичному поясі ?

9. На яких ґрунтотворних породах формуються ґрунти, у складі яких присутні значні кількості сполук карбону біогенного і мінерального походження ?

Модуль 2

Розділ 5

Властивості мінералів

Коли ми розглядаємо мінерали у музейних колекціях або лотках для лабораторного аналізування, нас дивує різноманіття їхніх зовнішніх ознак, за якими вони відрізняються один від одного.

Одні мінерали видаються прозорими (гірський кришталь, кам'яна сіль), інші – мутними, напівпрозорими або цілковито непрозорими (магнетит, графіт). Найвиразнішою ознакою багатьох природних мінеральних утворень є їхнє забарвлення (колір). Для багатьох мінералів воно постійне і дуже специфічне, будучи функцією від хімічного складу. Наприклад, *кіновар* завжди має виразно червоний колір; *малахіту* притаманний яскраво зелений колір; кубічні кристали *піриту* легко упізнаються за метало-золотистим забарвленням. Поряд з цими особливостями, колір для багатьох інших мінералів є мінливий. Для прикладу різновиди кварцу: безколірні (прозорі), молочно-білі, жовто-бурі, майже чорні, фіолетові, рожеві.

Поряд із забарвленням, мінерали мають ще одну характерну ознаку – блиск. В одних випадках він дуже подібний до блиску металів (*галеніт, пірит*), в інших – на блиск скла (*кварц*) чи перламутру (*мусковіт*). Деякі з мінералів навіть на свіжому зломі виглядають матовими, тобто не мають блиску.

Часто мінерали зустрічаються в кристалах, дуже великих, або навіть надзвичайно маленьких, які можна розгледіти тільки в мікроскоп. Для багатьох мінералів кристалічні форми є дуже типовими. Наприклад, для *піриту* характерні кубічні кристали, для *гранатів* – ромбічні додекаедри, для *берилу* – шестигранні призми. Все ж таки для більшості мінеральних речовин характерними є форми у вигляді скупчення суцільних зернистих агрегатів, у яких окремі зерна не мають чітких кристалографічних обрисів. Багато мінеральних мас поширені у вигляді натічних утворень, інколи чудернацької

форми, зовсім не подібні до кристалів (брунькоподібні скупчення *малахіту*, сталактитоподібні утворення *лімоніту* – гідрооксиду заліза).

Мінерали відрізняються також за іншими фізичними властивостями. Є настільки тверді мінеральні утворення, що легко залишають подряпини на склі (*кварц, гранат, пірит*); інші самі дряпаються уламками того ж скла або кінчиком ножа (*кальцит, малахіт*), треті мають настільки низьку твердість, що легко дряпаються нігтем (*гіпс, графіт*). Одні мінерали при розколюванні легко розділяються по певних поверхнях, утворюючи уламки правильної форми, які подібні на кристали (*кам'яна сіль, галеніт, кальцит*); інші дають на зломі криві, "губчасті" поверхні (*кварц*). Характерною ознакою мінералів є щільність або питома вага тощо.

Настільки ж мінливими є хімічні властивості мінералів. Одні легко розчиняються у воді (*кам'яна сіль*), інші розчинні тільки у слабких кислотах (*кальцит*), треті є стійкими навіть по відношенню до сильних кислот (*кварц*). Більшість мінералів легко зберігаються на повітрі. Проте низка природних з'єднань так само легко окислюються або розкладаються за рахунок Оксигену, диоксиду карбону CO_2 і вологи, які містяться у повітрі. При цьому вони часто змінюють не тільки свій хімічний склад, але й забарвлення. Причому, деякі з мінералів змінюють забарвлення навіть на світлі.

Мінерали як фізичні тіла володіють широким спектром фізичних властивостей, таких як колір, твердість, блиск, щільність тощо. Залежно від хімічного складу і кристалічної структури ці властивості у різних мінералів проявляються по-різному. Кожен мінерал характеризується спектром особливих ознак, за якими відрізняється від інших мінералів. Багато з мінералів можна майже безпомилково діагностувати за комплексом характерних фізичних властивостей, не проводячи більш складних і вартісних хімічних чи рентгеноскопічних аналізів. Деякі з фізичних властивостей мінералів (колір, густота відтінку, блиск, характер злому тощо) настільки для них специфічні, що навіть при незначному досвіді роботи з ними, дозволяють безпомилково

визначити мінерал за цими діагностичними ознаками. Щоправда, таким способом неможливо діагностувати всі мінеральні утворення. Багато з мінералів потребують більш детальних досліджень.

До головних властивостей мінералів, які мають найбільше діагностичне значення, відносяться: морфологічні особливості (вигляд кристалів), оптичні властивості (прозорість, забарвлення, колір риски, блиск), механічні властивості (спайність, злом, твердість, крихкість, щільність тощо).

Перед тим як розглядати властивості мінералів потрібно згадати деякі найважливіші загальні положення фізики, хімії, кристалохімії і колоїдної хімії: агрегатні стани речовини, кристалічна будова речовини, колоїдні стани речовини, перекристалізація гелів, хімічні формули мінералів, тверді розчини, водні сполуки.

Агрегатний стан мінералів. Відповідно до трьох агрегатних станів речовини у природі, розрізняють мінерали тверді, рідкі та газоподібні.

Залежно від температури і тиску будь-яка речовина неорганічної природи може знаходитись у будь-якому з агрегатних станів. При зміні цих чинників мінеральна речовина переходить з одного стану в інший. Діапазон стійкості кожного агрегатного стану речовини знаходиться у різних інтервалах температури, що залежать від природи самої речовини. Наприклад, при атмосферному тиску в умовах кімнатної температури (18–20°C) більшість мінералів знаходяться у твердому стані і плавляться тільки при високих температурах. Тоді коли ртуть, в аналогічних умовах, перебуває у рідкому стані, а сірководень H_2S і диоксид карбону CO_2 – у газоподібному стані.

Більшість твердих мінералів представлені *кристалічними речовинами*, тобто речовинами, що відзначаються кристалічною структурою. Кожна кристалічна речовина має відповідну температуру плавлення, за якої зміна агрегатного стану речовини супроводжується вбиранням тепла. На певному інтервалі часу прихід тепла до тіла, що нагрівається, витрачається на процес плавлення (крива стає пологою, рис. 15, *А*). Кристалізація гомогенної рідкої

речовини повинна відбуватись за цієї ж температури, що і плавлення твердого тіла того ж складу. Зазвичай кристалізація відбувається тільки при деякому переохолодженні рідини.

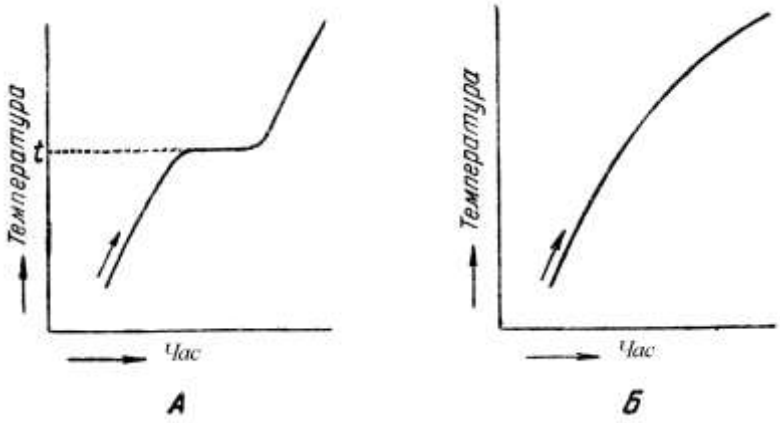


Рис. 15. Криві нагрівання кристалічної (*А*) і аморфної речовини (*Б*)

Тверді хімічно чисті речовини, що характеризуються неупорядкованою структурою, тобто у них немає закономірного розташування атомів, називаються *аморфними* (скловидними) тілами. Вони відносяться до ізотропних речовин, що відзначаються однаковими фізичними властивостями у різних напрямах. Характерною особливістю аморфних речовин, на відміну від кристалічних, є поступовий перехід від одного агрегатного стану до іншого (плавна крива, див. рис. 15, *Б*).

Аморфні речовини часто виникають при затвердінні розплавлених в'язких мас, особливо коли охолодження сплаву розвивається дуже швидко. Наприклад, утворення мінералу *лешательриту* – аморфного кварцового скла при ударі блискавки у кварцові кристалічні породи. Перехід аморфних речовин у кристалічні маси може відбутись тільки при тривалому витримуванні їх у розм'яклому стані за температури, що близька до точки плавлення.

Кристалічна будова речовини. Будова кристалічної речовини визначається: 1) кількістю структурних одиниць (атомів, іонів, молекул), що

утримуються в просторі електростатичними силами у впорядкованому стані; 2) співвідношенням розмірів структурних одиниць, з чим пов’язані щільність упаковки і координаційне число (кількість найближчий аніонів, що оточують даний катіон); 3) хімічними зв’язками, що також відіграють важливу роль у просторовому розташуванні атомів або іонів з утворенням різних типів структур.

Сили зв’язку, котрими структурні одиниці у кристалах утримуються у рівновазі, в різних типах хімічних сполук неоднакові за своєю природою. Для абсолютної більшості неорганічних кристалічних речовин типовим є *іонний* зв’язок. Він характеризується тим, що сили зв’язку зумовлені електростатичним притяганням між протилежно зарядженими іонами (наприклад, Na^+ і Cl^- у кристалічній структурі NaCl). Для багатьох кристалічних речовин встановлюється направлений *ковалентний* (гомеополярний) зв'язок, який виражається у тому, що тісно зближені між собою атоми для утворення стійких зовнішніх електронних оболонок, одну чи декілька пар електронів використовують спільно (наприклад, у структурі алмазу кожен атом, який міцно зв’язаний з чотирма навколишніми атомами, утворює з ними чотири ковалентні зв’язки). У кристалічних структурах металів поширений *металічний* зв’язок, який зумовлений тим, що “надлишкові” на зовнішній електронній оболонці атомів електрони не втрачають, а утворюють спільний “електронний газ” серед позитивно зарядженого “стовпа” структурних одиниць. У молекулярних структурах структурні одиниці, що представлені електрично нейтральними молекулами, утримуються слабкими *вандерваальсовими* (залишковими) зв’язками (такими є багато органічних сполук, а також самородна сірка, оксид сурми). Окрім того, існують кристалічні речовини, у котрих одночасно встановлюються різні типи зв’язків з переважанням одного з них. Особливостями зв’язку між структурними одиницями зумовлені багато властивостей мінералів (оптичні, механічні, електропровідність, теплопровідність тощо).

В іонних сполуках іони, як відносно крупніші структурні одиниці, займають головний простір у кристалічних структурах. За щільної упаковки іони, природно, прагнуть до правильного розташування у просторі за законом кубічної (тришарової) або гексагональної (двохшарової) найщільніших упаковок. Катіони ж, через менші розміри, розташовуються у проміжках між аніонами – у тетраедричних і октаедричних “пустотах” залежно від їхніх відносних розмірів. Відомо, що кількість октаедричних пустот у середовищах із найщільнішою упаковкою дорівнює кількості аніонів, а кількість менших за розмірами тетраедричних пустот у два рази більша. Зауважимо, що не всі ці пустоти обов’язково заповнюються катіонами. Заповнення може відбуватися різними способами: рядами, шарами, кільцями, зигзагоподібно тощо. Те, що пустоти мають тетраедричну і октаедричну форми, значно зумовлено координаційними числами катіонів, переважно 4 і 6.

Кристалізація речовини є екзотермічним процесом, тобто здійснюється з виділенням тепла. Енергії кристалічних речовин іонних сполук збільшуються із збільшенням кількості структурних одиниць (іонів) та їхньої валентності, а значить і зі зменшенням їхніх розмірів (радіусів іонів). Енергією кристалічної речовини зумовлені такі властивості, як розчинність, летучість, температура плавлення, певною мірою твердість, та інші властивості, що характеризують стійкість сполуки.

Гідрозолі, кристалозолі та гідрогелі. Крім яскраво виражених кристалічних утворень, природу яких можна легко встановити на око або під мікроскопом, у земній корі дуже поширені також колоїди. Колоїдами називаються гетерогенні (різнорідні) дисперсні системи, що складаються із “*дисперсної фази*” і “*дисперсного середовища*”. Дисперсна фаза у колоїдних системах представлена найтоншими часточками будь-якої речовини, розпиленими у якій-небудь масі (дисперсному середовищі). Розміри часточок дисперсної фази коливаються приблизно у межах від 100 до 1 mμ (від 10^{-4} до 10^{-6} мм). Дисперсна фаза набагато крупніша за розміри іонів і молекул, але

одночасно настільки мала, що помітна тільки в електронний мікроскоп. У кожній часточці дисперсної фази можуть міститися сотні й тисячі іонів або молекул цієї сполуки. У твердих часточках дисперсної фази іони і молекули утворюють кристалічну структуру, тобто ці часточки представляють собою, по суті, найтонші кристалічні фази.

Агрегатний стан дисперсної фази і дисперсного середовища може бути різним (твердим, рідким, газоподібним). Можуть бути також різні їхні комбінації. Серед колоїдних утворень розрізняють *золі* та *гелі*. Типові золі, або колоїдні розчини чи псевдорозчини, представляють собою такі утворення, у котрих дисперсне середовище сильно переважає над дисперсною фазою (наприклад, тютюновий дим, жовто-бурі залізисті води, молоко). У гелях дисперсна фаза представлена настільки великою кількістю, що окремі дисперсні часточки ніби злиплі між собою, утворюючи ніби студінь (драглі), клей або скловидну масу. Дисперсне середовище у такому випадку ніби займає простір між часточками, що залишився вільним. Прикладами гелів є: сажа, бруд (болото), опал (гель кремнезему), лімоніт (гель гідрооксиду Fe) тощо.

Залежно від природи дисперсного середовища розрізняють: гідрозолі та гідрогелі (дисперсне середовище – вода), аерозолі та аерогелі (дисперсне середовище – повітря), пірозолі та пірогелі (дисперсне середовище – який-небудь сплав), кристалозолі та кристалогелі (дисперсне середовище – яка-небудь кристалічна речовина) тощо. Найбільш поширеними у земній корі та ґрунті є *гідрозолі*, *кристалозолі* та *гідрогелі*.

Гідрозолі найчастіше можуть утворюватись механічно, шляхом тонкого розпилення тим чи іншим шляхом речовини до розмірів дисперсної фази у воді. У природних умовах грубо- і тонкодисперсні системи часто утворюються при перетиранні і стиранні гірських порід і мінералів під впливом рухомих сил (водних потоків, льодовиків, тектонічних зміщень тощо). При ґрунтоутворенні значна частина гідрозолів утворюється через хімічні (окислення, відновлення) та біохімічні процеси (гумусоутворення).

Кристалозолі представляють собою типові кристалічні середовища, що містять у собі дисперсну фазу якої-небудь речовини. Часто утворюються у результаті кристалізації гідрозолів. Процес їхнього утворення можна порівняти з кристалізацією (перетворенням у лід) мутної води. Лід також буде мутним, забрудненим тією ж дисперсною фазою, що й вода. Тобто він буде представляти собою кристалозоль. До кристалозолів належить багато забарвлених у той чи інший колір мінералів, які зазвичай представлені безбарвними прозорими кристалами (червонуватий карналіт, червоний барит, чорний кальцит, молочно-білий кварц, кальцит тощо). Роль дисперсної фази в них відіграють тонко розпилені гази або рідини, часто помітні у тонких шліфах під мікроскопом. Без сумніву, кристалозолі поширені також серед непрозорих мінералів, що містять різноманітні ізоморфні домішки (домішки міді у кристалах піриту, золота у піриті тощо).

Гідрогелі у природних умовах часто утворюються з гідрозолів шляхом *коагуляції* (згортання, утворення згустків у водному середовищі). Процес коагуляції настає тільки тоді, коли за тих чи інших причин дисперсні часточки втрачають свій заряд, тобто стають електронейтральними. У цьому разі зникають сили, що відштовхують часточки одна від одної, відбувається з’єднання часточок у більші за розміром частки, які ще називають полііонами. Останні осідають під дією сил гравітації.

Перекристалізація гелів. Гідрогелі з часом старіють, тобто змінюють свій склад і властивості. Процес старіння полягає у тому, що речовина (гідрогель) поступово втрачає воду у процесі дегідратації. Такими є досить поширені у природі та ґрунтах гідрогелі кремнезему – опали. Багатий на воду гідрогель кремнезему має консистенцію напіврідкої маси – студня. При поступовій втраті води він стає все більш твердим, скловидним або напівматовим на зломі. У випадку сильної дегідратації опал стає більш пористим, спостерігається зморшкуватість, виникає сітчаста тріщинуватість всихання. На місці опалів (твердих гідрогелів кремнезему) у результаті перекристалізації утворюються

приховано-кристалічні агрегати безводного халцедону або кварцу. Прикладами перекристалізації гелів є сталактитові утворення кальциту, кремінь і агати. Гелі, що перейшли у кристалічно-зернисті агрегати називаються метаколоїдами (колишніми колоїдами).

Суть перекристалізації гелів виражається в обєднанні невпорядковано орієнтованих дисперсних фаз у більш крупні одиниці з єдиною кристалічною структурою. Це явище називається *збірною кристалізацією*. Чинники, що впливають на перекристалізацію гелів, дуже різні. Найбільше значення серед них мають температура і тиск, підвищення яких прискорює процес перекристалізації. Важливими також є кліматичні умови: у районах із сухим і жарким кліматом дегідратація і перекристалізація гідрогелів, що утворюються в ґрунтах і ґрунтотворних породах, проявляються значно сильніше, ніж у районах з помірним кліматом. Значну роль відіграє також час, з плином якого в найрізноманітніших геологічних і географічних умовах відбувається поступове перетворення гідрогелів у явно кристалічні агрегати.

Формули мінералів. Більшість природних мінералів представлені хімічними сполуками, серед яких найбільш поширені *тверді розчини*, або так звані *ізоморфні суміші*. Поряд з ними, особливо поширеними у ґрунтах і ґрунтотворних породах, є *водні сполуки*. Хімічний склад хімічних сполук зображають двома способами: 1) у вигляді емпіричних формул; 2) у вигляді конституційних або структурних формул.

Емпіричними формулами виражають склад мінералів або у вигляді елементів, що входять до складу сполуки (наприклад, $BaSO_4$, $Na_3AlF_6 \cdot NaAlSi_3O_8$ тощо), або у вигляді ряду найпростіших складових сполук ($BaO \cdot SO_3$, $3Na_3F \cdot AlF_3$, $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ тощо). Остання формула не відповідає теперішнім уявленням, але дозволяє легко запам’ятати склад мінералів.

Дані кристалохімії внесли суттєві поправки у написання формул мінералів. Оскільки більшість неорганічних кристалічних речовин характеризуються іонними зв’язками структурних одиниць, то у складних

формулах хімічних сполук важливо відобразити ці структурні елементи (катіони й аніонні комплекси), які виникають у різних типах кристалічних структур. Аніонні комплекси відділяються від катіонів квадратними дужками, наприклад: $Ca[CO_3]$, $Ba[SO_4]$, $Na[AlSi_3O_8]$, $Mg_3[Si_2O_5]_2[OH]^2$ тощо.

Водні сполуки. До числа водних сполук відносяться тільки такі сполуки, котрі у своєму складі містять електрично нейтральні молекули води H_2O. До водних сполук не відносяться мінерали, що містять гідроксильні іони $[OH]^-$. Між молекулою H_2O і негативно зарядженим іоном $[OH]^-$ існує принципова різниця, яка суттєво відображається на фізичних і хімічних властивостях мінералів. Гідроксил, як іон, здатний заміняти у сполуках такі аніони, як F^- чи Cl^- і міцно утримуватись у кристалічних структурах. Молекула води цих властивостей немає. Будучи слабо зв'язаною у кристалічній ґратці, вона легко видаляється при нагріванні. Те, що гідроксил-іон при прожарюванні мінералів також перетворюється у пару, не робить його тотожним із молекулою води. Тому, дуже важливо у хімічних формулах мінералів роздільно вказувати присутність у них гідроксилу і води. Наприклад, *малахіт* – $Cu_2[CO_3][OH]_2$ – є не водним, а безводним карбонатом міді, хоча при хімічному аналізі гідроксил передається у вигляді H_2O.

Залежно від того, яким способом утримується вода в мінералах, розрізняють: 1) *конституційну воду*, яка входить до складу кристалічної структури мінералів у вигляді гідроксил-іону $[OH]^-$ (наприклад, мусковіт $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$); 2) *кристалізаційну воду* або зв'язану (кристалогідратну) воду, яка входить до складу кристалічної структури мінералів кисневмісних солей (оксисолі) цілими молекулами H_2O (наприклад, сода $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$, гіпс $Ca_2SO_4 \cdot 2H_2O$) і, 3) *вільну воду*, яка не бере участі в будові самої кристалічної речовини. Розрізняють три види вільної води: а) цеолітну (в цеолітах), б) колоїдну (в гідрогелях кремнезему) і в) гігроскопічну (в тонких капілярах). Потрібно зазначити, що в мінералогії є деяка відмінність у трактуванні різних форм вільної води, ніж це прийнято у ґрунтознавстві. Потрібно пам'ятати, що у

мінералах існують також механічні домішки води у вигляді найменших газово-рідких включень, які захоплені кристалами під час їхнього росту.

При нагріванні кристалогідрати (конституційна і кристалізаційна вода) не відразу втрачають воду, а скачкоподібно, періодично втрачаючи частину молекул води. Конституційна вода видаляється за вищих температур нагрівання (сотні °С), ніж кристалізаційна (десятки °С, наприклад з гіпсу). Вільна або гігроскопічна вода при нагріванні видаляється поступово при 100–110°С.

5. 1. Морфологічні особливості

У природі тверді мінерали здебільшого мають неправильну форму зерен, тобто в них відсутні кристалічні грані. Але незалежно від цього вони мають внутрішню кристалічну будову. Добре сформовані кристали з виразними природними гранями трапляються значно рідше. Наука, яка вивчає морфологію кристалів і їхню симетрію, називається *кристалографією*.

Будь-яке фізичне тіло займає певний простір (об'єм). Мінерали характеризуються трьома просторовими вимірами. Серед незліченного числа кристалів і кристалічних зерен виділяються три основні типи форм розвитку кристалічних структур: ізометричні, призматичні і плитчасті.

Ізометричні форми однаково розвинені у просторі по всіх трьох взаємно перпендикулярних напрямах. Прикладом таких форм є ромбододекаедри *гранату*, октаедри *магнетиту*, куби *піриту*.

Витягнуті в одному напрямі форми, тобто призматичні, стовбчасті, голчасті, волосисті кристали чи волокнисті утворення. Довга вісь таких кристалічних форм може мати різну орієнтацію, наприклад кристали епідоту (вертикальна), аквамарину, турмаліну (різностороння) тощо.

Форми, які витягнуті у двох горизонтальних напрямах при збереженні третього короткого. Сюди відносяться таблетчасті, пластинчасті, листові і лускуваті кристали. Такими утвореннями є пластинчасті кристали *гематиту* Fe_2O_3, *слюди* тощо.

У природі трапляються також перехідні і складні форми кристалів (кристалічні дендрити).

Для деяких мінералів форма кристалу є важливою діагностичною ознакою незалежно від їхнього забарвлення, як наприклад: призматичні кристали *кварцу*; кубічні кристали *піриту*, октаедричні кристали *магнетиту*, ромбододекаедричні кристали *гранату*. Характерні риси форм кристалів часто відображені у назвах мінералів, наприклад: актиноліт (*з грец.* – променистий камінь), гранат (“гранум” *з лат.* – зерно), лепідоліт (“лепіс” *з грец.* – луска), хризотил (*з грец.* – золотисте волокно).

5. 2. Прозорість

Прозорістю називається властивість речовини пропускати крізь себе світло. У природі абсолютно непрозорих тіл не існує, як і абсолютно прозорих. Проте багато мінералів, особливо метали (навіть у тонких плівках) видимі промені світла пропускають у настільки малих кількостях, що можуть на практиці здаватись цілком непрозорими. Найпрозорішою речовиною у природі є чиста вода. Товстий шар води має виразний голубий колір, бо вона суттєво вбирає промені червоного кінця спектру видимого світла. З фізики відомо, що тільки одна частина падаючого на тіло світлового потоку відбивається, а друга проходить у середину середовища. Промінь світла, що проник у середовище, змінює свою швидкість, переломлюється і в міру проникнення вглиб поступово витрачає свою енергію на тепло. Завдяки цьому кількість світла поступово зменшується, тобто відбувається вбирання (абсорбція) світла. Тому інтенсивність світла, що вийшло із середовища I, буде меншою порівняно з інтенсивністю світла, яке увійшло в нього I_0. У такому разі $I : I_0 = a$, *де* a – це коефіцієнт прозорості середовища, за товщини шару 1 см. Показник a залежить від хімічної природи середовища і довжини хвилі світла (не інтенсивності світла). Чим ближче цей показник до одиниці, тим прозорішим є мінерал, і навпаки.

Залежно від ступеня прозорості всі мінерали грубих кристалів поділяються на: прозорі – *гірський кришталь, ісландський шпат, топаз* тощо; напівпрозорі – *ізумруд, сфалерит, кіновар* тощо; непрозорі – *пірит, магнетит, графіт* тощо.

Багато з мінералів, які здаються непрозорими в грубих кристалах, просвічуються в тонких осколках або тонких шліфах (*біотит* – темна слюда; *рутил* тощо).

На відміну від крупних кристалів цілком по-іншому поводить себе світло у тонкозернистих агрегатах, що відзначаються різною оптичною орієнтацією. Коли мінерал складається з багатьох маленьких часток (зерен агрегатів), промінь світла у такому середовищі не проходить по довгій прямій. Світло у такому середовищі багатократно переломлюється у різних напрямках, що веде до його розсіювання і відбиття. Таке середовище здається непрозорим. Тільки в тонких шліфах такі тіла проявляють свою прозорість.

5. 3. Забарвлення

При першій зустрічі з мінералами нашу увагу привертає їхнє забарвлення. Як і форми кристалів, забарвлення часто дає назву мінералам, наприклад: лазурит, азурит (“азур” *з франц.* – лазур), хлорит (“хлорос” *з грец.* – зелений), гематит (“гематікос” *з грец.* – кровавий), альбіт (“albus” *з лат.* – білий). Деякі назви мінералів завдяки стійкості їхнього забарвлення увійшли в наш лексикон як стандарт кольорів – кіновар, малахітова зелень тощо.

У природних хімічних сполуках розрізняють три роди забарвлення за походженням: 1) ідіохроматичне, 2) алохроматичне і 3) псевдохроматичне.

Ідіохроматизм (“ідіос” *з грец.* – свій, власний; “хрома” *з грец.* – колір) викликаний внутрішніми властивостями самого мінералу. Такими є чорний кіновар $FeFe_2O_4$, латунно-жовтий пірит FeS_2, зелені і сині кисневі солі міді (малахіт, азурит, бірюза тощо). Такого роду типові забарвлення мінералів отримали назву ідіохроматичних. У різних мінералів вони викликані різними

причинами: 1) присутністю хромофору – хімічний елемент, який дає мінералу свій колір (елементи сімейства заліза Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni); 2) вплив хромофору відсутній, можливий вплив через зміни однорідності будови кристалічних структур, зміни електростатичного стану іонів; 3) присутністю іонів або цілих груп іонів у середині пустих проміжків структури.

Алохроматизм (“алос” *з грец.* – сторонній) забарвлення проявляється у випадку, коли один і той самий мінерал буває забарвлений у різні кольори і відтінки. Наприклад кварц зазвичай трапляється у вигляді безколірних, часто цілком прозорих кристалів (гірський кришталь), він також буває забарвлений у красивий фіолетовий колір (аметист), рожевий, жовто-бурий (від оксидів заліза), золотистий (цитрин), сірий або димчастий (раухтопаз), густий чорний (моріон) або молочно-білий колір. Так само кам’яна сіль – *галіт* – може бути білою, сірою, жовтою, бурою, рожевою або інколи синьою.

Головна причина алохроматичного забарвлення мінералів зв’язана з тонкорозсіяними механічними домішками, забарвленими у той чи інший колір хромофорами (носіями забарвлення). Такого роду барвники можуть бути органічними або неорганічними сполуками. Забарвлення, яке не залежить від хімічної природи самого мінералу, називається алохроматичним (чужим для самих мінералів). Такі мінерали є своєрідними кристалозолями або кристалогелями. До числа забруднюючих барвників-домішок належать гідрооксиди заліза, оксид заліза, оксиди мангану, органічні речовини.

Псевдохроматизм (“псевдо” *з грец.* – хибний). Деякі прозорі мінерали на сонці “грають кольорами”. Цей феномен відбувається завдяки інтерференції падаючого світла при його відбитті від поверхонь тріщин спайності або яких-небудь включень. Більшість людей бачили як відбивається світло різними кольорами веселки при падінні променів сонця на плаваючі у воді жирні плями солярки, нафти чи масла. Тут відбувається аналогічний ефект інтерференції променів світла, тільки відбитих вже від передньої поверхні прозорої плівки (її межа з повітрям) і задньої (поверхні розділу з водою). Схожі явища

несправжнього забарвлення спостерігаються і в твердих прозорих мінералах. Зокрема, на полірованих поверхнях *лабрадориту* при зміні кута огляду, на сонці відблискують місцями чудові сині та зелені переливи, які зумовлені тонко-пластинчастими включеннями інших мінералів, що відрізняються за складом від основного. В усіх цих випадках колір нічого спільного не має з природою самого мінералу.

Незвичайне різноманіття відтінків забарвлення мінералів не піддається словесному опису не тільки тому, що їх дуже багато, але й тому, що наше око безпосередньо сприймає тільки грубі відмінності у кольорах мінералів. У цьому не важко переконатись, якщо поглянути на два, на перший погляд однорідні зелені мінерали – *малахіт* і *гарнієрит* (нікелевий гідросилікат). При огляді окремо вони здаються однаково забарвленими, але дивлячись на них двох одночасно, неважко помітити суттєву відмінність у відтінках зеленого забарвлення.

У звичній практиці ґрунтознавчих досліджень користуються шкалою кольорів Мансела, з допомогою якої можна максимально точно відтворити забарвлення тіла у вигляді “математичної формули” (10YR5/3) [35]. За відсутності шкали кольорів прибігають до порівняльної оцінки забарвлення, зіставляючи його із забарвленням відомих предметів і явищ. Оскільки у природі практично немає однорідного забарвлення мінералів, тому у вітчизняній і світовій практиці широко використовують подвійні назви забарвлення мінералів: молочно-білий, мідно-жовтий, латунно-жовтий, ізумрудно-зелений, шоколадно-бурий, свинцево-сірий, олов’яно-білий тощо. За основу можна прийняти часто вживані назви кольорів, які більш-менш постійні для певних мінералів: фіолетовий – аметист, синій – азурит, зелений – малахіт, червоний – кіновар (у порошку), бурий – пористий лімоніт, жовто-бурий – вохристий лімоніт, свинцево-сірий – молібденіт, жовто-чорний – магнетит, мідно-червоний – самородна мідь, метало-золотистий – золото.

5. 4. Блиск і показник переломлення

Світловий потік, який падає на мінерал, частково відбивається назад, причому частота коливань не зазнає змін. Це відображення світла створює ілюзію *блиску мінералу*. Інтенсивність блиску, тобто кількість відбитого світла, тим більша, чим різкіша границя між швидкостями світла при переході його у кристалічне середовище, тобто чим більший показник переломлення мінералу. Блиск майже не залежить від забарвлення мінералів.

Показник переломлення світла (N) для повітря становить близько 1. Крива відбивної здатності різко піднімається вверх при значеннях менше одиниці. У цю ділянку, з показниками переломлення світла < 1, потрапляють тільки деякі чисті (самородні) метали: *срібло* (N = 0,18), *золото* (N = 0,36), *мідь* (N = 0,64). Абсолютна більшість мінералів має показник переломлення світла більше 1.

На практиці мінералогічних досліджень вже давно встановлена градація інтенсивності блиску мінералів за наростаючою шкалою: 1) скляний блиск (*лід* < *кріоліт* < *флюорит* < *кварц* < *мінерали-солі* < *силікати* < *корунд* < *гранат*); 2) алмазний блиск (*циркон* < *каситерит* < *самородна сірка* < *сфалерит* < *алмаз* < *рутил*); 3) напівметалічний блиск (*алабандин* < *куприт* < *кіновар* < *гематит)*; 4) металічний блиск (*піролюзит* < *молібденіт* < *антимоніт* < *галеніт* < *пірит* < *вісмут*).

Другим важливим чинником (незалежно від показників переломлення і вбирання світла), який впливає на результат відбиття світла, є характер поверхні, від якої відбувається відбиття.

Блиск мінералів завжди зумовлений дзеркально гладкими поверхнями (гранями кристалів і площиною спайності). У тому разі, якщо мінерал на зломі має не ідеально гладку, а приховано-горбкувату або губчасту (виязвлену) поверхню, то скляні, алмазні та інші блиски набувають трішки тьмяного відтінку. Відбите світло при цьому частково губить свою упорядкованість, піддаючись деякому розсіюванню. Так створюється жировий, або *жирний*

блиск. Типовим прикладом жирного блиску є *самородна сірка* на зломі, або блиск *елеоліту* (нефеліну).

Поверхні з більш грубовираженою нерівністю мають *восковий блиск*. Особливо це притаманно приховано-кристалічним масам і твердим світло-забарвленим гелям. Такими є блиск *кременю*, колоїдних мас мінералів групи *галуазиту* тощо.

Якщо ж тонкодисперсні маси ще й володіють тонкою пористістю, тоді падаюче світло повністю розсіюється у різних напрямах. Мікроскопічні пори є своєрідними пастками для світла. Поверхні такого роду називаються *матовими*. Прикладом таких поверхонь є: *крейда, каолін* (в сухому стані), різні *вохри*, *сажовий піролюзит* MnO_2, тонкопористі маси гідрооксидів заліза тощо.

Для деяких мінералів, які характеризуються чітко вираженим орієнтуванням елементів будови в одному або двох вимірах простору, спостерігається своєрідне явище, яке зв'язане з блиском, так званий *відлив мінералу*. В мінералах з паралельно-волокнистою будовою (*азбест, немаліт, селеніт*) завжди спостерігається типовий *шовковистий відлив*. Прозорі мінерали, які відзначаються шаруватою кристалічною структурою і різко виразною спайністю, мають *перламутровий відлив* (*мусковіт, пластинчастий гіпс, тальк*). У тому, що перламутровий відлив зв'язаний з шаруватістю структури, можна пересвідчитись наочно, якщо скласти в пачку тонкі покривні або віконні скельця і подивитись на них зверху. Ми побачимо своєрідний відлив, цілком подібний на блиск перлин.

5. 5. Спайність і злом

Спайністю називається здатність кристалів і кристалічних зерен розколюватись або розщеплятись уздовж певних кристалографічних поверхонь, паралельних до дійсних чи умовних граней. Ця властивість кристалічних утворень пов'язана виключно з їхньою внутрішньою будовою і не залежить від внутрішньої форми кристалів (наприклад, у ромбоедричних, скаленоедричних і

призматичних кристалів, або навіть цілком неправильних кристалічних зерен кальциту завжди спостерігається одна і та ж форма спайності по ромбоедру). Тому саме ця ознака, що характерна для кожної даної кристалічної речовини, є однією із важливих діагностичних ознак при визначенні мінералу. Саме з цієї причини багато мінералів називаються *шпатами* (польові шпати, важкий шпат, плавиковий шпат, ісландський шпат тощо). До шпатів ("спате" *з грец.* – пластина) здавна відносять ті мінерали, які не мають металічного блиску але характеризуються доброю спайністю в декількох напрямах. Наприклад, у назві багатьох мінералів відображений напрям спайності: *ортоклаз* – спайність під прямим кутом; *плагіоклаз* – під косим кутом.

За п'ятиступінчастою шкалою розрізняють ступінь досконалості спайності: 1) *спайність цілком досконала* (слюди і хлорити), коли кристал здатний розщеплятись на тонкі листочки, а отримати злом інакше, ніж по спайності, досить важко; 2) *спайність досконала* (кальцит, галеніт, кам'яна сіль), коли при ударі молотком завжди отримують скобли по спайності, які зовнішньо нагадують справжні кристали (при розбиванні *галеніту* отримують дрібні правильні кубики, а при роздробленні *кальциту* – правильні ромбоедри; спроби отримати злом по інших напрямках, – не по спайності, досить важко); 3) *спайність середня* (польові шпати, рогові обманки тощо), коли на уламках мінералів виразно помітні як площини спайності, так і нерівні зломи вздовж випадкових напрямків; 4) *спайність недосконала* (апатит, каситерит, самородна сірка тощо) виявляється не відразу, її потрібно шукати на уламку мінералу, тому що зломи зазвичай мають нерівні поверхні; 5) *спайність досить недосконала*, практично відсутня (корунд, золото, платина, магнетит тощо) і виявляється вона у виключних випадках, оскільки такі мінеральні утворення мають раковистий злом, подібний до злому шлаку або вулканічного скла – *обсидіану*. Для деяких сульфідів характерний дрібно-раковистий злом, а деяких самородних металів (мідь, срібло тощо) – занозистий або крючкуватий злом.

За різними уявленнями причин виникнення спайності є декілька: 1) площини спайності проходять паралельно до найбільш віддалених одна від одної плоских сіток просторової ґратки (Браве); 2) явище спайності в кристалах з іонним зв'язком зумовлене анізотропією сил зчеплення структурних одиниць в різних напрямах у кристалічних середовищах (Г. Вульф). Нерідко, по-різному орієнтовані площини спайності в одного і того ж мінералу мають різну ступінь досконалості.

Крім спайності, в кристалах можуть спостерігатись також площини *окремості*, що обумовлені "прокладками" субмікроскопічних речовин іншого складу, які закономірно орієнтовані вздовж площин найщільнішої упаковки. На відміну від спайності, вони не є строго плоскими і зазвичай орієнтовані в одному напрямку.

5. 6. Твердість

Термін "твердість фізичного тіла" має різне тлумачення. Розрізняють твердість дряпання, свердління, здавлювання, шліфування, які, ймовірно, позначають неоднакові за своєю природою фізичні явища. Щодо мінералів, під *твердістю* розуміють ступінь спротиву, який здатний чинити цей мінерал якому-небудь зовнішньому механічному впливу, зокрема дряпанню.

У мінералогічній практиці застосовують найпростіший спосіб визначення твердості мінералів, дряпаючи один другого, тобто встановлюється відносна твердість мінералів. Для оцінки твердості мінералів використовується шкала Мооса, котра представлена десятьма мінералами, з яких кожен наступний своїм гострим кінцем дряпає всі попередні. За еталони цієї шкали прийняті такі мінерали, у порядку твердості від 1 до 10 (табл. 5. 1):

Таблиця 5. 1

Шкала твердості мінералів Мооса (Фрідріх Моос, 1811)

Порядок твердості	Мінерал*	Кристалохімічна будова	Порядок твердості	Мінерал*	Кристалохімічна будова

1	Тальк[1]	$Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$	6	Ортоклаз[72]	$K[AlSi_3O_8]$
2	Гіпс[3]	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	7	Кварц[100]	SiO_2
3	Кальцит[9]	$CaCO_3$	8	Топаз[200]	$Al_2[SiO_4](F,OH)_2$
4	Флюорит[21]	CaF_2	9	Корунд[400]	Al_2O_3
5	Апатит[48]	$Ca_5[PO_4]_3F$	10	Алмаз[1500]	C

Примітка: * – абсолютна твердість

Визначення твердості досліджуваного мінералу виконують шляхом встановлення, який із еталонних мінералів він дряпає останнім. Наприклад, якщо досліджуваний мінерал дряпає апатит, а сам він дряпається ортоклазом, це означає, що твердість знаходиться між 5 і 6. Цей простий і грубий метод є цілком задовільний для діагностики твердості мінералів.

Для більшості мінералів, у межах шкали Мооса, їхня твердість на різних гранях і відколах залишається більш-менш постійною (хоча вона може мінятися залежно від напряму дряпання). Наприклад, у мінералу *дистен* Al_2SiO_5 у напрямку видовження твердість рівна 4,5, а в перпендикулярному напрямі на тій же площині – 6–7. Недаремно цей мінерал називається дистеном (“ди” *з грец.* – двояко, “стенос” – що спротивиться). В науково-дослідних цілях твердість визначають на спеціальних пристроях – *склерометрах* з допомогою алмазного або металічного наконечника.

Для іонних кристалічних тіл твердість прямо пропорційна щільності кристалічних структур. Зі збільшенням міжіонних відстаней для такого типу з’єднань твердість зменшується.

Більшість природних мінеральних утворень характеризуються твердістю від 2 до 6. Твердіші мінерали належать до безводних оксидів і силікатів: кварц (твердість 7), каситерит – SnO_2 (6–7), корунд – Al_2O_3 (9), топаз (8), берил (7,5–8), турмалін (7–7,5), гранати (біля 7) тощо.

5. 7. Щільність (питома вага)

Щільність або питома вага мінералів (г/см^3), як і мінеральної частини ґрунтів і ґрунтотворних порід (щільність твердої фази), залежить найперше від атомної маси атомів або іонів, що утворюють кристалічну речовину. Помітну роль у формуванні щільності мають розміри іонних радіусів, зростання яких компенсує збільшення атомної маси. Вплив іонних радіусів може бути настільки вагомий, що щільність мінералів навіть знижується: наприклад, незважаючи на те, що атомна маса калію в 1,7 раза більша, ніж натрію, щільність KCl (1,98 г/см^3) менша ніж NaCl (2,17 г/см^3) через те, що іонний радіус K^+ (1,33) більший за іонний радіус Na^+ (0,98). Ця обставина сильно відображається на об'ємі кристалічної речовини. Крім того, збільшення координаційного числа у кристалічних структурах призводить до зменшення об'єму, і як наслідок, до збільшення щільності. Нарешті, зменшення валентності катіону (або збільшення валентності аніону) за решти рівних умов, також супроводжується збільшенням щільності.

Щільність мінералів коливається у широких межах: від значень менше 1 г/см^3(природні гази, рідкі бітуми) до 23,0 г/см^3(деякі різновиди мінералів групи осмистого іридію).

Основна маса природних органічних сполук, оксидів і солей легких металів, що розташовані у верхній частині таблиці Менделєєва, відзначаються щільністю у межах від 1 до 3,5 г/см^3: *янтар*, тверді *бітуми* (1,0–1,1), *галіт* NaCl (2,1–2,5), *гіпс* $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (2,3), *кварц* – SiO_2 (2,62), *алмаз* – C (3,5) тощо. Лише деякі з мінералів цієї частини таблиці мають більшу щільність: *корунд*і його різновиди – Al_2O_3 (4,0). Серед сульфатів особливо виділяється *барит* – $BaSO_4$ (4,3–4,7), назва якого відповідає його щільності ("барос" *з грец.* – важкість).

Сполуки типових важких металів, які займають нижню частину таблиці Менделєєва, характеризуються середніми показниками щільності від 3,6 до 9 г/см^3. Наприклад, *сидерит* $FeCO_3$ (3,9), *сфалерит* – ZnS (4,0), *пірит* – FeS_2 (5,0), *магнетит* – $FeFe_2O_4$ (4,9–5,2), *гематит* Fe_2O_3 (5,0–5,2), *англезит* – $PbSO_4$ (6,4),

церусит – $PbCO_3$ (6,5), *каситерит* – SnO_2 (7,0), *галеніт* – PbS (7,5), *кіновар* – HgS (8,0), *уранініт* – UO_2 (8–10).

Найбільшу щільність мають самородні важкі метали: мідь (8,9), вісмут (9,7), срібло (10–11), ртуть (13,6), золото (15–19), мінерали групи самородної платини (14–20), мінерали групи іридію та осмистого іридію (17–23).

Щільність мінералів при мінералогічних, як і ґрунтових дослідженнях, визначається пікнометричним методом [9]. Тільки для визначення щільності дрібних зерен мінералів використовують мікропікнометри об'ємом 2–5 $см^3$ з капілярним ковпачком.

Досить значні коливання щільності для одного і того ж мінералу є рідкістю. Крім ізоморфізму, вони можуть бути викликані найтоншими включеннями сторонніх мінералів, у тому числі бульбашок газу і рідини.

Усі фізичні властивості мінералів мають причинно-наслідкові зв'язки з хімічним складом і кристалічною структурою речовини, що відповідно зумовлено розмірами атомів або іонів (у складі мінералів), будовою їхніх електронних оболонок (особливо зовнішніх) і властивостями, які визначаються положенням хімічних елементів у таблиці Д. Менделєєва.

5. 8. Інші властивості мінералів

Властивості мінеральної речовини, які мають не першочергове значення при діагностиці мінералів, можна об'єднати в групу інших (додаткових) властивостей. Однак для деякої частини мінералів вони є досить характерними, можна сказати – специфічними, тому потребують визначення їхньої природи.

У довгому ряду специфічних властивостей мінералів є: *крихкість, ковкість, сковзання, пружність, магнітність, радіоактивність, розчинність, плавкість, забарвлення полум'я, відчуття на запах, дотик і смак*.

Крихкість – це властивість мінералу кришитися під тиском наконечника ножа при проведенні ним подряпини на його поверхні. Мінерал, який відомий під назвою "*бліда руда*", при виконанні проби на крихкість залишає по краях

матової риски слід з темного порошку. Відповідно *халькозин*, який подібний за зовнішніми ознаками на бліду руду, при такій же спробі дає гладкий блискучий слід, що свідчить про його здатність до пластичної деформації, тобто володіє властивістю *ковкості*. Аналогічні властивості ковкості, тільки у виразнішій формі, притаманні самородним металам (мідь, золото, електрум, срібло тощо). Властивість ковкості цих металів проявляється також у тому, що їхні зернятка на ковадлі за допомогою молотка можна розплющити до тонких пластинок.

Для певних мінералів, що характеризуються слабкими кристалічними структурами, явище пластичності зумовлене *сковзанням,* представленим у паралельному переміщенні шарів кристалічного середовища вздовж однієї або декількох площин (сковзання у кам'яної солі). В інших мінералах пластичність супроводжується механічним подвоєнням, як наприклад, у кристалах кальциту.

Пружність – це властивість речовини змінювати свою форму під впливом деформуючих сил і знову відновлюватися до попередньої форми після припинення їхньої дії. Ця властивість притаманна слюдам, на відміну від кальціймісних слюд (крихкі слюди), які ламаються при згинанні. Подібними до слюди є хлорити, які при сильному згинанні хоч і не ламаються, але не відновлюють свого попереднього положення. Мінерали групи азбесту при їхньому розщепленні дають найтонші еластичні волокна, які можна піддавати текстильному обробітку. У той час як волокнистий різновид гіпсу – *селеніт*, цією властивістю не відзначається.

Магнітністю називають властивість мінералів притягувати до себе залізні предмети. Виразно помітними магнітними властивостями відзначається дуже обмежена кількість мінералів. Мінерали зі слабкими парамагнітними властивостями (збіднені на сірку різновиди *піротину*) легко притягуються магнітом. Проте в природі є такі мінерали, котрі самі виступають у ролі магніту, тобто є феромагнітними і здатні притягувати до себе залізну тирсу, булавки, цвяхи тощо (рис. 16).

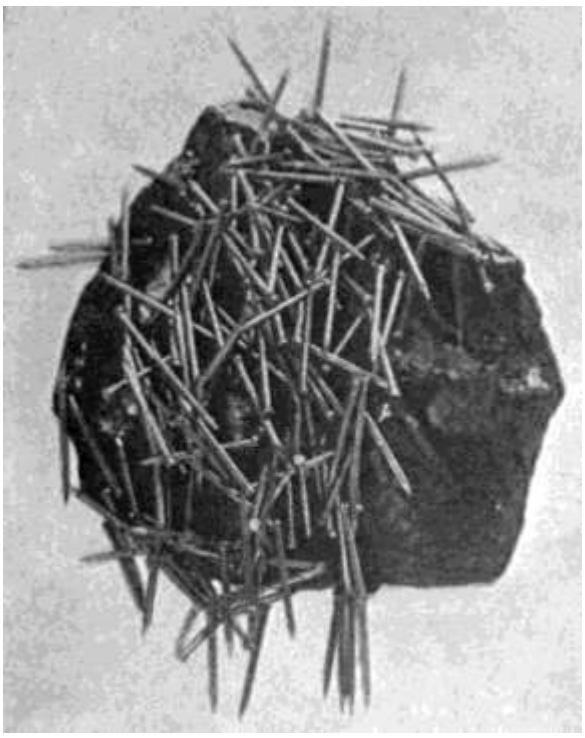


Рис. 16. Притягування магнетитом залізних цвяхів

Магнітними властивостями відзначаються: магнетит, нікелисте залізо, деякі різновиди фероплатини. На противагу магнітним властивостям, у природі трапляються також діамагнітні мінерали, які здатні відштовхуватися магнітом (*самородний вісмут*). Завдяки невеликій кількості мінералів, що володіють магнітними властивостями, ця ознака має важливе діагностичне значення. Випробування на магнітність виконують за допомогою наближення досліджуваного мінералу до магнітної стрілки компасу, яка вільно обертається навколо своєї осі. У такий спосіб можна виявити значну кількість мінералів, які володіють слабкими магнітними властивостями. Магнітна стрілка при наближенні мінералів до неї не реагує. На відмінностях цих слабо виражених магнітних властивостей, за допомогою електромагніту мінерали поділяють на фракції, серед яких виділяють так звану важку фракцію мінералів (має феромагнітні властивості).

Оскільки ми живемо у ядерний вік, а загроза радіоактивного забруднення ґрунтів і ландшафтів тільки зростає, потрібно спеціально наголосити на такій властивості мінералів, як радіоактивність. Розвиток ядерної фізики наприкінці

XIX століття призвів до відкриття явища радіоактивності мінералів. *Радіоактивність* – це властивість мінералів випромінювати радіоактивні ізотопи у навколишнє середовище. В кінці таблиці Менделєєва розташована група радіоактивних елементів урану – радію. Утворення іонів, хімічних сполук, і загалом всі хімічні процеси зумовлені майже виключно будовою зовнішніх електронних оболонок атомів і тою енергією, котра виділяється при перегрупуванні електронів. У мінералах, що не володіють радіоактивними властивостями, ядра атомів при таких перегрупуваннях не зазнають ніяких змін. Явища радіоактивних перетворень навпаки пов'язані з перетвореннями у самих ядрах.

Встановлено три ряди послідовних радіоактивних перетворень: 1) ряд урану, який починається з першого ізотопу урану U^{238}, у котрого серед проміжних продуктів розпаду утворюється і радій з періодом піврозпаду 1600 років; 2) ряд актинію, який починається з другого ізотопу урану – U^{235} і включає до числа проміжних продуктів перетворень актиній, і 3) ряд торію, який починається з ізотопу Th^{232}.

Радіоактивність мінералів проявляється завдяки тому, що вони іонізують повітря. Визначити і виміряти її можна за допомогою електроскопів, іонізаційних камер або спеціальних лічильників – *дозиметрів*.

Явище радіоактивного розпаду протікає протягом великих періодів часу і має чітко визначений період піврозпаду елементів. Завдяки цьому явище радіоактивного розпаду використовують при визначенні абсолютного віку різних порід, до складу яких входять радіоактивні мінерали. Точність визначення віку завдячує трьом чинникам: 1) швидкість розпаду кожної радіоактивної речовини є постійною; 2) вона не залежить ні від кліматичних чинників, ні від хімічних реакцій у земній корі; 3) вміст кінцевих продуктів розпаду (гелію і свинцю) мінералу знаходиться у прямій залежності від часу, що минув з моменту утворення радіоактивних мінералів.

Серед численних інших властивостей мінералів (теплопровідність, електропровідність, піроелектричні і п’єзоелектричні властивості, плавкість, розчинність) вкажемо тільки ті, котрі мають хоча б деяке діагностичне значення для мінералів і легко визначаються у польових умовах. Багато з цих властивостей розглядаються в курсі фізики і хімії, тому не потребують окремого висвітлення. Коротко зупинимось тільки на деяких інших “екзотичних” властивостях мінералів, якими деколи користуються пошуковці, гірничі майстри, старателі при пошуках або розвідці родовищ корисних копалин, які часто мають палеоґрунтове походження (відчуття на *запах, дотик і смак*).

Запах, який видають деякі мінерали при ударі або розломі, інколи вказує на присутність тих чи інших елементів у руді. Наприклад, *самородний миш’як*, *арсенопірит* FeAsS та інші арсеніди металів при різкому ударі видають характерний часниковий “запах миш’яку”, який підсилюється при нагріванні і прожарюванні. Нафтові гази часто містять сірководень H_2S, який має характерний запах “тухлих яєць”. За цією ж ознакою впізнають сірководневі джерела, сульфатні солончаки. Інколи жильний кварц, з яким бувають пов’язані мінерали рідкісних металів, при розколюванні виділяє своєрідний неприємний запах. Кремній, який часто залягає у поєднанні з кальцитом у товщі елювію крейдяного мергелю, при сколюванні або викресані вогню дає специфічний запах “паленої шкіри”.

Деякі мінерали, особливо у вигляді порошку, інколи легко упізнаються *на дотик*. Усім відомий *тальк* на дотик здається жирним, чим відрізняється від подібного йому *пірофіліту*. Так само, порошкоподібний різновид *ярозиту* – $KFe_3[SO_4]_2[OH]_6$ при розтиранні між пальцями дає відчуття жирної, сальної речовини, що відрізняє *ярозит* від вохристих, подібних за кольором мас *лімоніту* $HFeO_2 \cdot aq$, які здаються за тієї ж маніпуляції жорсткими, піщанистими.

При визначенні якості деяких корисних копалин, що містять мінерали-солі, застосовують пробу *на смак*, наприклад, при пошуках і розвідці повареної солі, артезіанської питної води тощо.

Отже, на початкових етапах діагностики мінералів можна використовувати різні чуттєві органи: зір, відчуття, нюх і смак. Важливу роль при цьому відіграють зорові відчуття і зорова пам’ять. Все ж вирішальна роль при діагностиці мінералів належить точним лабораторним методам дослідження властивостей мінералів.

Розділ 6

Основи кристалохімії мінералів

Наука про закони просторового розташування атомів у кристалічних речовинах називається *кристалохімією*. Як і кожна наука, кристалохімія оперує відповідними поняттями і термінами, що необхідні для розуміння будови кристалічних ґраток мінералів.

6. 1. Координаційне число і координаційний багатокутних

Кожен атом та іон у кристалічній ґратці знаходиться в оточенні інших атомів та іонів. У кристалохімії кількість найближчих до цього атому сусідніх атомів або іонів у кристалічній ґратці (у випадку атомної кристалічної структури) називається *координаційним числом*. При цьому іони у кристалічних ґратках завжди бувають оточені іонами протилежного знаку заряду.

Приміром, у кристалічній ґратці галіту NaCl кожен іон Na^+оточений шістьма іонами Cl^-, а кожен іон Cl^- оточений шістьма іонами Na^+. Це означає, що і Na^+, і Cl^- знаходяться у центрі октаедрів, тобто у шестерній координації (рис. 17).

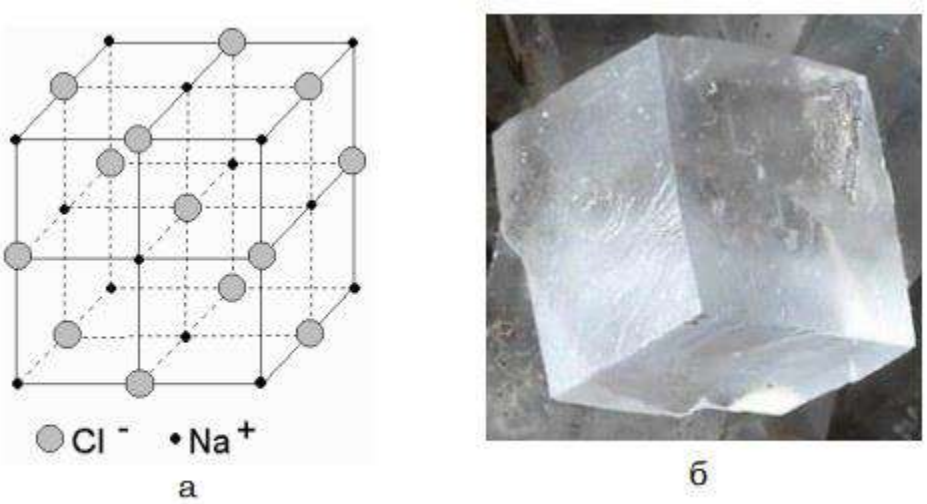


Рис. 17. Кристалічна структура (а) та кристал (б) галіту (NaCl)

Якщо з'єднати умовними прямими лініями атоми або іони, що розташовані найближче до даного атому чи іону, отримаємо тримірну структуру, котра називається *координаційним багатокутником*. Останній характеризує *кристалічну ґратку* мінералів. У мінералогії широко використовують словесний опис і схематичні графічні зображення структур мінералів, у тому числі глинистих. Кристалічні ґратки зображають у вигляді закономірного поєднання у тримірному просторі відповідних типів координаційних багатокутників, форми зображення яких показані нижче.

У будь-якій кристалічній ґратці можна провести три координатні осі, із котрих вісь *a (x)* направлена на спостерігача, вісь *b (y)* йде вправо від спостерігача, а вісь *c (z)* проводиться у вертикальному напрямку.

6. 2. Радіуси і координаційні числа іонів

Мінерали гірських порід і ґрунтів, як і більшість мінеральних хімічних сполук, володіють структурами іонного типу. Вони утворені протилежно зарядженими іонами. Іони в кристалах мінералів розташовані у вигляді геометрично правильної просторової решітки, так званої *кристалічної ґратки*. Завдяки такій будові кристали мінералів мають форму геометрично правильних багатокутників. Для кожного мінералу характерна своя кристалічна ґратка і відповідна форма кристалу.

Взаємне розташування катіонів і аніонів у кристалічних ґратках зумовлене їхнім об'ємом або радіусами (табл. 6. 1).

Таблиця 6. 1

Радіуси і координаційні числа іонів, що найчастіше зустрічаються в кристалічних ґратках мінералів (складено Klein, Harlbut, 1993, цит. за Dixon, Shultze, 2002) [24]

Іон	Радіус іону, нм (координаційне число)	Координаційний багатокутник з даним іоном у центрі (координація)
O^{2-}	0,140 (6)	-
F^{-}	0,133 (6)	-

Si^{4+}	0,026 (4)	тетраедр
Al^{3+}	0,054 (6)	тетраедр і октаедр
Fe^{3+}	0,065 (6)	тетраедр і октаедр
Mg^{2+}	0,072 (6)	октаедр
Fe^{2+}	0,078 (6)	октаедр
Mn^{2+}	0,083 (6)	октаедр
Na^{+}	0,118 (8)	куб і додекаедр
K^{+}	0,151 (8)	куб і додекаедр
Rb^{+}	0,161	куб і додекаедр

Чим більший радіус іону, тим більше протилежно заряджених іонів може розташуватись навколо нього. Координаційне число визначає форму оточення, або *координацію* навколо іону. Тобто, визначає характер елементарної ланки кристалу мінералу (елемент структури).

Величини іонних радіусів неможливо безпосередньо виміряти. Їх розраховують, з огляду на певні припущення: а) іонний радіус оксигену дорівнює 0,140 нм; б) сума радіусів катіона і аніона дорівнює міжатомній відстані, що відповідає одному ангстрему Å; іонний радіус залежить від координаційного числа, але не залежить від структури, до котрої входить [44].

Із таблиці 6. 1 видно, що радіуси аніонів суттєво перевищують радіуси катіонів. Для іонів однієї групи періодичної системи іонні радіуси закономірно зростають із збільшенням атомного номеру: Na^{+} (0,118 нм) < K^{+} (0,151 нм) < Rb^{+} (0,161 нм). Це зумовлено тим, що при переході від одного періоду до іншого збільшується кількість електронних оболонок, що призводить до збільшення розміру іону. Для іонів зі змінною валентністю величини іонних радіусів зменшуються зі збільшенням заряду, наприклад Fe^{2+} (0,078 нм) > Fe^{3+} (0,065 нм), оскільки зменшується кількість електронів на зовнішній орбіталі. У межах одного ряду періодичної системи величини іонних радіусів також зменшуються зі збільшенням заряду. Тобто при переході до елемента з більшим атомним номером: Na^{+} (0,118 нм) > Mg^{2+} (0,072 нм) > Al^{3+} (0,054 нм).

Отже, іони у кристалічних ґратках суттєво відрізняються один від одного за своїми розмірами. Ця обставина створює певні труднощі при зображенні

структур. Особливо у вигляді двомірних рисунків, оскільки, при збереженні у вибраному масштабі істинних пропорцій розмірів іонів відповідно до їхніх розмірів, помітними будуть тільки аніони (переважно – оксиген), які будуть заступати собою катіони, що мають менші розміри. Тому, у більшості скерувань по мінералогії користуються способом зображення, за якого всі іони показані кульками однакового розміру. У цьому посібнику використані різні способи візуального зображення кристалічних ґраток мінералів.

6. 3. Ізоморфізм і поліморфізм

Здатність кристалічних речовин різного складу утворювати суміші однакової кристалічної структури, що постійно змінюють свій склад, ґрунтується на явищі *ізоморфізму*. Воно було відкрите німецьким хіміком Мітчерліхом у 1819 р. До Мітчерліха вважалося, що речовини різного хімічного складу дають кристали різної форми. Мітчерліх дослідами довів, що незважаючи на різний хімічний склад сполук, вони часто кристалізуються в однакових або дуже подібних формах і назвав це явище ізоморфізмом.

З хімічної точки зору ізоморфізм – це властивість елементів змінювати один одного у хімічних сполуках близького складу. З погляду кристалохімії, *ізоморфізм* – це здатність речовин, що мають різний хімічний склад, давати кристали однакової форми.

Термін “ізоморфізм” перекладається як “рівноформенність”. Ступінь замінності компонентів залежить від зовнішніх чинників, головно від температури. В умовах високих температур ізоморфне заміщення компонентів відбувається у значно ширших розмірах, ніж за низьких. У мінералогії на залежність ізоморфізму від термодинамічних умов вперше вказав В. Вернадський у 1910 р.

В однотипних за структурою кристалічних речовинах, у тому числі силікатах і алюмосилікатах, проявляються два головних випадки ізоморфізму: *ізовалентний* і *гетеровалентний*.

При ізовалентному ізоморфізмі у кристалічній структурі заміщають один одного іони з однаковою валентністю, наприклад Mg^{2+} і Fe^{2+}. Цей процес широко проявляється за умови, якщо властивості і розміри взаємозамінних іонів близькі між собою (різниця іонних радіусів не перевищує 15 % від меншого радіусу). Такими є, наприклад, двовалентні катіони (іонний радіус) : Mg^{2+} (0,74), Fe^{2+} (0,80), Ni^{2+} (0,74), Zn^{2+} (0,83), Mn^{2+} (0,91) тощо; тривалентні катіони: Fe^{3+} (0,64), Cr^{3+} (0,64), Al^{3+} (0,57) тощо. Те саме стосується аніонів, що беруть участь у будові кристалічних речовин: S^{2-} (1,82), Se^{2-} (1,93) тощо. Серед найпростіших сполук, що відзначаються досконалим ізоморфізмом, є такі ряди: $MgCO_3$ – $FeCO_3$, CuS – CuSe тощо. Варто підкреслити, що кількість структурних одиниць у кристалічній структурі при ізовалентному заміщенні зберігається однаковим.

При гетеровалентному ізоморфізмі у кристалічних ґратках заміщають один одного рівновеликі іони з різною валентністю, за умови компенсації зарядів у якій-небудь іншій парі іонів, що беруть участь у кристалічній будові цієї речовини, але суттєво відрізняються за своїми розмірами від попередніх. Таким є ізоморфізм у ряду плагіоклазів: $NaSi_3O_8$ – $CaSi_2Al_2O_8$. У цьому випадку Na^{+} (0,98) заміняється більшим за валентністю Ca^{2+} (1,04) при одночасній заміні одного іону Si^{4+} (0,39) на менший за валентністю Al^{3+} (0,57). У цьому разі загальний електростатичний баланс сполуки зберігається.

При гетеровалентному ізоморфізмі, крім компенсації заряду, вирішальну роль відіграють розміри структурних одиниць, що заміщають один одного – катіонів і аніонів (вони мають бути більш-менш рівновеликими). Однак кількість структурних одиниць при заміщенні не обов’язково має зберігатись. Наприклад, у слюдах на місці три- і двовалентних катіонів Mg (у шестерній координації) можуть розташуватись два тривалентних катіони Al (Mg_3 – Al_2). Третє місце залишається вакантним.

Відомо, що іонні радіуси у вертикальних групах періодичної системи елементів зростають зі збільшенням порядкового номера і зменшуються у

горизонтальному напрямі зі збільшенням номера групи (тобто зі збільшенням валентності). На цій основі виведений закон діагональних рядів ізоморфних іонів у періодичній системі елементів, який є справедливим для лівої його частини. Виділяють наступні гетеровалентні ряди ізоморфізму іонів (іонний радіус) :

$$Li^{+}\ (0{,}68) – Mg^{2+}\ (0{,}74) – Sc^{3+}\ (0{,}83) – Zn^{4+}\ (0{,}82)$$

$$Na^{+}\ (0{,}68) – Ca^{2+}\ (1{,}04) – Y^{3+}\ (0{,}97)$$

$$K^{+}\ (1{,}33) – Sr^{2+}\ (1{,}20)$$

$$Rb^{+}\ (1{,}49) – Ba^{2+}\ (1{,}38)$$

$$Al^{3+}\ (0{,}57) – Ti^{4+}\ (0{,}64) – Nb^{5+}\ (0{,}66)$$

Крім того, у комплексних аніонах іон $[SiO_4]^{4-}$може замінятися іонами $[AlO_4]^{5-}$, $[PO_4]^{3-}$і $[SO_4]^{2-}$, котрі відзначаються однаковими або близькими розмірами.

Серед твердих розчинів з генетичної точки зору розрізняють два типи: 1) істинні тверді розчини і 2) тверді псевдорозчини (кристалозолі).

Істинні тверді розчини, або як їх ще називають, ізоморфні суміші, представляють собою абсолютно однорідні за кристалічною структурою суміші у будь-яких пропорціях двох чи декількох речовин, що не утворюють хімічних сполук. Наприклад, тверді розчини золота і срібла, вольфраматів мангану і заліза, плагіоклази тощо.

Тверді псевдорозчини від істинних відрізняються тим, що у їхньому складі містяться тонкодисперсні суміші сторонніх речовин, присутність яких не можна пояснити законами кристалохімії. Типовими твердими псевдорозчинами є кристалозолі (забарвлені напівпрозорі мінерали): рожевий кварц, червоний кальцит, чорний сфалерит тощо.

Явище поліморфізму було відкрито також Мітчерліхом у 1822 р. Поліморфізмом (“полі” *з грец.* – багато, “морфос” – форма) називають здатність даної кристалічної речовини при зміні зовнішніх чинників (головним чином температури) зазнавати однієї або декількох видозмін кристалічної структури.

У буквальному розумінні *поліморфізм* – це здатність речовини з однаковим хімічним складом давати кристали різної форми. Явище поліморфізму супроводжується змінами фізичних властивостей речовини. Яскравим прикладом є диформізм природного карбону *C*, який кристалізується залежно від умов у вигляді *алмазу* (кубічна сингонія), або у вигляді *графіту* (гексагональна сингонія). При нагріванні без доступу оксигену кристалічна структура алмазу за температури >3000°C при атмосферному тиску перебудовується у більш стійку (стабільну) за даних умов структуру графіту. Завдяки особливостям будови кристалічних ґраток обидва мінерали дуже сильно відрізняються між собою за фізичними властивостями, незважаючи на тотожність їхнього складу. Зворотний перехід графіту в алмаз не встановлюється.

Інколи поліморфізм супроводжується дуже незначними змінами кристалічної структури речовини, які майже не відображаються на фізичних властивостях мінералів. Наприклад, такий незначний поліморфізм помітний при перетворенні α-кварду у β-кварц і навпаки.

Стійкі у тих чи інших фізико-хімічних умовах різновиди цієї кристалічної речовини називаються *модифікаціями*, кожна з яких характеризується власною кристалічною структурою. Таких поліморфних модифікацій мінералу може бути декілька. Зокрема, кварц має дев’ять модифікацій, сірка – шість, з яких у природі зустрічаються тільки три. Різні поліморфні модифікації позначаються приставкою до назви мінералу грецьких букв α, β, γ тощо (порядок нумерації модифікацій у літературних джерелах не дотримується).

6. 4. Будова кристалічних ґраток шаруватих силікатів

Клас шаруватих силікатів різного розміру мінеральних зерен, походження і властивостей абсолютно домінує у мінералогічному складі ґрунтів і ґрунтотворних порід. Кристалічні структури такого роду представляють собою

закономірні поєднання двох типів координаційних багатокутників – тетраедрів і октаедрів.

Тетраедр представляє собою чотиригранник із чотирма вершинами (рис. 18). У вершинах тетраедрів знаходяться іони оксисену O_2, у центрі – іони силіцію, котрі у деяких мінералах ізоморфно заміщаються Al або іншими іонами. Грані тетраедрів за своєю формою близькі до рівностороннього трикутника. У просторі тетраедри з'єднуються через спільні вершини, у котрих знаходиться оксиген. У такий спосіб тетраедри утворюють двомірну *гексагональну* тетраедричну сітку (рис. 18).

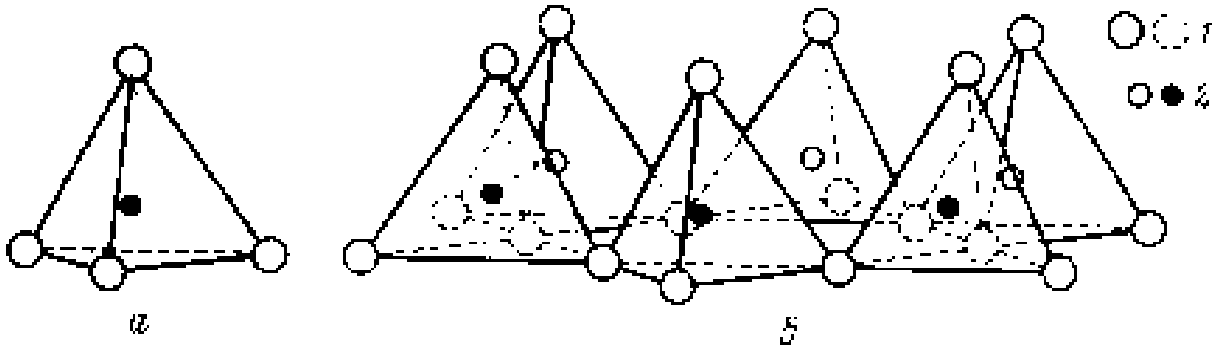


Рис. 18. Схематичне зображення кремнекисневого тетраедра (*а*) і сітки тетраедрів, що розташовані за гексагональним мотивом (*б*)
1 – оксиген, 2 – силіцій

Вона називається гексагональною, оскільки пустоти цієї сітки мають досить правильну форму шестикутників – *гексагонів*, які представляють собою важливий блок кристалічної структури мінералів. Поверхня тетраедричної сітки, на котру виходять основи тетраедрів, називається *силоксановою*. У водному середовищі за певних значень pH, іони оксигену на поверхні тетраедричної сітки, можуть зазнавати часткового бомбардування протоном H^+(протонування) з появою на поверхні мінералів групи Si-OH, яка називається *силанольною*.

Другою важливою складовою кристалічної ґратки мінералів є *октаедр* – восьмигранник з шістьма вершинами. Грані октаедрів мають форму рівносторонніх трикутників. У вершинах октаедрів знаходяться гідроксильні групи і/або іони оксигену, а у центрі – різні катіони. Октаедри з'єднуються у

просторі через дві спільні вершини, тобто через спільні ребра, формуючи аналогічну двомірну структуру – гексагональну октаедричну сітку (рис. 19). Октаедричні сітки є другим важливим блоком кристалічної структури мінералів, у тому числі глинистих. Групи Al-OH октаедрів, що виходять на поверхню, називаються *алюмінольними*.

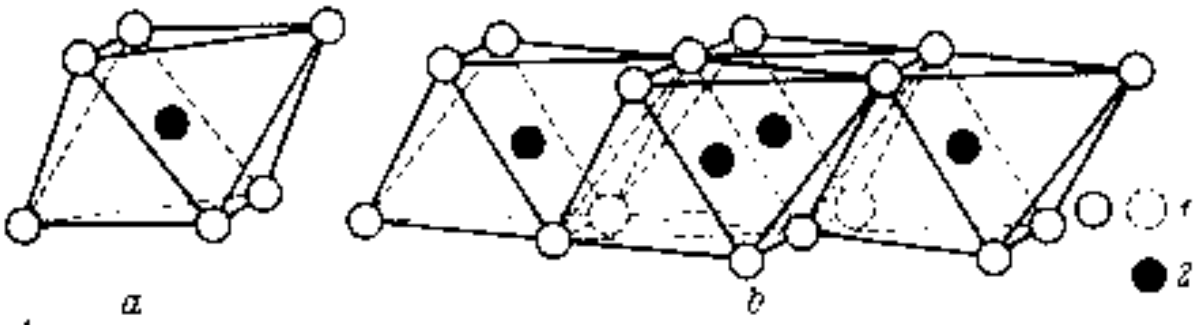


Рис. 19. Схематичне зображення алюмогідроксильного октаедра (*а*) і октаедричної сітки (*б*)
1 – оксиген, 2 – алюміній, магній тощо

Способи зображення індивідуальних тетраедра і октаедри є різні: у вигляді поєднання кульок, поліеду, або поєднанням кульок з паличками (рис. 20).

Залежно від характеру заповнення октаедрів, усі шаруваті силікати поділяються на *диоктаедричні* і *триоктаедричні* структури. В диоктаедричних структурах заповнені катіонами тільки 2/3 усіх октаедричних пустот, причому в центрі октаедрів знаходяться тривалентні катіони, переважно Al (рис. 20 В, Г). У триоктаедричних шаруватих силікатах всі октаедричні позиції заповнені катіонами, причому в центрі октаедрів знаходяться двовалентні катіони – переважно Mg^{2+} в ізоморфній суміші з Fe^{2+} (рис. 20 А, Б). Це яскравий приклад дуже поширеного у природі ізовалентного ізоморфізму у кристалічних структурах шаруватих силікатів.

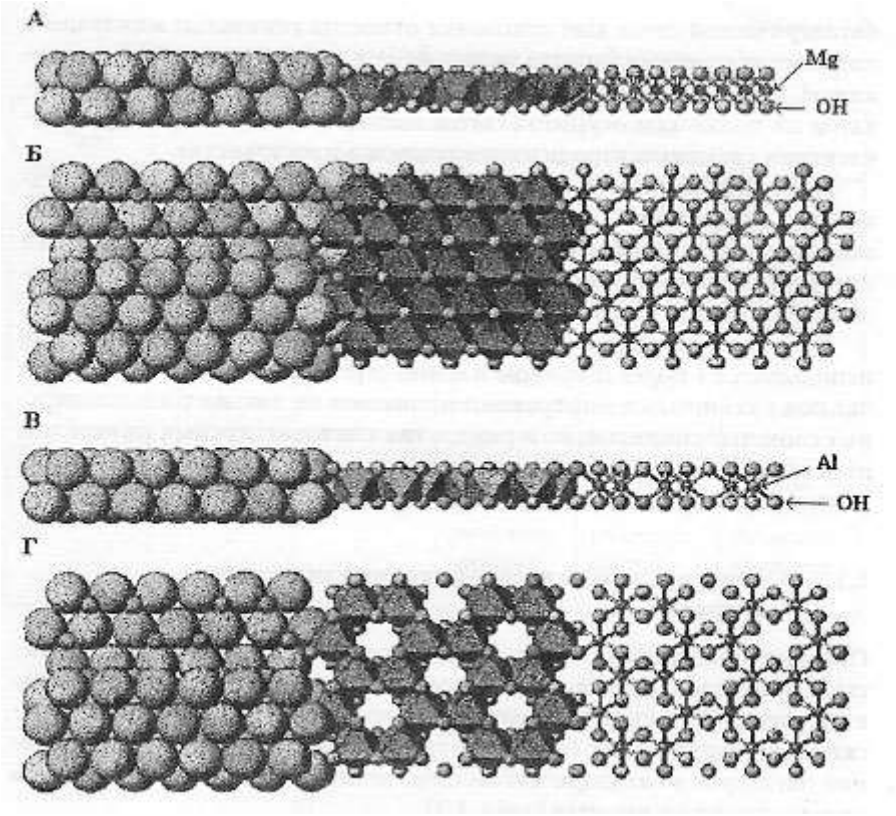


Рис. 20. З'єднання октаедрів (у вигляді сфер, поліедрів і поєднання кульок з паличками) – октаедрична сітка.

триоктаедрична сітка: вигляд збоку (А) і зверху (Б); диоктаедрична сітка: вигляд збоку (В) і зверху (Г)

Кристалічна ґратка шаруватих силікатів складається із закономірного поєднання тетраедричних і октаедричних сіток, які утворюють *пакети*. Простір між пакетами називається *міжпакетними проміжками*. В реальних структурах часто спостерігаються деякі відхилення від ідеалізованих моделей тетраедрів і октаедрів. Ці відхилення проявляються в тому, що грані тетраедрів і октаедрів не завжди є рівносторонніми трикутниками, а пустоти як у тетраедричній, так і в октаедричній сітках бувають часто деформовані і не мають форми правильних шестигранників.

Кристалічні ґратки багатьох мінералів мають негативний заряд, який виникає за рахунок гетеровалентного ізоморфізму в тетраедрах і/або октаедрах. Заряд компенсується катіонами, які знаходяться у між пакетних позиціях. Наявність у кристалічній структурі двомірних тетраедричної та октаедричної

сіток дає змогу відносити такі мінерали до підкласу шаруватих (або листових, багатоповерхових) силікатів і алюмосилікатів. Тобто, у загальній мінералогічній класифікації поділ силікатів на підкласи здійснюється відповідно до характеру з'єднання кремнекисневих тетраедрів у просторі.

На таких особливостях структури ґрунтується широковідоме визначення найціннішої групи ґрунтових мінералів – *глинистих мінералів*, *як тонкодисперсних шаруватих силікатів*, що має значно глибший зміст. У мінералогічній літературі термін "глинисті мінерали" ("clayminerals") часто використовують у більш широкому і менш строгому розумінні цього терміну. У цьому випадку під глинистими мінералами розуміють не тільки тонкодисперсні шаруваті силікати, але й інші тонкодисперсні мінерали, які не завжди відносяться до підкласу шаруватих силікатів (частина з них є рентгеноаморфні).

Розділ 7.

Мінерали грубих фракцій ґрунтів і порід

Часточки ґрунту, грубіші за 0,001–0,002 мм зазвичай представлені так званими первинними мінералами або мінералами, що утворились із розплавленої магми за високих температур і тиску в глибоких надрах Землі, а потім були підняті або вивержені на земну поверхню унаслідок тектонічних і вулканічних процесів і явищ.

Первинні мінерали зустрічаються в усіх ґрунтотворних породах і ґрунтах. Щоб оцінити роль первинних мінералів у формуванні властивостей ґрунтів, необхідно ознайомитись з їхнім поширенням, хімічним складом, структурою, властивостями і діагностичними ознаками. У складі земної кори більше 50 % припадає на оксиген і майже 25 % на силіцій. Друге і третє місця за кількісним вмістом належить відповідно алюмінію і феруму. Практично в усіх ґрунтах і ґрунтотворних породах найпоширенішими хімічними сполуками є оксиди силіцію (SiO_2), алюмінію (Al_2O_3) і заліза (Fe_2O_3). Значно менший вміст притаманний різноманітним сполукам лужних і лужноземельних металів Ca, Mg, Na, K тощо.

У цьому посібнику розглядається невелика група первинних мінералів грубих фракцій, які найчастіше трапляються у ґрунтах і ґрунтотворних породах різних природних зон. Диференціація мінералів на первинні і вторинні, на грубозернисті і високодисперсні є досить умовною, тому що одні й ті ж мінерали можуть трапляються в обох групах.

У більшості ґрунтів первинні мінерали переважають (за масою) над вторинними, крім латеритів і червоноземів вологих тропіків і субтропіків, а також злитих ґрунтів, у яких первинних мінералів часто менше ніж вторинних.

Відповідно до середнього хімічного складу літосфери і земної кори, найбільш характерними мінералами ґрунтів і ґрунтотворних порід є *силікати й алюмосилікати*. Разом вони становлять близько 85 % від ваги земної кори. За хімічним складом первинні мінерали досить різні, але головними хімічними

елементами у їхньому складі є силіцій Si^{4+} і алюміній Al^{3+}. Обидва ці елементи займають особливе місце у хімії та кристалохімії твердих речовин. Особливостями силіцію є наявність у нього чотирьох зарядів (Si^{4+}) і розташування на межі основних і кислотних оксидів. Це створює для нього безліч можливостей для утворення різноманітних сполук. Особливість алюмінію полягає в тому, що він заміщає силіцій (ізоморфізм), створює сполуки як із ним, так і з оксигеном. Іншими словами, алюмінію притаманні властивості катіону й аніону.

7. 1. Класифікація і систематика мінералів

У першій половині XX століття майже всі головні скерування по мінералогії будувались за схемами хімічної класифікації мінералів. В основі всіх варіантів цієї класифікації (В. Вернадський, Ден, Грот та інші) у тій чи іншій формі лежить періодичний закон хімічних елементів Д. Менделєєва [1, 5, 23]. Цим можна пояснити той факт, що основний поділ усіх мінералів на класи за типами хімічних сполук міцно укорінився в сучасній систематиці мінералів. Значні досягнення науки в області вивчення будови кристалічних речовин, які розпочались після Другої світової війни, призвели до вагомих змін у класифікації всередині класів, на підкласи і групи мінералів. Рентгеноструктурні дослідження кристалів довели взаємозв’язок між хімічним складом і кристалічною будовою речовини. Це дало можливість уточнити хімічні формули багатьох складних сполук.

Суттєвим наслідком цих наукових досягнень є встановлення функціональної залежності від особливостей кристалічної будови не тільки зовнішніх форм кристалів, але й оптичних, електричних, механічних (твердість, спайність, пружність) та інших властивостей мінералів. Закономірності поєднання хімічних елементів при утворенні мінералів призвели до глибшого розуміння ґенези мінералів.

Стало цілком зрозуміло, що неможливо пізнати властивості мінералів, як і ґрунтів та ґрунтотворних порід, без прив'язки їх до хімічного складу і будови кристалічних структур. Це спонукало розуміти, що класифікація мінералів повинна бути *кристалохімічною*, яка ґрунтується на даних дослідження взаємозв'язку всіх властивостей природних хімічних сполук з їхнім хімічним складом і кристалохімічною структурою.

Усі природні утворення, що складають предмет мінералогії, як і всі штучні речовини у хімії, поділяються на дві великі самостійні групи: *неорганічні та органічні*.

Органічні мінерали представлені найрізноманітнішими сполуками карбону, крім карбонатів і карбідів неорганічного походження. Органічні сполуки дуже суттєво відрізняються від неорганічних не тільки за хімічними властивостями, але й за кристалічною будовою і природою зв'язків між структурними одиницями. Ще до Другої світової війни такі природні утворення, переважно педогенного походження, як торф, буре і кам'яне вугілля, смоли і нафта, розглядались як самостійні мінерали. Вже з 60-х років XX ст. у результаті "революції" в геології корисних копалин, зокрема дослідженні твердих органічних речовин з використанням найновіших на той час методів дослідження, стало зрозуміло, що ці біогенні утворення є далеко неоднорідними. Вони складаються з різних органічних мінералів, істинну природу яких почали досліджувати тільки у 50–60-х роках минулого століття. Мінералогія органічних сполук знаходиться тільки на початковій стадії розвитку.

Наші знання про неорганічні мінерали випередили попередні. До неорганічних мінералів входять не тільки мінерали самородних елементів, які зрідка трапляються у природі, але й природні сполуки (крім органічних) всіх хімічних елементів.

Класифікація неорганічних мінералів побудована на принципах класифікації хімічних сполук. Оскільки мінерали здебільшого є кристалічними

продуктами хімічних реакцій, то їхня систематика побудована на основі особливостей хімічного складу і кристалічної структури. Саме з ними пов'язані найважливіші хімічні і фізичні властивості мінералів та їхні діагностичні відмінності.

Усі мінерали неорганічної природи з хімічної точки зору поділяються на великі групи, які відрізняються між собою за типом хімічного поєднання і типом хімічних зв'язків між структурними одиницями. Окремішнє положення займають самородні елементи, які є металами з характерним для них металічним зв'язком між атомами. Сюди відносять солеподібні інтерметалічні сполуки.

Самостійний розділ утворюють сірчисті та їм подібні сполуки, які за певними властивостями займають проміжне положення між типовими металами і сполуками з іонним зв'язком.

Характерний тип хімічних сполук утворюють галоїдні солі, які мають типовий іонний зв'язок: сполуки металів з фтором, хлором, бромом і йодом.

Наступний розділ у класифікації мінералів складають оксиди і гідроксиди (прості і складні сполуки металів з оксигеном і гідроксилом).

Надзвичайно чисельну групу мінералів утворюють солі кисневмісних кислот, тобто сполуки катіонів металів з різними комплексними аніонами, що містять оксиген.

У кожному розділі мінерали поділяються за типами аніонів на класи і підкласи. Всередині них виділяються групи мінералів за ознаками схожості кристалічних структур і хімічних особливостей мінералів, зумовлених катіонами у їхньому складі.

Загальна схема класифікації неорганічних мінералів (без поділу на групи) є такою:

Розділ I. Самородні елементи та інтерметалічні сполуки.

Розділ II. Карбіди, нітриди і фосфіди.

Розділ III. Сульфіди, фульфосолі та їм подібні сполуки.

1-й клас. Прості і подвійні сірчисті та їм подібні сполуки.

2-й клас. Сульфосолі.

Розділ IV. Галоїдні сполуки (галогеніди).

1-й клас. Фториди.

2-й клас. Хлориди, броміди і йодиди.

Розділ V. Оксиди.

1-й клас. Прості й складні оксиди.

2-й клас. Гідрооксиди.

Розділ VI. Кисневмісні солі.

1-й клас. Йодати.

2-й клас. Нітрати.

3-й клас. Карбонати.

4-й клас. Сульфати і селенати.

5-й клас. Хромати.

6-й клас. Молібдати і вольфрамати.

7-й клас. Фосфати, арсенати і ванадати.

8-й клас. Арсеніти.

9-1 клас. Борати.

10-й клас. Силікати.

А. Силікати з ізольованими тетраедрами аніону SiO_4.

Б. Силікати з ізольованими групами тетраедрів SiO_4.

В. Силікати з неперервними ланцюжками тетраедрів SiO_4.

Г. Силікати з неперервними шарами тетраедрів SiO_4.

Д. Силікати з неперервними тримірними каркасами тетраедрів SiO_4 і AlO_4.

Силіцій відіграє в неорганічній природі таку ж роль, як карбон в органічній. Більшість породотвірних мінералів є силікатами. Будова кристалічної ґратки силікатів складна і різноманітна. Тому клас силікатів поділяється на декілька підкласів, що об’єднують мінерали близької будови і властивостей у різні типи структур: острівні силікати (олівін), кільцеві силікати, ланцюгові силікати, стрічкові силікати, шаруваті силікати й алюмосилікати, каркасні силікати й алюмосилікати (рис. 21).

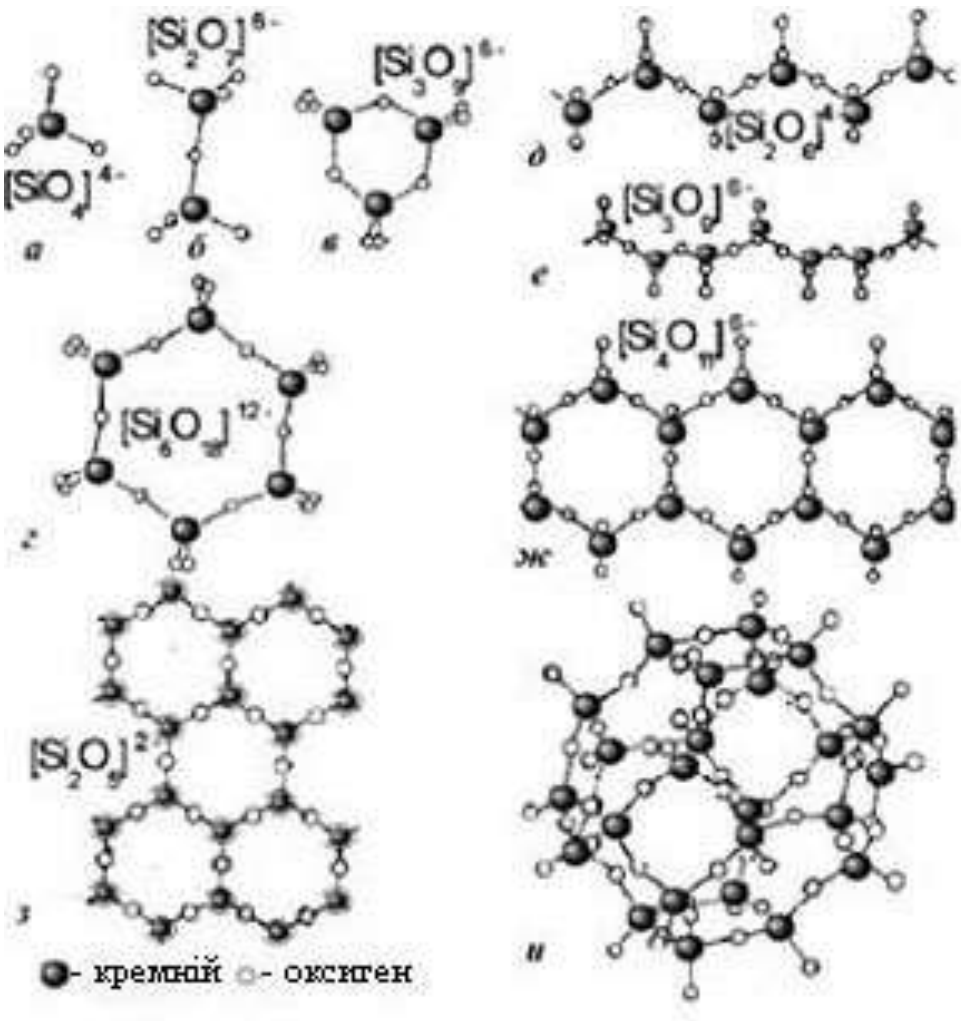


Рис. 21. Типи структур у мінералах (структурні одиниці силікатів)

а – одиничний тетраедр $[SiO_4]^{-2}$, *б* – пара тетраедрів $[Si_2O_7]^{-6}$, *в* – *г* – *д* – кільця тетраедрів, відповідно $[Si_3O_9]^{-6}$ – $[Si_4O_{12}]^{-8}$ – $[Si_6O_{18}]^{-12}$, *е* і *ж* – нескінченні ланцюжки тетраедрів: одиничний ланцюжок $n[Si_2O_6]^{-4}$ і стрічка $n[Si_4O_{11}]^{-6}$, *з* – нескінченний лист тетраедрів $n[Si_4O_{10}]^{-4}$, *и* – каркас тетраедрів $[SinAlmO_{2(n+m)}]^{-m}$.

За всієї складності структур силікатів, їхньою основною структурною одиницею є тетраедрична група $[SiO_4]^{4-}$: кремнекисневі тетраедри по-різному поєднуються і комбінуються між собою, формуючи різноманітні аніонні угрупування; вони зчіпляються з різними за розміром катіонами (атомами металів), чим викликане все різноманіття внутрішніх структур силікатів; інколи частина атомів силіцію заміщається іншими атомами (найчастіше Al, зрідкаTi, Sr, Be), відповідно, утворюючи алюмосилікати, титаносилікати тощо.

Первинні мінерали, як і більшість мінеральних хімічних сполук, володіють структурами іонного типу. Вони утворені протилежно зарядженими іонами. Іони в кристалах мінералів розташовані у вигляді геометрично правильної просторової решітки, так званої *кристалічної ґратки*. Завдяки такій будові кристали мінералів мають форму геометрично правильних багатокутників. Для кожного мінералу характерна своя кристалічна ґратка і відповідна форма кристалу.

Взаємне розташування катіонів і аніонів у кристалічних ґратках зумовлене їхнім об'ємом або радіусами (див. табл. 6. 1).

Кількість іонів протилежного знаку заряду, які оточують цей іон, називається *координаційним числом*. Чим більший радіус іону, тим більше протилежно заряджених іонів може розташуватися навколо нього. Координаційне число визначає форму оточення, або *координацію* навколо іона. Тобто, визначає характер елементарної ланки кристалу мінералу (елемент структури).

У материнських породах і ґрунтах найбільш поширеними є сполуки силіцію і оксисену. Для них головним елементом структури є кремнекисневий тетраедр $(SiO_4)^{4-}$. У його вершинах розташовані чотири іони оксигену, а в центрі – іон силіцію. Кремнекисневий тетраедр володіє чотирма вільними валентними зв'язками, які можуть компенсуватись приєднанням катіонів або інших кремнекисневих тетраедрів. Тетраедри, з'єднуючись через кисневі іони, утворюють різні поєднання або типи структур: острівні (*олівін*), ланцюгові (*піроксени*), стрічкові (*амфіболи*), листові або шаруваті (*слюди*) і каркасні (*кварц, польові шпати*).

У каркасних структурах певна кількість атомів силіцію (Si^{4+}) можуть бути заміщені атомами алюмінію (Al^{3+}) із утворенням комплексної алюмокремнієвої групи, характерної для польових шпатів – типових алюмосилікатів. Вільна валентність компенсується катіонами. Наприклад, при заміщенні ¼ атомів силіцію атомами алюмінію, група $(Si_4O_8)^0$ заміщається алюмокремнієвою

групою $[Al,Si_3O^8]^{1-}$. При компенсації вільної валентності калієм утворюється *ортоклаз* $K[AlSi_3O_8]$, натрієм – *альбіт* $Na[AlSi_3O_8]$, кальцієм – *анортит* $Ca[Al_2Si_2O_8]$.

Так розвиваються процеси утворення мінералів при вивітрюванні і ґрунтоутворенні.

Мінеральні види і різновиди. Основною класифікаційною одиницею при систематиці природних хімічних сполук є мінеральний вид, який характеризується відповідним хімічним складом і кристалічною структурою. Поліморфні модифікації однієї і тієї ж кристалічної речовини представляють собою самостійні мінеральні види (графіт і алмаз, α-сера і β-сера тощо).

У випадках, коли дві ізоструктурні речовини утворюють один з одним неперервний ряд твердих розчинів (наприклад, Au – Ag, $MnWO_4$ – $FeWO_4$, $NaSi_3AlO_8$ – $CaSi_2Al_2O_8$ тощо), з фізико-хімічної точки зору вони представляють собою одну фазу. Але в практиці мінералогії укорінилися різні назви не тільки крайніх, але й проміжних за складом членів ізоморфного ряду (наприклад: *золото – електрум – срібло*; *гюбнерит – вольфраміт – ферберит*; *альбіт – олігоклаз – андезин – лабрадор – бітовніт – анортит*).

Під різновидами розуміють однакові або майже однакові за кристалічною будовою мінерали, котрі дещо відрізняються один від одного за хімічним складом (якийсь із хімічних компонентів у складі даного мінералу частково ізоморфно заміщений іншим компонентом), фізичними ознаками (склад і структура одні і ті ж, але деякі фізичні властивості відрізняються), або за складом і фізичними властивостями одночасно.

Кожен мінеральний вид певного хімічного складу має спеціальну назву. Поліморфні модифікації у більшості також мають власні назви, або одну спільну назву з додатком грецької букви *α, β, γ* тощо.

Нижче наводиться характеристика найбільш поширених у ґрунтах і ґрунтотворних породах мінералів.

7. 2. Польові шпати

Походження назви “польові шпати” точно невідоме. *Шпати* – це мінерали з досконалою спайністю у двох напрямах. До шпатів (“спате” *з грец.* – пластина) здавна відносять ті мінерали, які не мають металічного блиску але характеризуються доброю спайністю в декількох напрямах. Ймовірно, їхня назва походить від того, що їх уперше виявили на полях Швеції. З усіх силікатів польові шпати є найбільш поширеною групою мінералів у земній корі (50 % від ваги). Приблизно 60 % їх міститься у вивержених гірських породах, близько 30% припадає на долю метаморфічних гірських порід (переважно кристалічних сланців), решта 10–11% знаходяться у складі пісковиків і конгломератів у формі обкатаних зерен або входять до складу гальки. Осадові породи також багаті на польові шпати, де їхня кількість коливається у широких межах, що визначається породою, її сортуванням під впливом води і вітру, умов вивітрювання. У процесі вивітрювання і ґрунтоутворення кількість польових шпатів у ґрунтах і ґрунтотворних породах, порівняно з магматичними породами, суттєво зменшується (з 60 до 40 %).

За хімічним складом польові шпати є алюмосилікатами Na, K і Ca – $Na[AlSi_3O_8]$, $K[AlSi_3O_8]$ і $Ca[Al_2Si_2O_8]$, зрідка Ba – $Ba[Al_2Si_2O_8]$. Інколи в мізерних кількостях присутні Li, Rb, Cs у вигляді ізоморфних домішок до лугів і Sr, котрий замінює Ca.

Основним елементом кристалічної ґратки алюмосилікатів, у тому числі польових шпатів, є *кремнекисневий тетраедр*. Частина силіцію заміщається на алюміній, унаслідок чого виникає вільний валентний зв’язок. Кремнекисневі тетраедри через оксиген з’єднуються у різноманітні поєднання, формуючи різні типи структур. Польовим шпатам притаманна каркасна структура (рис. 22).

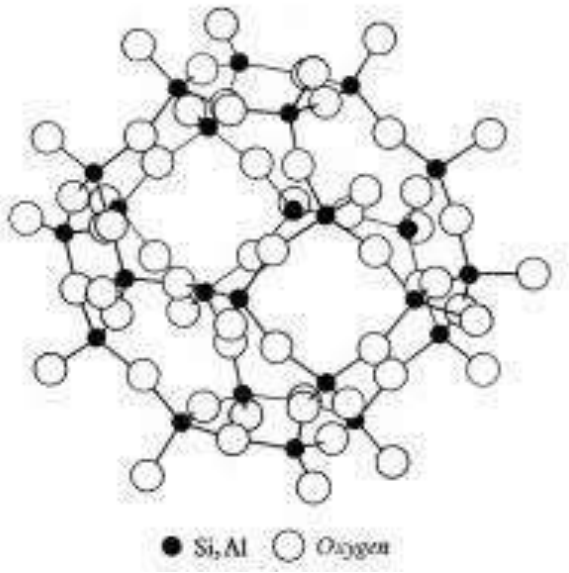


Рис. 22. Схематичне зображення каркасної структури
1 – центри іонів силіцію, 2 – центри іонів оксигену

Другою характерною особливістю мінералів цієї групи є їхня здатність до утворення ізоморфних, переважно бінарних рядів. Такими є, наприклад, ряди: $Na[AlSi_3O_8]$ – $Ca[Al_2Si_2O_8]$, $Na[AlSi_3O_8]$ – $K[AlSi_3O_8]$ і $K[AlSi_3O_8]$ – $Ba[Al_2Si_2O_8]$. Наочне відображення ступеня поширення і досконалості явищ ізоморфізму цих бінарних рядів, показує діаграма складу польових шпатів (рис. 23).

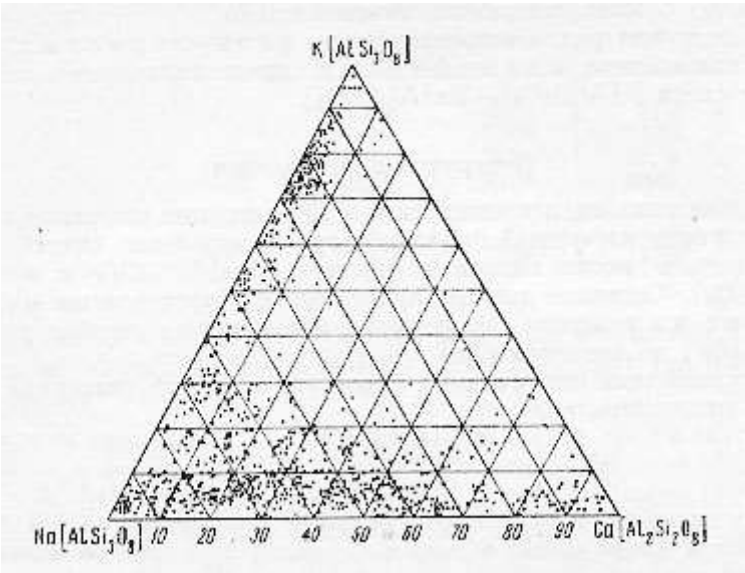


Рис. 23А. Діаграма варіацій хімічного складу польових шпатів

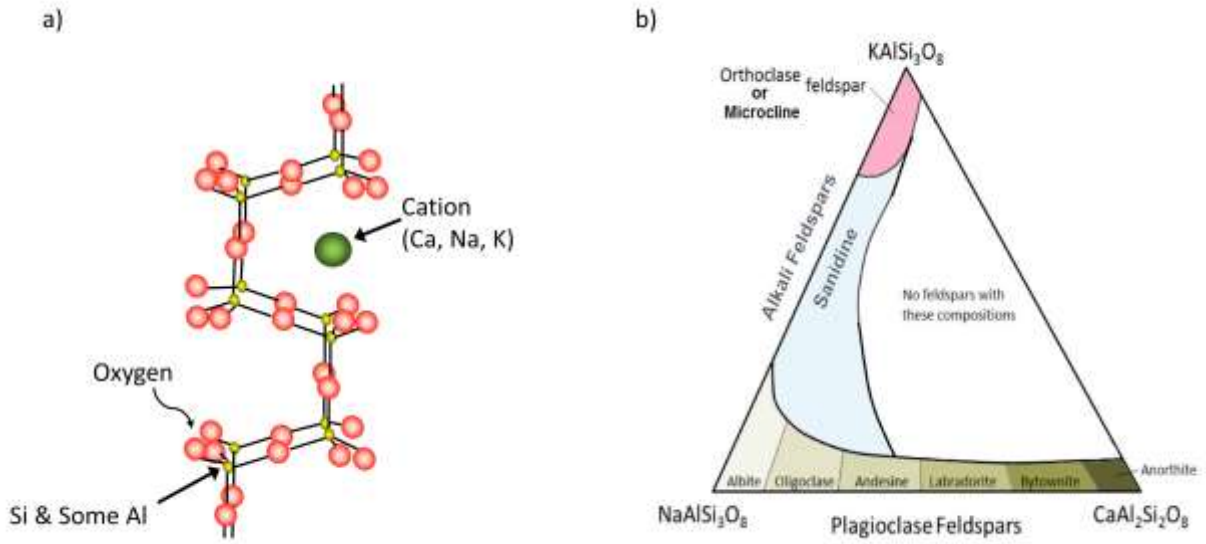


Рис.23Б Структурне атомне розташування (перегнута стрічка) польових шпатів(a), композиційна потрійна діаграма для мінералів польового шпату(b)

Рентгенометричні дослідження вказують на значну подібність кристалічної структури усіх шпатів.

За хімічним складом польові шпати поділяються на калієві, калій-натрієві і натрій-кальцієві, або *плагіоклази*. До калієвих польових шпатів відносяться: *ортоклаз* $K[AlSi_3O_8]$, *мікроклін* $K[AlSi_3O_8]$; до калій-натрієвих – *анортоклаз* $(K, Na)[AlSi_2O_8]$ і *санідин*. До плагіоклазів відносяться: *альбіт, олігоклаз, андезин, лабрадор, бітовніт і анортит*.

Також багато спільного є у фізичних властивостях польових шпатів. Усі вони мають здебільшого світле забарвлення, відносно низькі показники переломлення (від 1,52 до 1,59), велику твердість (6,0–6,5), досконалу спайність за двома напрямами, що перетинаються під кутом майже 90°, і порівняно незначну питому вагу (2,5–2,7 г/см^3). За цими ознаками вони досить легко відрізняються від подібних до них мінералів.

Польові шпати є важливим джерелом для утворення вторинних, у тому числі глинистих мінералів. Особливо виразно вони трансформуються в *серицит* і *каолініт*. Польові шпати при вивітрюванні та ґрунтоутворенні переходять через аморфну фазу в *серицит, гідрослюди, монтморилоніт, каолініт,*

*галуазит, опал, гідраргіліт*та інші мінерали. Зважаючи на фізичні властивості та кристалічну структуру, вивітрювання польових шпатів проходить повільно. Тому їхні кристали зустрічаються головно у піщаній та пилуватій фракціях. Калієві польові шпати (ортоклаз, мікроклін) є стійкішими до вивітрювання, ніж кальцій-натрієві (плагіоклази).

За особливостями хімічного складу група польових шпатів поділяється на три підгрупи: 1) підгрупа натрій-кальцієвих польових шпатів, або *плагіоклази*; 2) підгрупа *ортоклазу* (калій-натрієвих польових шпатів); підгрупа *гіалофану* (калій-барієвих польових шпатів).

Плагіоклази представляють собою неперервний бінарний ізоморфний ряд $Na[AlSi_3O_8]$ – $Ca[Al_2Si_2O_8]$, інколи з незначними домішками у формі ізоморфної суміші невеликої кількості $K[AlSi_3O_8]$. Крайні члени цього ряду називаються *альбіт* – $Na[AlSi_3O_8]$ і *анортит* – $Ca[Al_2Si_2O_8]$. Серед плагіоклазів існують всі різновиди сполук, які послідовно змінюють свій склад від чистого альбіту (Ab) до анортиту (An). Класифікацію мінеральних видів цього ізоморфного ряду умовно можна представити у такому вигляді (табл. 7. 1):

Таблиця 7. 1

Неперервний бінарний ізоморфний ряд плагіоклазів

Назва мінералу	Бінарний ряд	Вміст анортитової молекули (An)	Триклинна сингонія
Альбіт (Ab)–$Na[AlSi_3O_8]$	ізоморфні суміші Ab + An	0–10	- // -
Олігоклаз ……..		10–30	- // -
Андезин ……		30–50	- // -
Лабрадор ……..		50–70	- // -
Бітовніт …….		70–90	- // -
Анортит (An)–$Ca[Al_2Si_2O_8]$		90–100	- // -

Плагіоклази – це ізоморфна суміш альбіту і анортиту в різних кількісних співвідношеннях, яку можна зобразити у вигляді формули:

$$(100–n)Na[AlSi_3O_8]\cdot nCa[Al_2Si_2O_8],$$ де n змінюється від 0 до 100.

“Плагіоклаз” у перекладі з грецької мови означає “той, що розколюється навскоси”. Порівняно з іншими польовими шпатами, у котрих кут між площинами спайності (001) і (010) дорівнює 90° або дуже близький до нього, у плагіоклазів він менший – 86°24′−86°50′. Термін “Альбіт” походить від латинського слова “albus”, що означає “білий”, а слово “anortos” означає з грецької – косий (мається на увазі кристалізація у триклинній сингонії). Зважаючи на виключно важливе значення складу плагіоклазів для систематики вивержених порід, у мінералогічній літературі прийнята досить зручна і раціональна класифікація для позначення кожного плагіоклазу відповідним символом, що відповідає відсотковому вмісту в ньому анортитової молекули: наприклад, *олігоклаз* має символ $Ab_{80}An_{20}$, що вказує на вміст у цьому мінералі 80 % альбіту і 20 % анортиту. При цьому не беруть до уваги незначні ізоморфні домішки $K[AlSi_3O_8]$ (до кількох відсотків), інколи мізерні кількості (до 0,2 %) $Ba[Al_2Si_2O_8]$, хрому і заліза. Зрідка можна зустріти запис у формі нумерації плагіоклазів: наприклад, плагіоклаз № 72 представляє ізоморфну суміш, що містить 72 % анортиту і 28 % альбіту.

Молярні відношення $SiO_2 : R_2O_3$ у польових шпатах змінюються від 2 до 6. Наприклад, в ортоклазу воно дорівнює 5,8, в анортиту і альбіту, відповідно 2 і 6.

Залежно від вмісту альбіту й анортиту плагіоклази поділяються на кислі, середні та основні. Слова “кислий”, “середній” і “основний” не мають буквального значення. Вони означають, що вміст SiO_2 (кремнекислота) від альбіту до анортиту поступово знижується, що й відображено у хімічних формулах крайніх членів цього ізоморфного ряду. Для загального уявлення, при систематиці вивержених порід дотримуються грубого поділу плагіоклазів за їхнім складом, а саме: кислі (№ 0–30), середні (№ 30–60) й основні (№ 60–100).

Серед кислих плагіоклазів відповідають цим номерам *альбіт* $Na[AlSi_3O_8]$, який складений на 68,8 % SiO_2, 19,4 % Al_2O_3, 11,79 % Na_2O і *олігоклаз* – містить анортиту 10–30 %, альбіту 90–70 %.

До складу середніх плагіоклазів відносяться *андезини* – вміст анортиту становить 30–50 %, альбіту 70–50 % і *лабрадори* – анортиту міститься 50–70 %, альбіту 50–30 %.

Основні плагіоклази представлені *бітовнітами* – анортит складає 70–90 %, альбіт 30–10 % і *анортитами* – містять анортиту 90–100 % (43,28 % SiO_2, 19,4 % Al_2O_3, 20,1 % Na_2O).

Плагіоклази по-різному реагують з кислотами. Кислі плагіоклази альбіт і олігоклаз, а також близький до них по бінарному ряду андезин (середній), не розчиняються у кислотах (окрім плавикової кислоти HF). Лабрадор у кислотах розчиняється слабо, натомість основні плагіоклази бітовніт і анортит – більше.

Калій-натрієві польові шпати, або група ортоклазу, залежно від температури можуть кристалізуватись у різних модифікаціях (моноклінній і триклинній). Внаслідок того, що K^+ і Na^+ суттєво відрізняються один від одного розмірами іонних радіусів (відповідно: 1,33 і 0,98 Å), тому сформовані за високих температур тверді розчини, при охолодженні та поступовому зниженні температури розпадаються, утворюючи *пертити*. Зазвичай вони представляють собою закономірні зростки продуктів розпаду твердих розчинів, у яких декілька відсотків Na_2O у формі альбіту утворюють субпаралельні тонкі зростки з ортоклазом. Ця особливість сильно змінює склад і структуру різновидів мінералів, що входять до складу пертитів. Вони утворюють три ряди структур: моноклинний високотемпературний ряд на чолі з санідином $K[AlSi_3O_8]$, моноклинний низькотемпературний ряд ортоклазу $K[AlSi_3O_8]$, і триклинний ряд мікрокліну $K[AlSi_3O_8]$. Отже, для сполуки $K[AlSi_3O_8]$ існує дві моноклинні модифікації (сингонії), одна з яких (*санідин*) стійка за температури вище 900°, і *ортоклаз*, який стійкий за нижчих температур, а також одна триклинна (дуже близька до моноклінної), названа *мікрокліном*.

Ортоклаз є важливим джерелом калійного живлення рослин, але тільки після слюд і гідрослюд, оскільки останні містять калій у більш доступній формі. Із польових шпатів калій засвоюється тільки у тому випадку, коли часточки мінералів подрібнені до розміру менше 0,001 мм.

Польові шпати і продукти їхнього вивітрювання суттєво впливають на властивості ґрунтів. Грубі зерна польових шпатів, аналогічно кварцу, впливають на фізичні властивості ґрунту. Із натрієвих польових шпатів утворюється сода, що є причиною виникнення содових солончаків. На думку деяких учених, із польових шпатів утворюється силікат натрію, котрий реагує з CO_2 атмосфери і перетворюється у бікарбонати і карбонати.

Польові шпати зазвичай діагностуються за оптичними ознаками, а високодисперсні – *рентгендифрактометричним методом*. З допомогою електронного мікроскопа можна визначати показники переломлення світла, будову поверхні, форму зерен, перетворення в інші мінерали. При гранулометричному аналізі польові шпати потрапляють до легкої фракції (d<2,9). Визначати польові шпати за допомогою термічного методу немає сенсу, оскільки в інтервалі від 20 до 1200°С вони не дають термічних ефектів. Термограма цих мінералів має форму прямої лінії. В суміші з іншими мінералами ґрунтів польові шпати вбирають тепло і зменшують термічні ефекти від глинистих мінералів. Тому, при діагностиці глинистих мінералів потрібно позбавлятись від домішку польових шпатів, наявність яких різко змінює криві нагрівання глинистих мінералів. На рентгенограмах польових шпатів наявний багатий спектр інтенсивних відображень.

7. 3. Слюди

Слюдоподібні силікати з шаруватими кристалічними ґратками гексагональної або псевдогексагональної будови входять до складу силікатів (підклас Г) з неперервними шарами тетраедрів SiO_4 у кристалічних структурах (рис. 24).

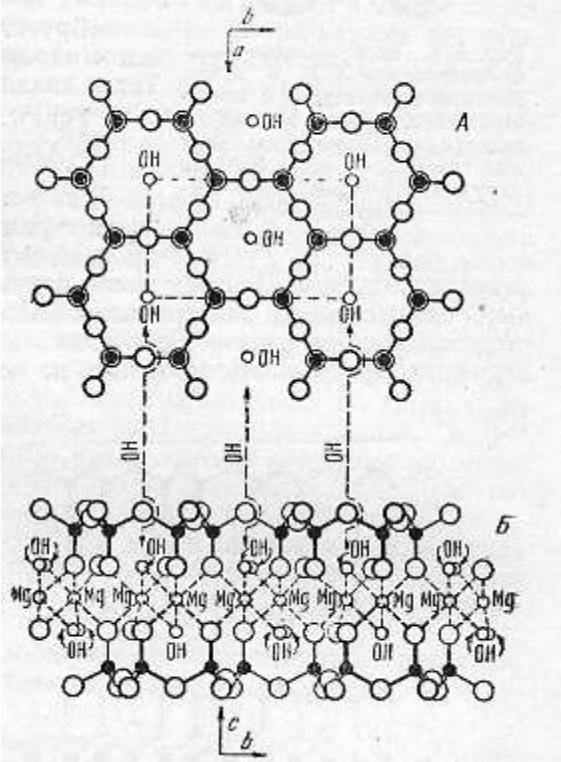


Рис. 24. Гексагональна сітка зв’язаних груп SiO_4, що утворюють неперервний шар (*А*) у проєкції вздовж осі *с*

Внизу (*Б*) показаний вигляд структури збоку: два шари кремнекисневих тетраедрів, розділених посередині “бруситовим” шаром

Характерною хімічною особливістю слюдоподібних мінералів є входження до їхнього складу гідроксилу OH, часто разом із F. Із катіонів, які разом із гідроксильними групами безпосередньо зв’язані з шарами кремнекисневих тетраедрів, зазвичай поширені Mg^{2+} і Al^{3+}, а в якості їхніх замісників – Fe^{2+}, Ni^{2+}, (Mn^{2+}), Li^{+} і, відповідно, Fe^{3+}, зрідка Cr^{3+}, V^{3+}. Крім того, у багатьох мінералах, у структурі котрих тетраедри SiO_4 частково заміщені AlO_4, входять додаткові крупні катіони: K^{+}, Na^{+}, Ca^{2+}, а також молекули води (всі вони розташовуються у якості в’яжучих елементів між шаруватими пакетами кремнекисневих тетраедрів і іонами, що безпосередньо з ними зв’язані).

Слюди є надзвичайно розповсюдженими у природі породотворними мінералами. Разом із польовими шпатами вони входять до складу первинних

мінералів ґрунтів і ґрунтотворних порід. Загальна кількість мінералів групи слюди у складі земної кори досягає 3,8 %. Більшість слюд трапляються в кислих інтрузивних породах і кристалічних слюдяних сланцях.

Хімічний склад мінералів групи слюди надзвичайно мінливий. У них дуже поширене явище заміни одних катіонів на інші (ізоморфізм). З хімічної точки зору ці мінерали представляють особливу групу алюмосилікатів. Типовий хімічний склад мінералів групи слюди може бути виражений так:

$$R^{\cdot}R_3^{\cdot\cdot}[AlSi_3O_{10}][OH]_2 \text{ або } R^{\cdot}R_3^{\cdot\cdot\cdot}[AlSi_3O_{10}][OH]_2$$

де $R^{\cdot}$ = K;
$R^{\cdot\cdot\cdot}$ = Al, часто Fe^{3+}, Mn^{3+}, зрідка Cr^{3+}, V^{3+}, в окремих випадках Ti^{4+};
$R^{\cdot\cdot}$ = Mg, часто Fe^{2+}, Mn^{2+}, а також Li^{+} та ін.

Іон Na^{+} у складі слюд зрідка бере участь у помітних кількостях, а Ca^{2+} і Ba^{2+} зазвичай відсутні. Іон гідроксилу може заміщати F (головно у магнієвих і літієвих слюдах).

Отже, в мінералах групи слюди встановлюються широкі ізоморфні суміші, у котрих, з одного боку, зазвичай, Mg^{2+} заміщає Fe^{2+}, Al^{3+}–Fe^{3+}, а з іншого, − безсумнівно, існують гетеровалентні ізоморфні заміщення $Mg^{2+}(Fe^{2+})$−$Al^{3+}(Fe^{3+})$ тощо.

Усі мінеральні види групи слюди кристалізуються у моноклінній сингонії, причому форми кристалів наближені до гексагональних. Кристалічні структури є типовими шаруватими. Цікавою є поведінка Al у кристалічних структурах. Цей елемент у вигляді алюмокисневих тетраедричних груп входить лише частково до складу комплексного аніону, заміщаючи одну чверть кремнекисневих тетраедрів. Надлишок його бере участь у складі катіонів уже шестерної координації, заміщаючи катіони Mg. Імовірно, аналогічно поводить себе також Fe^{3+} у складі сильно залізистих слюд.

Фізичні властивості слюдоподібних мінералів, незважаючи на відмінності у хімічному складі, здебільшого ідентичні, оскільки однотипними є кристалічні структури цих мінералів. Вони залежать від особливостей кристалічної структури. Будова плоских сіток (листів, шарів) відображається найперше на

зовнішньому вигляді кристалів, які відзначаються симетрією, дуже близькою до гексагональної. Шарувата будова кристалічної структури створює для них можливість розщеплятися на тонкі листочки, ступінь пружності яких для різних груп мінералів неоднакова. Два гексагональні шари кремнекисневих тетраедрів своїми активними сторонами повернуті один до одного, зчеплені в один плоский пакет з допомогою “бруситового” шару із $Mg[OH]_2$, що розташований між ними (рис. 25).

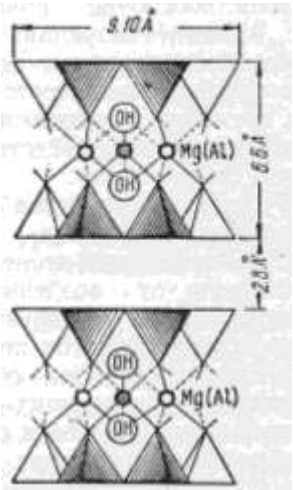


Рис. 25. Розташування “бруситового” шару із $Mg[OH]_2$ у структурі слюди

“Бруситовий” шар нейтралізує загальний негативний заряд двох тетраедричних шарів $[Si_2O_5]^{2-}$. Позитивний заряд “бруситового” шару досягається тим, що при входженні у структури він ніби губить частину гідроксилів (їхні місця займають активні іони оксисену радикалів $[Si_2O_5]$). Утворення такого плоского пакету можна зобразити у вигляді рівняння:

$$[Si_4O_{10}] + 3Mg[OH]_2 - 4[OH] = Mg_3[Si_4O_{10}]\,[OH]_2 \text{ (}\textit{тальк}\text{)}$$

“Бруситовий” шар може бути заміщений “гідраргілітовим” шаром – $Al[OH]_3$. Тоді, аналогічне рівняння буде мати такий вигляд:

$$[Si_4O_{10}] + 2Al[OH]_3 - 4[OH] = Al_2[Si_4O_{10}]\,[OH]_2 \text{ (}\textit{пірофіліт}\text{)}$$

У структурах обох мінералів (тальк, пірофіліт) пакети відзначаються дуже міцним внутрішнім зв’язком, який майже повністю компенсований. Тому такі пакети зв’язані між собою залишковими, дуже слабкими вандерваальсовими силами (на зовнішніх плоских стінках пакетів іони оксисену у кожному

тетраедрі SiO_4 зв'язані з двома іонами Si, а значить, не залишається активного валентного зв'язку для міцного зчеплення пакетів між собою). Цим пояснюється дуже низька твердість тальку і пірофіліту, надзвичайно легка здатність цих мінералів розщеплюватись на елементарні пластинки, які не мають пружності.

У тих слюдоподібних мінералах, у яких частина іонів Si^{4+} заміщаються іонами Al^{3+} (у тій же четвертній координації), спостерігаються суттєві зміни властивостей. Заміна одного іону Si^{4+} на іон Al^{3+}, як і в амфіболах, призводить до збільшення негативного заряду в аніонному радикалі на одиницю. У результаті, зовнішні плоскі стінки пакету стають активними. Для нейтралізації набутого заряду у простір між пакетами входять одновалентні крупні катіони K^+, які можуть розташовуватися тільки у великих співмірних "пустотах", або гексагональних кільцях кремнекисневих тетраедрів. Отже, виникає відносно міцний зв'язок між пакетами. Як наслідок, твердість таких мінералів (типових слюд) стає значно вищою, ніж у тальку чи пірофіліту. Відщеплені тонкі листочки типових слюд мають вищу пружність, тобто здатність при згинанні повертатись у початкове положення.

Якщо в аніонному радикалі Si_4O_{10} два іони Si^{4+} заміщені двома іонами Al^{3+}, то негативний заряд у ньому зростає до 2. У цьому випадку, такий заряд може бути компенсований уже двовалентними катіонами, наприклад Ca^{2+}, іони якого (менші за розміром) розташовуються в інших місцях, ніж іони K^+. Таке суттєве збільшення міцності між пакетами, суттєво змінює властивості слюдоподібних мінералів: твердість зростає, розщеплення затруднене, розщеплені пластинки стають ламкими. Тому, такі мінерали об'єднані у групу *крихких слюд*.

До мінералів групи слюди входять:

- *мусковіт* (калійна слюда, глиноземиста слюда) $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$;
- *серицит* (тонколускуватий різновид мусковіту);
- *біотит* (залізисто-магнезіальна слюда) $K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$;

- *флогопіт* (магнезіальна слюда) $KMg_3[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$.

Відповідно до особливостей хімічного складу слюди поділяються на такі підгрупи:

1) підгрупа біотиту (магнезіально-залізисті слюди);

2) підгрупа мусковіту (алюмінієві слюди);

3) підгрупа лепідоліту (літієві слюди).

До підгрупи біотиту відносяться залізисто-магнезіальна слюда біотит, і магнезіальна – флогопіт.

Слюди представляють собою велику групу мінералів досить різного хімічного складу.

Середній склад мусковіту коливається у таких межах: SiO_2 38,85–53,01 %; Al_2O_3 23,56–46,19 %; Fe_2O_3 до 8,33 %; FeO до 6,55 %; CaO до 3,93 %; MgO до 8,9 %; MnO до 2,48 %; Na_2O 0,33–4,25 %; K_2O 2,3–13,91 %; F 0,15–4,77 %; H_2O 2,04–9,99 %.

Середній склад біотиту: SiO_2 36,4 %; TiO_2 1,15 %; Al_2O_3 16,9%; Fe_2O_3 7,58 %; FeO 14,6 %; CaO 0,88 %; MgO 9,3 %; MnO 0,48 %; Na_2O 1,12 %; K_2O 8,1 %; F 0,15–4,77 %; H_2O 2,04–9,99 %. Співвідношення $SiO_2 : R_2O_3$ становить 1,84.

Один із представників флогопіту на Уралі має склад: SiO_2 39,8 %; Al_2O_3 15,6 %; Fe_2O_3 3,98 %; CaO 0,29 %; MgO 25,1 %; Na_2O 0,83 %; K_2O 9,9 %; H_2O 2,7 %. $SiO_2 : R_2O_3 = 3,2$.

У середньому, молярні співвідношення $SiO_2 : R_2O_3$ у слюдах коливаються від 1,5 до 3,5.

Слюди дуже поширені в ґрунтах і породах. Значну кількість слюди можна зустріти в алювіальних ґрунтах, ґрунтах пустель, в іригаційних наносах.

У давніх корах вивітрювання і ґрунтах тропічних широт слюди є значно менш поширеними.

У кислих вивержених породах і розвинених на них ґрунтах зустрічається переважно світла слюда (мусковіт), в основних – темна слюда (біотит).

Кількість слюди в ґрунтах зумовлена не тільки складом первинної породи, але й сортуванням компонентів породи при перевідкладанні їх вітром чи водою.

Розмір зерен слюди може бути різний. При гранулометричному аналізі слюди потрапляють у різні фракції, в т. ч. передколоїдну і колоїдну.

Розрізняють декілька модифікацій слюди: 1M, $2M_1$, $2M_2$, 3T. Символ 1M означає одношарову моноклінну форму слюди. Символи $2M_1$ і $2M_2$ – два типи двошарової моноклінної форми слюди. 3T – тришарову тригональну слюду. Крім того, виділяють 1Md, що відповідає недосконалому іліту. Рентгенограми цих модифікацій слюди дещо відрізняються одна від одної.

Загалом слюди відносяться до тришарових (триповерхових) мінералів. Тобто їхня кристалічна структура складається з чергування двох шарів кремнекисневих тетраедрів і одного шару алюмогідроксильних октаедрів. Між тетраедричними шарами двох суміжних пакетів локалізується іон K^+ (рис. 26).

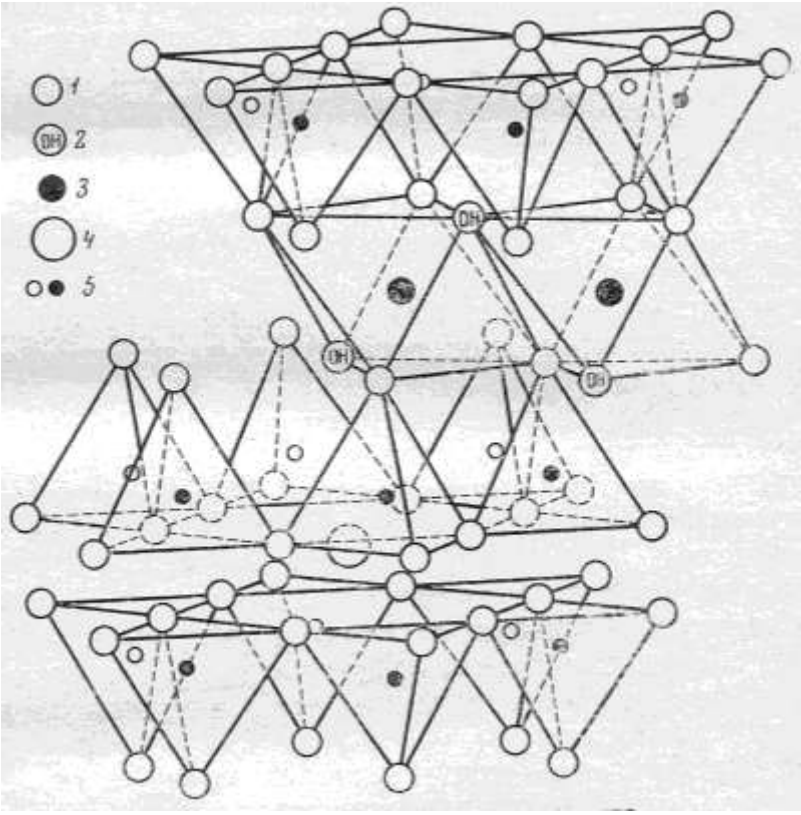


Рис. 26. Схематичне зображення структури мусковіту

1– оксисен, *2* – гідроксили, *3* – алюміній, *4* – калій, *5* – силіцій (на ¼ заміщений алюмінієм)

Слюди можуть утворюватися з різних первинних мінералів. Вони самі є здебільшого первинними мінералами. Їх також можна синтезувати в штучних умовах за високих температур і тиску. Питання про синтез слюди в нормальних природних умовах досконало не вивчене. Хоча цей процес має назву *ілітизація*.

Слюди є гідрофільними мінералами. Причому, їхня гідрофільність є різною, що залежить від дисперсності слюди. Чим дисперсніші слюди, тим вища їхня гідрофільність.

Загалом слюди мають велике значення для формування агрохімічних і фізичних властивостей ґрунтів. Вони, особливо мусковіт, є основним джерелом K^+ для рослин. Уже з тонкодисперсного мусковіту добре засвоюється K^+ в іонній формі. Під час переходу слюди в гідрослюду, мобільність і доступність калію збільшується.

Енергія вбирання K^+ колоїдами велика, внаслідок чого у ГВК багатьох ґрунтів вміст калію становить 0,5–10 ммоль / 100 г ґрунту. Валовий вміст калію в мулі становить від 2 до 3 %, зрідка більше.

У деяких ґрунтах (червоноземи, латерити) спостерігається нестача калію, що зумовлено малим вмістом слюд і гідрослюд, і навпаки, збагачення їх на каолініт, котрий майже не містить калію.

Деякі вчені зазначають, що частина увібраного K^+ при висушуванні ґрунту переходить у необмінну форму і стає малодоступним рослинам. Це пояснюється защемленням великих за розміром іонів K^+ у мікроагрегатах, котрі зцементовані колоїдами, а також у міжплощинному просторі кристалічної ґратки слюди чи гідрослюди, через близькість діаметру іону K^+ до розміру гексагональних порожнин тетраедричної сітки.

Якщо в ґрунті багато грубозернистої слюди, тоді вони підвищують водо- і повітроємність ґрунту. Тобто, в такому разі слюда діє на ґрунти аналогічно кварцу чи польовим шпатам.

Ємність вбирання слюди залежить від їхньої дисперсності і коливається від 10 до 30 ммоль/100 г ґрунту. Якщо слюди мають достатній розмір, що дає

змогу розглядати їх у мікроскоп, тоді їх діагностують за переломленням світла, ефектом погасання, формою і забарвленням. Високодисперсні слюди діагностують з допомогою рентгенографічного і термічного методів.

У мікроскопі осколки слюди мають неправильну форму у вигляді напівпрозорих пластинок. Краї кристалів можуть мати різкі або кородовані обриси у результаті вивітрювання.

У мулистій і колоїдній фракціях ґрунтів і порід K^+ головно зв'язаний з гідрослюдами. Слюди і гідрослюди часто утворюють з набухаючими мінералами (монтморилоніт і вермикуліт) змішаношаруваті мінерали – слюда-смектити, слюда-вермикуліти.

У деяких слюдоподібних мінералах між шаруватими пакетами, які відзначаються слабким залишковим зв'язком, розташовуються "бруситгідраргілітові" пакети (у хлоритах), інколи навіть шари молекул води H_2O (гідрослюди).

7. 4. Хлорити

Мінерали, які входять до складу групи хлоритів, за багатьма характеристиками нагадують слюди і глинисті мінерали. Кристалізуються вони у моноклінній сингонії, відзначаються слюдоподібною доброю спайністю по *(001*), низькою твердістю і незначною щільністю.

Хлорити відносяться до того ж підкласу силікатів з неперервними шарами тетраедрів у кристалічних структурах, що й слюди. З хімічного погляду, хлорити є алюмосилікатами Mg, Fe^{2+}і Al, почасти Ni, Fe^{3+}, Cr^{3+}. За умовами утворення вони належать до не гіпергенних первинних мінералів, але можуть бути і вторинними мінералами. Шарувата структура робить їх подібними не тільки до слюди, але й до глинистих мінералів. Унаслідок специфічного хімічного складу для більшості хлоритів характерне пляшково-зелене забарвлення, яке стало основною причиною загальної назви цієї групи мінералів ("хлорос" *з грец.*– зелений).

Хлорити присутні у різних фракціях, як розміром менше 0,001 мм, так і крупніших. Кристалічна ґратка хлоритів складається із чергування шарів “слюдяного” і “бруситового” типів. За цією ознакою їх можна умовно вважати змішаношаруватими мінералами (рис. 27).

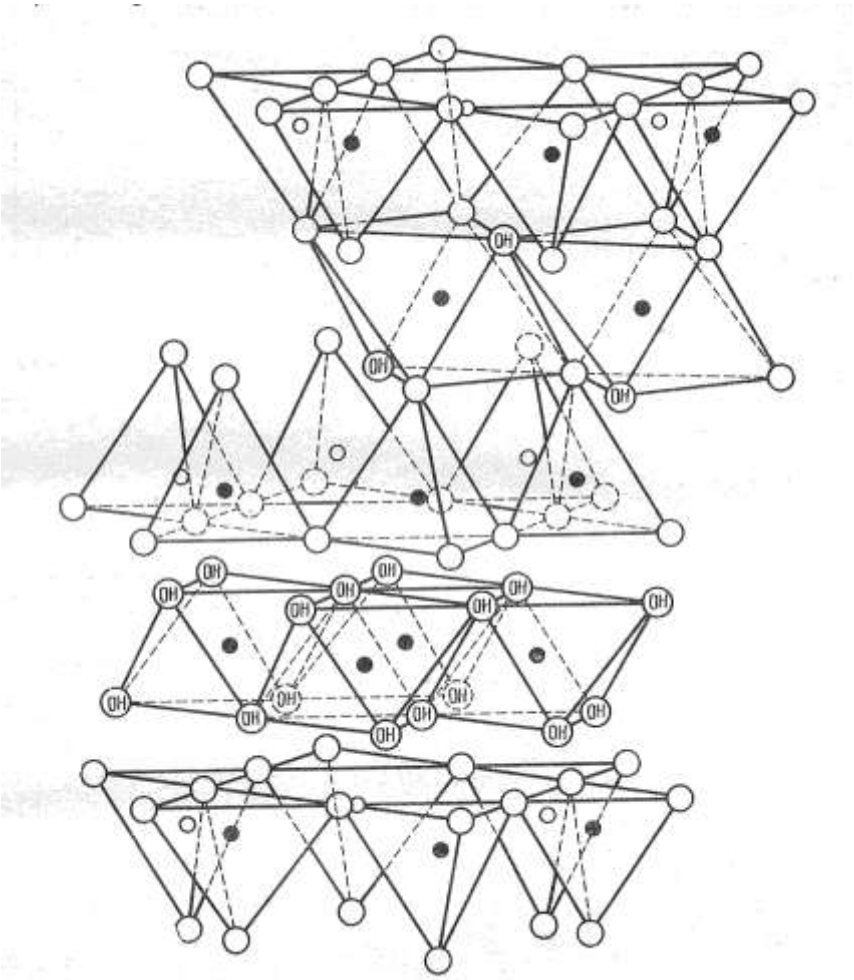


Рис. 27. Схематичне зображення структури хлориту

Хлорити мають вигляд оолітів і лусочок, які, на відміну від слюди, є крихкими. Діагностика високодисперсних хлоритів проводиться головно з допомогою рентгенографічного методу, а грубозернистих – оптичним методом. Через подібність базального відображення хлоритів з відображенням інших мінералів, визначати хлорити важко, особливо якщо їх мало в ґрунті. Залізисті хлорити легко розчиняються у розведеній хлоридній кислоті при нагріванні, а залізисто-магнезіальні хлорити є відносно стійкими до кислот. При нагріванні хлорити втрачають воду із бруситових шарів при 570–620°С, із

алюмосилікатних при 765–860°С. Ця властивість дає змогу діагностувати хлорити термічним методом.

Залежно від хімічного складу існує досить велика кількість назв окремих різновидів хлоритів. До мінералів групи хлориту відносяться такі найпоширеніші різновиди: *кліноклор, прохлорит, шамозит*.

Із фізичних властивостей кристалічних хлоритів найхарактернішою є та, що тонкі листочки, які легко розщепляються, хоч і є гнучкими, проте не володіють пружністю (зберігаються у зігнутому положенні). Ця властивість пов'язана із особливостями кристалічної будови хлоритів. Подібність структури хлоритів із слюдами полягає у шаруватості пакетів. Але спільні для обох мінералів шаруваті пакети складу $(Mg, Al)_3[Si_3AlO_{10}][OH]_2$, у слюдах перешаровуються з листами сильних катіонів одновалентних лужних або двохвалентних лужноземельних металів, тоді як у хлоритах їхні місця займають "бруситові" шари, що мають замість $Mg_3[OH]_6$ склад $Mg_2Al[OH]_6$ із залишковим позитивним зарядом, який рівний одиниці (подібно до K^+ у слюдах). Ці шари слабо зв'язані з горішніми і долішніми шаруватими пакетами. Однак зазначені зв'язки все ж сильніші, ніж у мінералах групи слюди. На це вказує відносна важкість розщеплення і більша твердість хлоритів відносно слюд.

7. 5. Піроксени і амфіболи

Найважливішими представниками силікатів (підклас В) із неперервними ланцюжками тетраедрів SiO_2 у кристалічних структурах є *піроксени* і *амфіболи*. Їх вважають типовими метасилікатами. Незважаючи на суттєві відмінності у кількісних співвідношеннях складових компонентів, ці мінерали мають декілька спільних характерних зовнішніх рис: аналогічний вигляд кристалів, подібні кристалічні структури, однаковий ступінь вираження спайності, багато спільного в оптичних властивостях, близькі значення щільності і твердості тощо.

Катіони у піроксенах і амфіболах представлені головно такими елементами: Mg^{2+}, Fe^{2+}, Ca^{2+}, Na^{+}, інколи Li^{+}, а також Al^{3+}, Fe^{3+}. Серед аніонів трапляються: $[SiO_4]^{4-}$, інколи $[AlO_4]^{5-}$, а також $[OH]^{1-}$, F^{1-} і Cl^{1-} (в амфіболах).

Найбільш поширені у природі залізисто-магнезіальні піроксени і амфіболи, які є важливими породотворними мінералами у багатьох вивержених гірських породах. Загальна їхня кількість досягає 16 % від ваги земної кори.

Підклас В ланцюжкових силікатів складається із трьох типів мінералів: силікати із одинарними аніонними ланцюжками, що представлені групою *піроксенів*; силікати зі здвоєними аніонними ланцюжками (стрічками), що представлені групою *амфіболамів*; силікати з аніонними стрічками, представлені групою *воластоніту* (рис. 28).

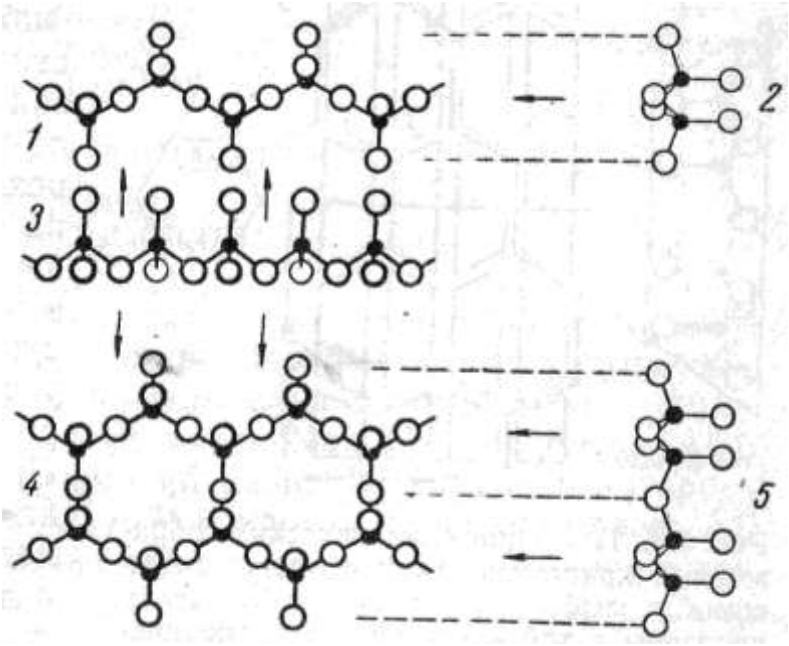


Рис. 28. Кремнекисневі ланцюжки у трьох проекціях
в піроксенах: 1, 2, 3; в амфіболах: 4, 5 і 3

Від залізисто-магнезіальних породотворних ортосилікатів (мінералів групи *олівіну*) піроксени й амфіболи відрізняються такими хімічними особливостями: а) містять більше SiO_2 (при нестачі SiO_2у сплавах утворюється олівін); б) крім Mg і Fe, в них досить суттєву роль відіграє Ca (в ортосилікатах роль Ca мізерна), з огляду на що тут широко представлені здвоєні сполуки (*діопсид, тремоліт* тощо); 3) багато піроксенів і амфіболів (особливо здвоєні

сполуки) часто вміщають домішки Al_2O_3, Na_2O, інколи Fe_2O_3 та інші (ортосилікати мають порівняно чистий склад).

Фізичні властивості піроксенів і амфіболів повністю відповідають їхній кристалічній структурі, яка досить суттєво відрізняється від структур ортосилікатів тим, що тут беруть участь витягнуті в одному напрямі (вздовж осі *c*) аніонні комплекси неперервно зв'язаних між собою кремнекисневих тетраедрів. Головні особливості мінералів цього підкласу зводяться до такого:

1. Кристалічні індивіди зазвичай витягнуті в одному напрямі (мінерали групи олівіну мають ізометричний вигляд). Це зумовлено тим, що зв'язок Si−O−Si, який має зазвичай неполярний характер, більш міцний, ніж зв'язок металічних катіонів Ca^{2+} і Mg^{2+}, що розташовані між ланцюжками і несуть невеликий заряд. Саме тому розщепити кристал уздовж осі *c* значно легше, ніж розірвати самі ланцюжки.

2. Порівняно з ортосилікатами тут різкіше проявляється спайність, причому характерно, що вона встановлюється по призмі згідно з витягнутістю індивідів.

3. Показники переломлення і подвійного переломлення порівняно з мінералами групи олівіну – нижчі.

4. Щільність (питома вага) піроксенів і амфіболів, завдяки відносно меншій упаковці іонів, дещо менша, ніж у відповідних мінералів групи олівіну.

Незважаючи на значну подібність кристалічної структури і властивостей, піроксени й амфіболи суттєво відрізняються один від одного: кількістю ланцюжків аніонних радикалів кремнекисневих тетраедрів ($[SiO_3]_\infty$ − піроксени, ($[Si_4O_{11}]_\infty$ − амфіболи); кутами призматичної спайності, яка паралельна витягнутим ланцюжкам; поперечною формою кристалів (*псевдотетрагональна* у піроксенів і *псевдогексагональна* в амфіболів).

Серед цього підкласу силікатів амфіболи є найбільш поширеними у якості мінералів ґрунтотворних порід. Вони відносяться до групи рогових обманок. Часто термін *рогова обманка* неправильно ототожнюють з терміном

амфібол. Варто підкреслити, що “амфібол” є узагальненою назвою для усіх мінеральних видів цієї групи, а роговою обманкою називають певний мінеральний вид, на рівні з іншими: *тремоліт, актиноліт, рогова обманка, глаукофан, арфведсоніт*. Натрапляємо на амфіболи у вивержених, осадових, метаморфічних породах, і в ґрунтах, що на них сформувались.

Амфіболи представляють собою магнієві силікати, котрі містять невелику кількість Al і Fe. При вивітрюванні амфіболи можуть переходити в інші мінерали. Належать до стрічкових силікатів. Колір – зеленкуватий, бурий, синюватий. Хімічний склад їхній досить складний. Зокрема, рогова обманка має такий хімічний склад: $Ca_2Na(Mg,Fe^{2+})_4(Al,Fe)[(Si,Al)_4O_{11}]_2(OH)_2$.

Незважаючи на значну поширеність і різноманіття хімічного складу, всі амфіболи за багатьма фізичними і хімічними властивостями подібні між собою. Умови утворення амфіболів дещо інші, ніж у піроксенів. Наявність в амфіболах гідроксилу, фтору і хлору свідчить про те, що утворення їх у вивержених і метаморфічних породах зв’язане з участю мінералізаторів, що зумовили кристалізацію за відносно знижених температур. Часті заміщення амфіболами піроксенів вказують на порівняно пізні умови їхнього утворення.

Піроксени також трапляються в магматичних і метаморфічних породах. Це типові ланцюгові силікати: їхня кристалічна решітка збудована із простих одинарних ланцюжків кремнекисневих тетраедрів, між якими розташовуються катіони (Mg, Fe, Li, Mn, Ca). Характеризуються тим, що в них кремнекисневі тетраедри утворюють нескінченний ланцюжок (ланцюгові силікати).

Типовим представником піроксенів є *діопсид*. Піроксени можуть переходити в рогові обманки, а потім у гідроксид Fe, опал і глинисті мінерали.

7. 6. Цеоліти

Це велика група мінералів, що представляють собою водні алюмосилікати, головно Ca і Na, частково Ba, Sr, K і вкрай зрідка Mg і Mn. Незважаючи на невеликий ряд елементів, що представлені у цеолітах, останні

представлені досить значною кількістю мінеральних видів. Вони відрізняються між собою не стільки за вмістом води, скільки за співвідношеннями катіонів між собою, які часто не вкладаються у прості хімічні формули. Загальна хімічна формула цеолітів може бути відображена у такому вигляді:

$$Am[AlnSip\text{-}nO_2]t\bullet qH_2O, \text{ де } A = Ca, Na, Ba, K, Mn, Mg, Sr.$$

Яких-небудь чітких співвідношень між вмістом лугів і кремнезему у різних мінералах не спостерігається. Про ці мінерали ще багато чого невідомо. Але вони вирізняються низкою спільних, дуже своєрідних властивостей, тому утворюють особливу групу мінералів.

З допомогою рентгенографічного аналізу ще у 30-х роках XX ст. вдалося розшифрувати структуру цеолітів. Встановлено, що вони складаються з тетраедрів SiO_4 і AlO_4, котрі утворюють каркаси (рис. 29).

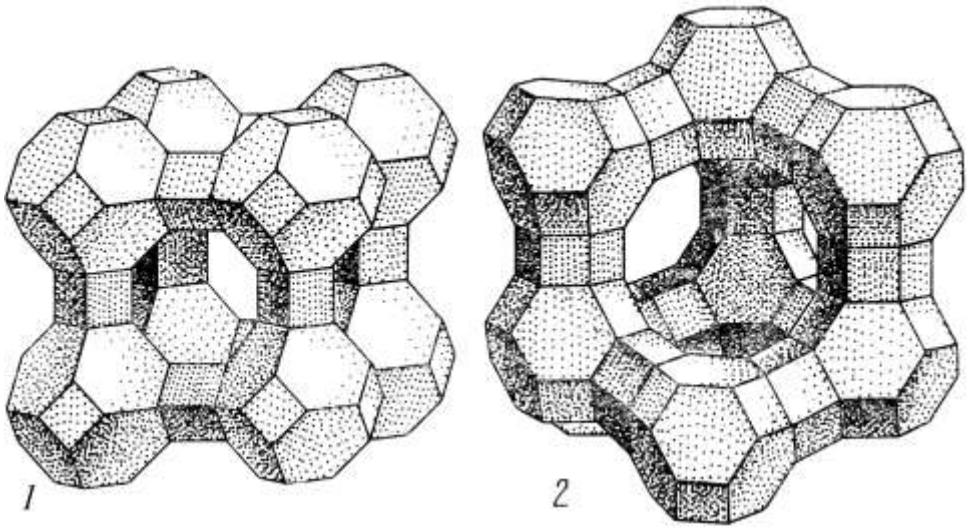


Рис. 29. Схематичне зображення структури цеолітів

1 – кубооктаедри цеолітів тип А; *2* – фожазит

Алюмосилікатний остов пронизаний з’єднаними між собою порожнинами і каналами у декілька ангстрем (Å). Ця особливість цеолітів сприяє дифузії і вільному обміну катіонів, що компенсують негативний заряд каркасу, а також сприяють вбиранню води. Усередині великої порожнини шабазиту вміщається 13 молекул води.

Рентгенометричні дослідження показують, що кристалічні структури цеолітів складаються із каркасів алюмокремнекисневих тетраедрів, які відрізняються від інших типів каркасних структур тим, що порожнини в них представлені ширшими “каналами”. Така більш відкрита кристалічна жорстка основа містить у собі слабо зв’язані з нею молекули води. При обережному нагріванні вода випаровується без руйнування кристалічної структури. Видалена таким чином вода, потім знову може бути увібрана у початкових кількостях, або замінена молекулами інших речовин (сірководень, етиловий спирт, аміак тощо). Причому, кристалічне середовище зберігає свою однорідність, змінюються тільки оптичні властивості. Звідси випливає, що вміст води у цеолітах мінливий і залежить від зовнішніх умов (температури і пружності водяної пари у навколишньому середовищі). Так звана цеолітна вода саме тим і відрізняється від кристалізаційної, що при нагріванні вона видаляється не скачками за відповідних температур, а поступово.

Катіонна ємність цеолітів досягає кількох сотень ммоль / 100 г, тобто більша, ніж у монтморилоніту. Вода із цеолітів видаляється поступово, а при температурі 150–200°С повністю.

Сімейство цеолітів досить велике. У ранніх класифікаціях (30-ті роки XX ст.) цеоліти поділені на три типи: 1) з жорсткими каркасами – *анальцим*, *шабазит*; 2) з жорсткими каркасами, що зв’язані між собою не жорстко – *натроліт* і його аналоги; 3) з каркасами певних розмірів. Потім зясувалося, що третій клас є нереальним.

Відповідно до структури цеоліти бувають ізометричні, волокнисті і пластинчасті. На основі дослідження будови алюмокремнієвого остову, у 70-х роках минулого століття, виділено вісім груп цеолітів: анальцим, натроліт, філіпсіт, ломонтін, морденіт, гейландит, шабазит, фожазит.

Цеоліти дуже поширені в ґрунтах, породах, осадах прісноводних і солених озер, морів, океанів. При підйомі дна водних басейнів цеоліти опиняються на поверхні, а потім у ґрунті. Але головний шлях їхнього

утворення розвивається за низьких температур і тиску. Вони можуть бути продуктами змін основного плагіоклазу. Утворення цеолітів спостерігали у лужних ґрунтах (сіроземах, солонцях) і в ґрунтотворних породах давнього і сучасного віку.

Утворення цеолітів розвивається шляхом взаємодії розчинів, переважно солей натрію і кальцію, у порожнинах і каналах ґрунтів і ґрунтотворних порід, з алюмосилікатами і кремнієвими сполуками, що містяться в аморфній частині ґрунтів, у тому числі органічних залишках. Реакція особливо імовірна у порах і тріщинах при заповненні їх водою. Відомі випадки утворення цеолітів за участю глинистих і темнозабарвлених мінералів. У процесі еволюції цеоліти одного типу переходять в інші типи. Наприклад, гейландит заміщується *ломонтіном, філіпситом, птілолітом, еріонітом, шабазитом і анальцимом*. Процес синтезу цеолітів трактують як діагенез, епігенез, ранній метаморфізм за широкого діапазону температури і тиску.

Утворенню цеолітів протидіє низька розчинність солей алюмінію і кремнезему. Вони утворюються за сприятливої реакції середовища, окисно-відновних умов і вологості. Характерними супутниками цеолітів є *кальцит, доломіт, халцедон, опал, сесквіоксиди і глинисті мінерали*.

Цеоліти можна приготувати у лабораторних умовах або поза ними. Вони використовуються як адсорбенти. Співвідношення SiO_2 : Al_2O_3 коливається у широких межах від 2 до 12. Зафіксована навіть швидкість утворення цеолітів. У Франції виявлені цеоліти у стінах будинків віком 2 тис. років. У штучних умовах за температури 230°С вдалось синтезувати цеоліт за 17 днів.

Розмір кристалів цеоліту переважно 0,1–0,01 мм, але їх знаходили також у мулі і колоїдах. Цей факт ще раз доводить необхідність мінералогічних досліджень усіх фракцій ґрунтів і порід. При руйнуванні грубих фракцій, цеоліти потрапляють у мулисту фракцію.

На земній кулі є багато родовищ цеолітів: різні райони Руської платформи, Закавказзя, Північний Кавказ, Урал, Казахстан, США, Африка тощо.

7. 7. Кварц і мінерали групи кремнезему

До цієї групи мінералів крім самого *кварцу*, входить *тридиміт, христобаліт, халцедон* (волокнистий приховано-кристалічний різновид кремнезему), *опал* (аморфний мінерал $SiO_2 \cdot nH_2O$) і *аморфний порошкоподібний і колоїдний кремнезем*. Усі вони мають однаковий, дуже простий хімічний склад – SiO_2. Ці мінерали представляють собою довгий ряд поліморфних модифікацій.

Завдяки своїй кристалічній будові вони займають дуже особливе місце серед оксидів. Їхні кристалічні структури мають пряме відношення до силікатів. На цій підставі деякі автори цюу групу мінералів розглядають у розділі – *силікати*. Оскільки кварц за своєю хімічною природою є типовим оксидом, то не буде помилкою відносити його до розділу оксидів.

Із довгого ряду поліморфних модифікацій SiO_2 три головні мінеральні форми мають кристалічну структуру і самостійні назви: *кварц, тридиміт і христобаліт*. Їхні модифікації прийнято позначати з приставкою грецьких букв α і β. Деякі автори дотримуються зворотного позначення: більш низькотемпературну модифікацію α-кварц вони позначають як β-кварц, а α-хритобаліт – β-христобаліт тощо. У природі поширений також гідратований кремнезем – *опал* $SiO_2 \cdot nH_2O$.

Загальний ряд поліморфних перетворень виглядає так:

$$\alpha\text{-кварц} \xleftrightarrow{573^\circ} \beta\text{-кварц} \xleftrightarrow{870^\circ} \beta\text{-тридиміт} \xleftrightarrow{1470^\circ} \beta\text{-христобаліт} \xleftrightarrow{1713^\circ} \text{сплав}$$

Крім того, для тридиміту і христобаліту в області низьких температур у сильно переохолодженому стані відомі такі поліморфні перетворення:

α-тридиміт $\leftrightarrow$ β-тридиміт і α-христобаліт $\leftrightarrow$ β-христобаліт.
130° 180–270°

Кристалічна структура кварцу, як і других поліморфних модифікацій, характеризується тією особливістю, що іон Si^{4+} завжди знаходиться у четвертному оточенні іонів O^{2-}, що розташовані у вершинах тетраедру (рис. 30):

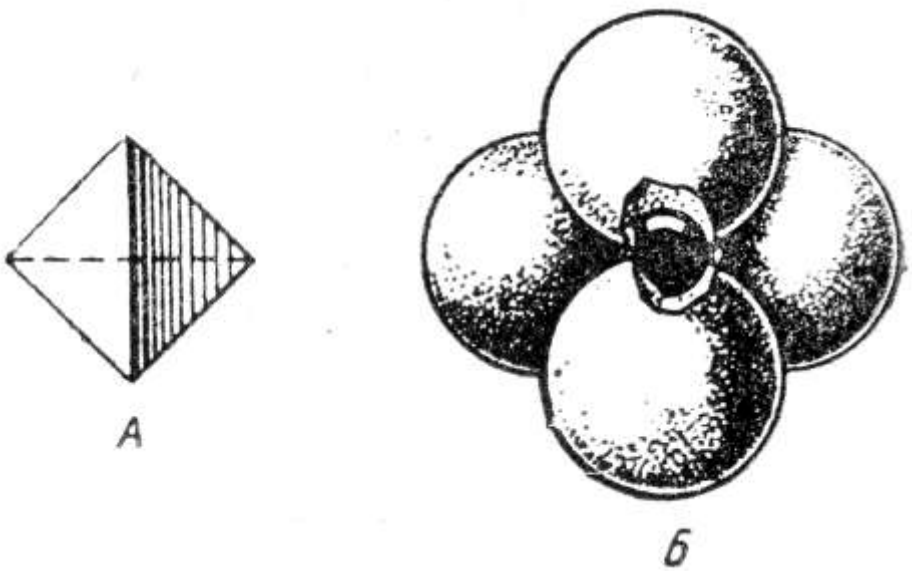


Рис. 30. Кристалічна структура кварцу:

А – тетраедр, поставлений на ребро (вершини його є центрами іонів оксигену в тетраедричній групі $[SiO_4]$ (*Б*), всередині якої розташований іон Si^{4+}

Кожна вершина такого тетраедру одночасно є вершиною іншого, суміжного тетраедру. Отже, кристалічні структури цих мінералів складаються ніби із каркасів тетраедрів, що зчеплені між собою (див. рис. 22). Спосіб зчеплення в усіх модифікаціях однаковий (через вершини тетраедрів), але орієнтація і загальна симетрія в їхньому розташуванні різна. Упаковка іонів оксигену не щільна: у каркасах є шпаринки між тетраедрами. У низькотемпературних модифікаціях вони мають маленькі розміри, а у високотемпературних, більш “рихлих” не щільно збудованих модифікаціях, щілинки крупніші. У прямій залежності від цього знаходиться щільність і показники переломлення.

Оскільки кожен іон оксигену є спільним для двох суміжних тетраедрів SiO_4, то він усюди розташований між двома іонами силіцію, тоді як кожен іон Si^{4+}знаходиться у четвертній координації іонів оксигену. Звідси й координаційні числа 2 і 4. При скрупульозному розгляді тетраедрів SiO_4 легко побачити, що кожен позитивний іон Si^{4+} погашає тільки половину негативної валентності кожного оточуючого його іону O^{2-}. Проте, оскільки кожен іон оксигену одночасно належить другому тетраедру, тоді так само одночасно погашається і друга половина його заряду. Отже, загалом хімічна формула сполуки буде SiO_2.

Кварц є найбільш поширеним представником окристалізованого оксиду силіцію SiO_2. Він трапляється в усіх ґрунтах, крім тих, що сформувались на не кварцових породах. Кварц є одночасно оксидом і силікатом з каркасною структурою. Розчинність кварцу мізерна.

Стійку за низьких температур модифікацію *α*-кварц – SiO_2, зазвичай називають просто *кварцом*. Походження його назви невідоме. Кварц є не тільки одним із найбільш поширених у земній корі мінералів, він також найкраще вивчений. Низькотемпературна модифікація *α*-кварц за своєю кристалічною структурою лиш частково відрізняється від *β*-кварцу (рис. 31).

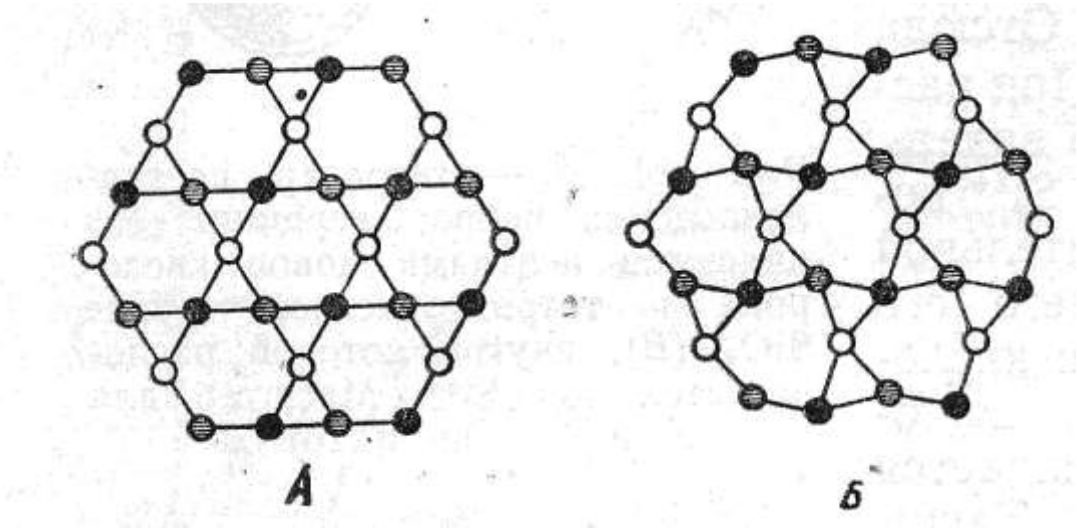


Рис. 31. Співвідношення у кристалічних структурах *β*-кварцу (*А*) і *α* – кварцу (*Б*): показані тільки іони силіцію, висотне положення яких позначене по-різному затіненими кружками

При поліморфному перетворенні високотемрної модифікації у низькотемпературну, відбувається незначне зміщення центрів кремнекисневих тетраедрів, у результаті чого ущільнюється кристалічна ґратка і зменшується її симетрія. При цьому тип зв'язку між тетраедричними групами не змінюється.

Крім яскраво виражених кристалічних модифікацій (α- і β-кварц), у природі трапляються приховано-кристалічні різновиди кварцу, які відзначаються волокнистою будовою: *халцедон і кварцин*, які відрізняються між собою тільки за оптичним знаком.

Цікавим різновидом гідратованого оксиду силіцію є аморфний мінерал – *опал* $SiO_2 \cdot nH_2O$, що представляє собою типовий твердий *гідрогель*. Опал буває декількох різновидів – *благородний опал* (відзначається опалесценцією), *гідрофон* (легкий, сильно пористий опал), *галіт* (сталактитовий опал). Походження назви "опал" також невідоме. Його хімічний склад не постійний. Вміст води коливається від 1 до 5, вкрай рідко досягає 34 %. Воду опал втрачає навіть при висушуванні в ексикаторі. Зазвичай опал спостерігається у щільних склоподібних масах з натічною зовнішньою формою.

Опал є головною складовою деяких організмів, формуючи панцирі діатомей, спікули губок, скелети радіолярій, частково деяких форамініфер і мшанок, для котрих колоїдні розчини (золі) кремнезему є поживою. Завдяки наявності кремнезему скелети цих організмів добре зберігаються у викопному стані навіть у найдавніших відкладах. Гідроксиди кремнезему входять також до складу соломи злаків, твердих вузлуватих наростів на стеблах хвощів, бамбуку та інших рослин, які своїми коренями вбирають з ґрунту золі кремнезему. Ці золі здатні проникати у відмерлі стовбури, заміщаючи живі колись клітини рослин. Акумулюючи в судинах і клітинах опал, його золі повністю їх заміщають, зберігаючи всі деталі будови рослин ("дерев'янистий опал"). Часто такі скам'янілі рештки стовбурів рослин знаходять у болотних ґрунтах.

Сам собою опал є безколірним. Завдяки різним домішкам, особливо тим що містять залізо та інші хромофори, він буває забарвлений у різні відтінки

жовтого, бурого, червоного, зеленого і чорного кольору. Блиск опалу скляний, у пористих мас – восковий або матовий. Для напівпрозорих різновидів характерна опалесценція (походження назви цього явища пов'язане саме з цим мінералом). Твердість опалу 5–5,5. Щільність – 1,9–2,5 г/см^3. Для щільних опалів характерні скляний вигляд і натічні форми мас. За зовнішніми ознаками опал має багато спільного із халцедоном, але менш твердий і містить менше води. Не плавиться і сильно розтріскується. В кислотах не розкладається, але досить легко розчиняється в КОН і HF. Безводний опал розчиняється у соді з шипінням (унаслідок виділення CO_2).

Опал часто відкладається з гідротермальних джерел і гейзерів у вулканічних областях у вигляді накипу (*кременистий туф, гейзерит*). Здебільшого опал утворюється в екзогенних умовах при розкладі силікатів у процесі вивітрювання найрізноманітніших за складом гірських порід, найчастіше ультраосновних. Кремнезем, що вивільняється при розпаді кристалічних структур силікатів, переходить спочатку у золь, при коагуляції якого він випадає у зоні елювію у вигляді жолваків натічної форми або відкладається метасоматичним шляхом, часто разом з гідроксидами заліза, алюмінію та інших елементів, на різних корінних породах.

Величезні маси опалу утворюються осадовим шляхом у вигляді пластів. Це відбувається у процесі коагуляції золів кремнезему, що привносяться річками у прибережні зони морів. До таких відкладів відносяться так звані *опоки, трепели, діатоміти, кізельгур (кремнієва мука)* тощо. Всі вони представляють собою пухкі або тонкопористі, інколи більш-менш міцні породи, які на поверхні часто перетворені у крейдяноподібні маси унаслідок механічної дії замерзлої води, що просочилася в них. Осадові породи, які містять у своєму складі опал (опоки, трепели і діатоміти), особливо поширені в палеоген-неогенових мілководних відкладах, у тому числі на південних схилах Карпат (поблизу Кошице).

Колоїдний кремнезем відрізняється здатністю до скам'яніння при метасоматизмі рослинних залишків, зокрема стовбурів дерев. Яким би шляхом не утворювався опал, він завжди зрештою поступово переходить у халцедон або кварц.

Отже, кварц і мінерали групи кремнезему мають не гіпергенне і гіпергенне походження. Вони утворюються в глибинах Землі за високих температур і тиску, а також на поверхні з гарячих джерел і при звичайному вивітрюванні і ґрунтоутворенні.

У ґрунтах завжди є значна кількість первинного кварцу. Інколи трапляється вторинний кварц, що має видовжені кристали. Невідомо, чи він має ґрунтове походження, чи для його утворення потрібен довший час. Можливо він успадкований від породи. Кварц утворюється в ґрунті також шляхом кристалізації фітолітарій.

Кварц відноситься до дуже стійких мінералів. На нього можна натрапити в усіх фракціях, найчастіше піщаній і пилуватих. У передколоїдній і колоїдній фракціях кварц трапляється часто у невеликих кількостях (2–3 %) разом з іншими кластогенними мінералами (польові шпати, плагіоклази). При вивітрюванні різних мінералів, а також з розчинів часто утворюються аморфні сполуки кремнезему. При розкладі рослин у ґрунт потрапляють кремнієві утворення – фітолітарії, котрі мають аморфну структуру. Аморфний кремнезем є складовою частиною діатомових водоростей.

Значення кварцу для властивостей ґрунтів велике. Від його кількості і розміру зерен залежить гранулометричний склад і багато фізичних властивостей: водопроникність, зв'язність, вологоємність. Кварц не вирізняється вбирною здатністю.

Завдяки стійкості кварцу до вивітрювання його вміст у тонких фракціях ґрунтів може слугувати непрямою ознакою інтенсивності вивітрювання у конкретних екологічних умовах.

Великі кристали кварцу діагностуються оптичним методом, а кварц передколоїдного і колоїдного розміру – рентгендифрактометричним і термічним методами.

Розділ 8

Глинисті мінерали

У цьому розділі висвітлено сучасні уявлення про структуру і властивості основних груп тонкодисперсних шаруватих силікатів ґрунтів і ґрунтотворних порід. Вчення про глинисті мінерали настільки важливе для розуміння природи властивостей ґрунту, що сформувалось у самостійний розділ циклу наук про Землю. Це пов'язано із великою хімічною активністю і високим ступенем дисперсності глинистих мінералів. Недарма мулисту фракцію ґрунту, до якої входять гумус і високодисперсні глинисті мінерали, називають фракцією родючості.

Глинисті та інші високодисперсні мінерали, які трапляються у земній корі та ґрунтах, представлені зазвичай кристалічними сполуками, тобто часточками, у котрих атоми та іони чергуються за визначеними законами, формуючи кристалічну ґратку. Кожна кристалічна речовина вирізняється своїм власним законом чергування атомів та іонів у ґратці.

8. 1. Класифікація глинистих мінералів

Загальними принципами кристалохімічної класифікації глинистих мінералів, які відносяться до підкласу шаруватих силікатів є: співвідношення кількості тетраедричних і октаедричних сіток у структурному пакеті; характер заповнення октаедрів в октаедричному шарі; величина і положення заряду в кристалічній ґратці (табл. 8. 1).

Таблиця 8.1

Принципи класифікації тонкодисперсних шаруватих силікатів

Тип заповнення октаедричного шару	Співвідношення тетраедричних і октаедричних сіток у пакеті (тип пакету)				
	1 : 1 (двошаровий пакет)	2 : 1 (тришаровий пакет)			2 : 1 : 1 (чотиришаровий пакет)
Диоктаедричний	Група *каолініту* Група *галуазиту*	Група диоктаедричного *монтморилоніту*	Група диоктаедричного *вермикуліту*	Група диоктаедричних *слюд та ілітів*	Група диоктаедричних *хлоритів*
Триоктаедричний	Група	Група *сапоніту*	Група	Група	Група

	серпентину		триоктаедрично-го вермикуліту	триоктаедрич-них *слюд та ілітів*	триоктаедричних *хлоритів*

Усі глинисті мінерали у цьому розділі (крім сапоніту і серпентину, котрі мало поширені у ґрунтах) розглядаються за єдиною схемою у закономірній послідовності: будова кристалічної ґратки і морфологія часток, сорбційні властивості, походження (ґенеза), вплив на ґрунтові властивості. Дотримання цієї схеми дає змогу зрозуміти, як кристалохімічна структура кожної групи мінералів визначає їхню поведінку в ґрунті, впливаючи на його функціональні властивості. Крім того, охарактеризовані деякі інші тонкодисперсні шаруваті глинисті мінерали, які не увійшли в цю таблицю, але часто трапляються у складі тонкодисперсних фракцій ґрунтів.

У наступному розділі додатково розглянуто також мінерали, які відносяться до глинистих мінералів у широкому розумінні цього слова, але являють собою тонкодисперсні не шаруваті силікати.

8. 2. Мінерали групи каолініту (кандити)

Старовинна назва цього мінералу перейшла від китайців.“Кау-лінг” *з кит.* – висока гора (так називалося родовище *каолінової глини*). У Центральній Азії досить поширені глинисті плато, складені каоліновими глинами. Домінуючим мінералом цих відкладів є *каолініт*. Синонімом терміна “мінерали групи каолініту” є термін “*кандити*”, який у науковій літературі вживається зрідка. Каолінові глини легші за гранулометричним складом, порівняно з монтморилонітовими. В Україні досить поширені каолінові глини глухівського, глуховецького і маріупольського родовищ, з вмістом мулистої фракції розміром <1 мкм, відповідно – 95,6, 46,9 і 10,3 %.

У ґрунтах і ґрунтотворних породах найбільш поширеними двошаровими силікатами групи каолініту є: власне *каолініт* $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$ або $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$, *дікіт* $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$, *накріт* $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$ і *галуазит* $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}] \cdot 4H_2O$, який при неповній гідратації містить менше двох

молекул води $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]\cdot 2H_2O$. Найбільш поширеними серед них є каолініт і галуазит, що часто трапляються разом.

Хімічний склад каолініту має низку характерних особливостей. Молярні відношення SiO_2 : Al_2O_3 дорівнюють 2, що відповідає вмісту SiO_2 – 46,5 %, Al_2O_3 – 39,5 %, H_2O – 14,0 %. У складі каолініту дуже мало лужних і лужноземельних металів (до 0,83 %). Вміст максимальної гігроскопічної вологи в каолініті становить 0,5–1,0 %, натомість в галуазиту її майже в десять разів більше – 6,0–8,0 %.

Усі мінерали групи каолініту є диоктаедричними. Це означає, що тільки 2/3 октаедричних позицій у них заселені Al, а одна третина залишається вакантною. Причому, заповнені Al октаедри і порожні октаедри утворюють суцільні ряди, що паралельні до осі *x (*або *a)*.

Будова кристалічної ґратки і морфологія часток. Відповідно до класифікації глинистих мінералів, мінерали групи каолініту є двошаровими або двоповерховими шаруватими силікатами. Вони позначаються на письмі числовим індексом 1 : 1. Це означає, що їхня кристалічна ґратка складається із двошарових пакетів, у яких на одну сітку кремнекисневих тетраедрів припадає одна сітка алюмогідроксильних октаедрів (рис. 32).

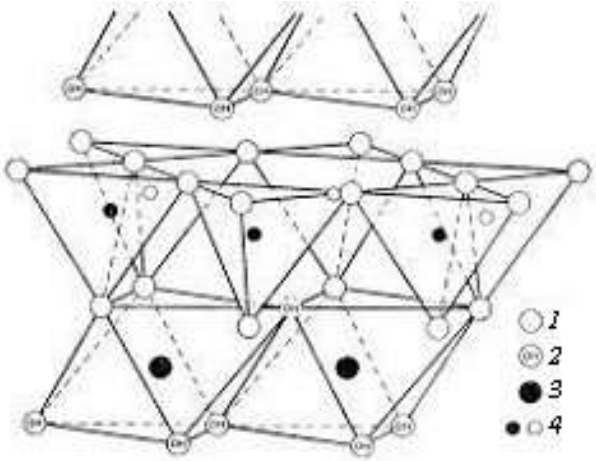


Рис. 32. Схематичне зображення структури каолініту у вигляді багатокутників [23]

1 – оксиген, *2* – гідроксили, *3* – алюміній, *4* – силіцій

Тетраедрична і октаедрична сітки з'єднуються між собою через спільні вершини, у яких знаходиться оксиген. З'єднання здійснюється так, що іони Si^{4+} не знаходяться безпосередньо над або під іонами Al^{3+}. Таке позиціонування іонів дає змогу уникнути сил відштовхування між однойменно зарядженими різновалентними катіонами. Кожна четверта вершина тетраедра у сітці, яка зайнята оксигеном, бере участь у будові нижнього октаедричного (гідраргілітового) шару. У таких двошарових пакетах спільний негативний заряд комплексного аніону і гідроксильних аніонів компенсується майже повністю позитивним зарядом катіонів Al. Як показано на рис. 32, на контакті кожного шаруватого пакета з наступним, з одного боку розташовуються гідроксильні групи, а з другого – іони оксигену наступного тетраедричного шару. Така будова кристалів каолініту пояснює досить досконалу базальну спайність мінералів цієї групи і здатність легко розщеплюватись на тонкі пластинки.

Неповна відповідність між розмірами тетраедричної та октаедричної сіток призводить до деякого спотворення у розташуванні тетраедрів, у результаті чого пустоти між тетраедрами втрачають свою ідеальну гексагональну форму і стають *дитригональними* [24].

У наведених вище кристалохімічних формулах каолініту і галуазиту на першому місці стоїть Al, який розташований у центрі октаедру, на другому місці – гідроксильні групи, котрі формують вершини октаедрів. Вираз, який вміщений у квадратні дужки, відповідає хімічному складу тетраедричної сітки. Ізоморфізм каолінітам практично не притаманний, хоча у деяких випадках невелика кількість іонів Al в октаедрах можуть бути заміщені Fe^{3+}.

У каолініті та галуазиті 75 % гідроксильних груп октаедрів розташовані на одній із базальних граней, а решта 25 % займають позиції всередині кристалічної ґратки. Гідроксильні іони беруть участь у формуванні водневих в'язків між двошаровими пакетами. У власне каолініті водневі зв'язки між гідроксильними групами октаедричної сітки одного пакету і оксигенами

тетраедричної сітки сусіднього пакету забезпечують настільки міцний взаємозв'язок, що входження молекул води, катіонів або інших компонентів (інертних рідин) у міжпакетний простір стає неможливим. Базальна відстань між пакетами у каолініту становить 7,2 Å, тому каолініт не здатний до міжпакетної сорбції речовини. Така властивість каолініту характеризує їх як глинисті мінерали із "жорсткою", або не лабільною (нерухомою) кристалічною ґраткою. Цей мінерал не набухає, отже при взаємодії з етиленгліколем і гліцерином міжпакетні відстані не змінюються.

На електронних мікрофотографіях кристали каолініту найчастіше представлені досить правильними гексагональними пластинками, котрі можуть утворювати агрегати у формі "книжечок", а часточки галуазиту мають форму трубочок, паличок або голочок, зрідка – сферичну форму. За високої дисперсності такі відмінності малопомітні.

Окремі лусочки і пластинки каолініту є безколірними. Суцільні маси – мають білий, часто з жовтим, буруватим, червонуватим, інколи зеленуватим чи блакитним відтінком. Блиск окремих лусочок і пластинок перламутровий, а суцільної маси – матовий. Твердість каолініту біля 1. У сухому стані землисті маси здаються пісними на дотик. Спайність досить досконала по (001). Каолініт у суцільних землистих масах легко розтирається між пальцями, у сухому стані жадібно вбирає воду, в мокрому – стає пластичним тілом. Тонкокристалічні різновиди під мікроскопом упізнають за формою лусочок і оптичними константами. Приховано-кристалічні маси приблизно визначають за показниками переломлення світла, а більш точно – за рентгенометричними даними, кривими нагрівання або іншими методами.

Під час подрібнення кристалів каолініту і галуазиту лінії на рентгенограмах стають дифузними, а потім зовсім зникають – каолініт і галуазит стають рентгеноаморфним. Домішки мінералів з вищою сингонією, наприклад кварцу, заважають рентгенографічному визначенню каолініту. Після нагрівання до 560°С протягом двох–трьох годин на ренгенограмі лінії каолініту

зникають, а лінії кварцу залишаються. Такі зміни рентгенограм використовують при діагностиці каолініту. Рентгенограма сильно диспергованого каолініту подібна до рентгенограми галуазиту.

Каолініт легко визначається термічним методом, термограма якого дуже характерна. На ній наявні ендотермічний ефект з максимумом при 550–560°С і екзотермічний ефект при 1000°С. Ефекти мають загострену форму і сильно витягнуті вздовж осі температур. У якості непрямої ознаки для діагностики каолініту слугує хімічний аналіз, зокрема, відсутність лугів і співвідношення $SiO_2 : Al_2O_3$, яке дорівнює 2.

Галуазит хоч і відноситься до мінералів групи каолініту за тотожністю хімічного складу і загальними рисами кристалічної структури, все ж має свої особливості кристалохімічної будови і властивості. У деяких посібниках з мінералогії виокремлюють особливу групу мінералів – *група галуазиту*. До неї входять чисто алюмінієвий різновид, який називається *галуазитом*, нікелевий – *гарнієрит* і змішаношарувате утворення – *гарнієрит-галуазит*. Усі вони трапляються у вигляді колоїдних і метаколоїдних утворень, що виникли з гелів шляхом коагуляції золів у виключно екзогенних умовах. Відмінною рисою цих мінералів є не тільки наявність у їхньому складі деякої кількості молекулярної води, яка слабо утримується у кристалічній структурі, але й особливості самої структури. Вона не зовсім подібна до структури каолініту. Октаедричний, або “гідраргілітовий” шар з’єднується так само, як у структурі каолініту. Однак у шарі кремнекисневих тетраедрів вершинки тетраедрів з активними іонами оксигену звернені то вниз, то уверх (почергово) (рис. 33).

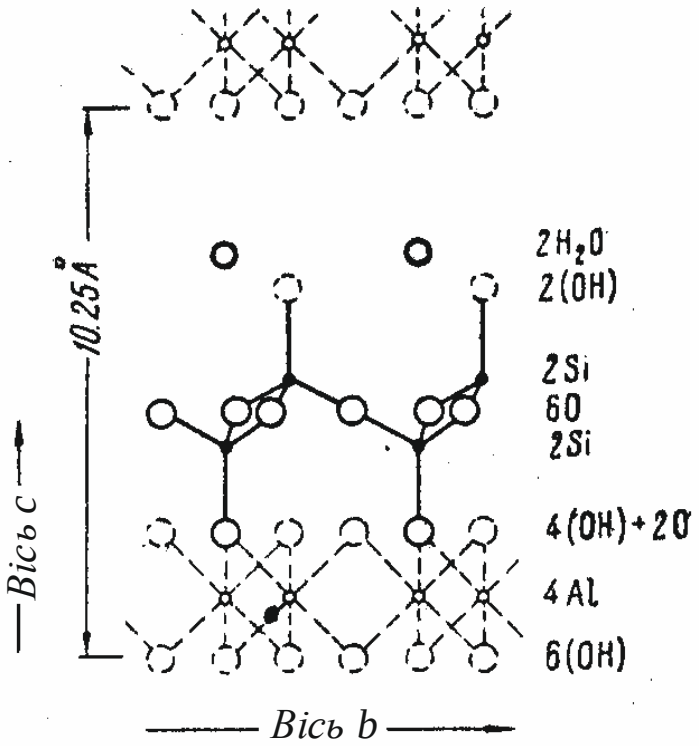


Рис. 33. Кристалічна структура галуазиту

При цьому у вершинках, які звернені доверху, місця іонів оксигену заміщені слабшими гідроксильними іонами $[OH]^{1-}$. Цим пояснюється утримання в структурі галуазиту шарів молекул $2H_2O$, які слабше зв'язані з горішнім "гідраргілітовим" шаром.

Сорбційні властивості. У складі мулистої фракції каолініт представлений переважно найкрупнішими часточками передколоїдного розміру з низькими значеннями питомої поверхні, що вимірюється десятками або першими сотнями $м^2/г$ мінералу у фракції <1 мкм. Каолініт характеризується жорсткою кристалічною ґраткою, яка нездатна до гетеровалентного ізоморфізму, тому й немає постійного заряду в кристалічній ґратці. Звідси випливає, що відносно "груба" дисперсність каолініту з незначною питомою поверхнею і його не здатність до міжпакетної сорбції речовини, визначають відносно низькі величини ємкості катіонного обміну (ЄКО), котрі не перевищують перші десятки (<24,0) ммоль на 100 г фракції розміром менше 1 мкм. Дещо завищені

показники ЄКО і питомої поверхні для каолініту, які зустрічаються в науковій літературі, можна пояснити наявністю у досліджуваних зразках домішок інших мінералів у вигляді самостійної фази або у складі змішаношаруватих утворень (наприклад, *каолініт–галуазит*, *гарнієрит–галуазит* тощо).

У галуазиту водневі зв'язки між сусідніми пакетами слабші, а вся структура загалом менш досконала, ніж структура каолініту. Тому галуазит, на відміну від каолініту, здатний до міжпакетної сорбції речовини і характеризується значно вищими значеннями ЄКО і питомої поверхні. Ємкість вбирання в галуазиту становить 40–60 ммоль / 100 г фракції <1 мкм. На рентгенограмі галуазиту присутнє базальне відображення 10,1 Å (міжпакетна відстань). При насиченні гліцерином базальне відображення збільшується мало, а після нагрівання до 100°С відображення (001) зменшується до 7,1 Å.Чотири молекули води, що входять до формули галуазиту, локалізовані у міжпакетних проміжках у вигляді одного суцільного мономолекулярного шару і у вигляді окремих молекул, які знаходяться у дитригональних пустотах тетраедричної сітки.

Бокові відколи часточок каолініту і галуазиту є носіями залежного від pH заряду. В умовах кислої реакції вони мають невеликий позитивний заряд за рахунок приєднання протону до іонів оксигену й утворення на поверхні гідроксильних груп. На бокових гранях каолінітових часточок може відбуватися вбирання сульфат- і фосфат-іонів за типом лігандного обміну з утворенням монодентантних і бідентантних поверхневих комплексів. За однакової дисперсності з монтморилонітом, каолініт вбирає більше фосфору ніж монтморилоніт, але взятий із родовища каолініт відзначається протилежною тенденцією.

Походження. У складі ґрунтів і ґрунтотворних порід каолініт може мати як гіпергенне, так і не гіпергенне походження. Ідеальні умови для утворення і нагромадження мінералів каолінітової групи – екваторіальні та тропічні широти. В умовах вологого і жаркого екваторіального клімату у поєднанні з

великою тривалістю процесів вивітрювання, каолініт і галуазит у великих кількостях утворюються як продукти вивітрювання дуже поширених у ґрунтах і породах первинних мінералів – польових шпатів, слюди, хлоритів та інших алюмосилікатів.

Формування каолініту в процесі вивітрювання шаруватих силікатів здійснюється найчастіше через метастабільну стадію каолініт-смектиту. Це відбувається шляхом епітаксіального росту шарів каолініт-смектиту на кремнекисневих сітках мінерала-попередника. Інколи трапляються псевдоморфози каолініту по польовому шпату. Важливою умовою для утворення каолініту є десилікація, тобто вимивання кремнезему із породи, на якій утворюється каолініт. Імовірно, каолініт може утворитися також у гідротермальних умовах.

Формування двошарових мінералів із польових шпатів або вулканічного матеріалу може відбуватись через стадію аморфних продуктів за схемою: польовий шпат → аморфні продукти → галуазит → невпорядкований каолініт → впорядкований каолініт.

Унаслідок того, що каолініт і галуазит утворюються при вивітрюванні гранітів і базальтів, у якості домішку в них присутні високодисперсні кластогенні мінерали (польові шпати, кварц, слюди). Особливо багато кварцу в каолінітах, утворених з гранітів.

Вплив на властивості ґрунтів. Високий вміст мінералів групи каолініту у складі тонкодисперсних фракцій позитивно не впливає на фізико-хімічні властивості і родючість ґрунтів, оскільки кристалічна ґратка каолініту не містить найважливіших біофільних елементів для рослин. Низькі показники ЄКО не сприяють накопиченню обмінного фонду елементів живлення. При внесенні поживних речовин з мінеральними добривами в катіонній формі та неповному їх використанні рослинами, каолініт через низькі величини ЄКО, вбирає тільки невелику кількість внесених сполук. Решта можуть вимиватися вниз по профілю у дренажні води, забруднюючи навколишнє середовище. Тому

латерити і червоноземи вологих тропіків і субтропіків, мінеральна речовина яких збагачена каолінітом і сесквіоксидами полівалентних металів, бідні на гумус і поживні елементи. Біологічний кругообіг важливих біофільних елементів ґрунтується на споживанні їх рослинами безпосередньо з ґрунтових розчинів.

Через низькі значення ЄКО каолінітові ґрунти характеризуються ослабленою буферною здатністю відносно більшості елементів живлення, які присутні у ґрунтовому розчині в катіонній формі. З тієї ж причини каолінітові ґрунти вирізняються низькою буферністю відносно протону (H^+), особливо в межах катіонно-обмінної буферної зони, порівняно з ґрунтами іншого мінералогічного складу в колоїдній і метаколоїдній фракціях.

Жорстка і нерухома кристалічна ґратка призводить до того, що каолініт не набухає, тому каолінітові ґрунти набувають сприятливі фізичні властивості: добру водопроникність і невисоку липкість, що у поєднанні з надлишком атмосферної вологи позитивно впливає на стан екосистеми.

Підвищена здатність каолініту до сорбції фосфат-іонів є основною причиною нагромадження у топічних ґрунтах педогенних фосфоритів.

8. 3. Мінерали групи слюди та гідрослюди (іліти)

У природі існують такі слюдо- і хлортоподібні мінерали, котрі відзначаються тим, що у своєму складі містять менші кількості катіонів, що зв’язують структуру, але достатньо зв’язаних молекул H_2O, які легко видаляються при нагріванні. Називаються такі мінерали *гідрослюдами* або *ілітами*. Насправді, існує проблема самої номенклатури терміна “гідрослюди”. Усталеної термінології гідрослюд не має. Одні автори розглядають гідрослюди як групу мінералів, що включає гідромусковіт, гідробіотит та іліт. Інші вважають за доцільне вживати термін “іліт”, розуміючи під ним гідрослюду типу гідромусковіту, який збіднений на залізо і магній, але збагачений калієм.

Гідрослюди представляють широку групу вторинних мінералів змінного хімічного складу, до якої входять: *гідромусковіт* $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]\cdot nH_2O$ і *гідробіотит* $K(Mg,Fe^{2+})_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}]\cdot nH_2O$. До цієї ж групи відносяться *іліт*, *брамаліт* – натровий різновид іліту, *ледікіт* – аналог іліту, *глауконіт*, *гідрофлогопіт*. У ґрунті найбільш поширеними є гідромусковіт (іліт) і гідробіотит. Серед гідрослюд трапляються як диоктаедричні (гідромісковіт, брамаліт, глауконіт), так і триоктаедричні структури (ледікіт). Диоктаедричні структури з Al в октаедричних пустотах називаються гідромусковітами. Триоктаедричні гідрослюди представлені членами ізоморфного ряду: найбільш залізистий компонент цього ряду називається гідробіотитом; найбільш магнезіальний – гідрофлогопітом. Молярні співвідношення SiO_2 : R_2O_3 в гідрослюдах змінюється у широких межах, найчастіше дорівнюють 2,5–3,0.

Гідробіотит складається із шарів біотиту, що не набухає, і вермикуліту, який навпаки – набухає. Таким чином, гідробіотит має змішаношарувату структуру. Таку ж структуру мають *бравезит, сарошпатит* і *стівенсит*.

Серед осадових ґрунтотворних порід досить поширений гідрослюдистий мінерал – *глауконіт* $K_{<1}(Fe^{3+}, Fe^{2+}, Al, Mg,)_{2-3}(OH)_2[AlSi_3O_{10}]\cdot nH_2O$ (“глаукос” *з грец.* – зеленувато-синій). Він подібний до гідрослюд мусковітового типу, тобто є диоктаедричним мінералом. Алюмінієвий різновид глауконіту називається *сколіт*, а залізистий – *селадоніт*. Глауконіт має видовжено-пластинчасту, інколи ланцюжковоподібну форму. Блиск зазвичай матовий, у щільних різновидах скляний, жирний. Твердість 2–3, щільність 2,2–2,8 г/см^3, спайність встановлюється дуже рідко. Трапляється у парагенетичній єдності з мінералами осадових порід морського походження (пісковики, опоки, глини, карбонатні породи, фосфорити), які утворились у мілководних палеоген-неогенових морях. Поширений також у сучасних морських осадах (зелених мулах і пісках) і ґрунтах (на заболочених ділянках). У процесі вивітрювання глауконіт нестійкий і розкладається з утворенням гідроксидів заліза і кремнезему. З цим процесом часто пов’язані поклади бурих залізняків, особливо у болотах. Глауконітові

пісковики, піски, супіски і глини верхньокрейдового і палеоген-неогенового віку дуже поширені в Україні серед кременистих глин і опок як ґрунтотворні або підстильні породи (Розточчя, Волино-Поділля тощо).

Будова кристалічної ґратки і морфологія часток. Усі мінерали групи слюди та гідрослюди (ілітів) відносяться до тришарових силікатів з цифровим індексом 2 : 1. Це означає, що у їхній кристалічній ґратці на одну сітку октаедрів припадає дві тетраедричні сітки, що розташовані по обидва боки від сітки октаедрів. Причому тетраедричні сітки звернені своїми вершинами назустріч одна одній (рис. 34). З'єднання тетраедричної та октаедричної сіток у тришаровому пакеті здійснюється через спільні іони оксигену, які розташовані у вершинах тетраедрів і октаедрів, аналогічно каолініту.

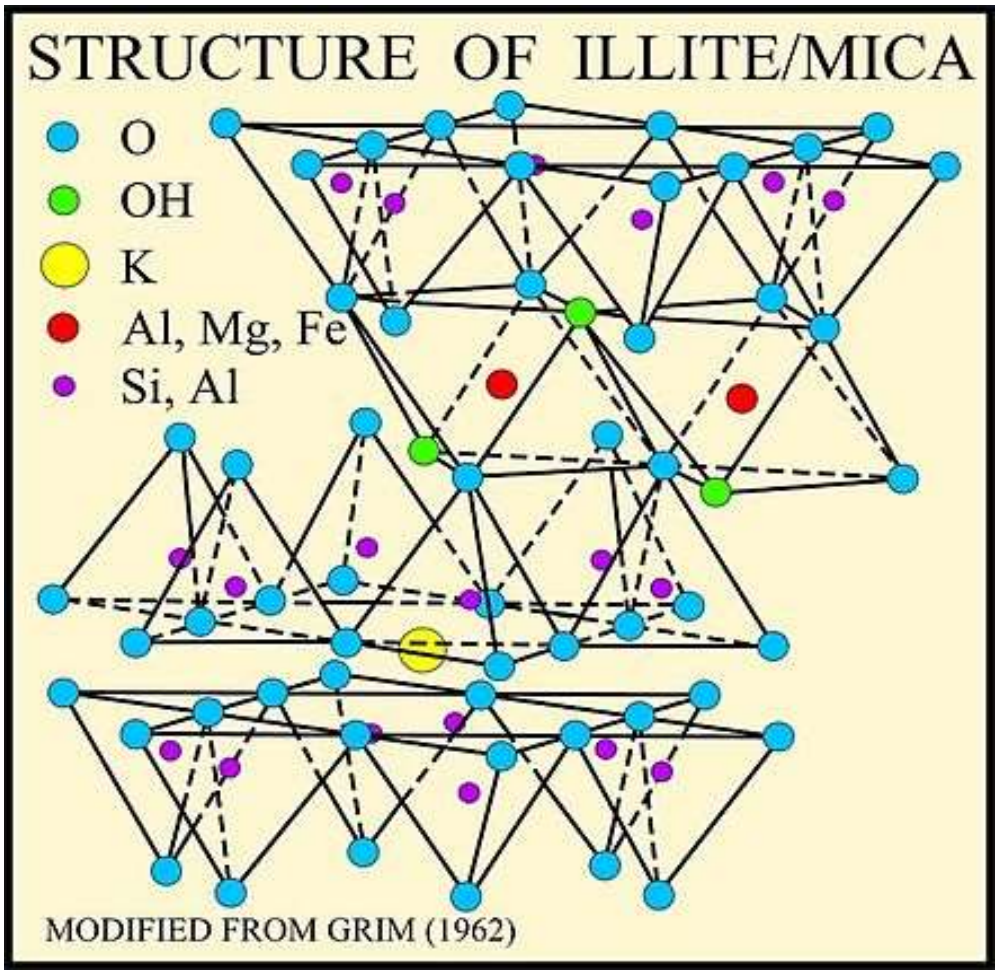


Рис. 34. Схематичне зображення структури гідромусковіту (ілліт)

Важливою характеристикою кристалічної ґратки гідрослюд є наявність гетеровалентного ізоморфізму, який проявляється у заміщенні іонів Si^{4+} у тетраедричній сітці на іони Al^{3+}. Заміщення різновалентних катіонів призводить до виникнення високого позитивного заряду. У більшості власне слюдистих мінералів кожен четвертий іон Si^{4+} в тетраедрах заміщений на Al^{3+}. Величина заряду при цьому досягає 1,0 на елементарну ланку. З цієї причини слюди відносяться до найбільш високо зарядних тришарових силікатів. У гідрослюдах заряд, який виникає за рахунок гетеровалентного ізоморфізму в тетраедричній сітці, компенсується катіоном, котрий розташований у міжпакетних позиціях.

З наведених вище кристалохімічних формул гідрослюд на першому місці стоїть міжпакетний K^{+}, на другому – октаедричні катіони, які представлені Al в диоктаедричних структурах, і Mg в ізоморфній суміші з Fe^{2+} в триоктаедричних гідрослюдах. Далі розміщені гідроксильні групи, які перебувають у вершинах октаедрів, через котрі не здійснюється з'єднання з тетраедричною сіткою. У квадратних дужках вміщений вираз, що відповідає хімічному складу тетраедричної сітки і відображає ізоморфне заміщення кожного четвертого Si^{4+} на Al^{3+} у тетраедрах.

У близьких до слюд мінералах групи ілітів заряд дещо нижчий за рахунок меншого ступеня ізоморфного заміщення – він вимірюється величинами порядку 0,7–0,9 одиниць на елементарну ланку. Надлишковий негативний заряд компенсується калієм або гідроксонієм. У гідрослюдах надлишковий заряд менший, ніж у власне слюдах, але більший, ніж у монтморилоніту. Оскільки заряд локалізований на поверхні структурного шару (тетраедрична сітка), ці шари зближені, що не дозволяє проникати у міжпакетний простір воді. Тому гідрослюди відносяться до мінералів з відносно "жорсткою" кристалічною ґраткою що практично не розширяється. З цієї ж самої причини калій, який компенсує заряд, стає необмінним, тобто міцно затиснутий у гексагональних пустотах тетраедричної сітки. Обмінним є тільки той калій, який розташований на краях зруйнованої кристалічної ґратки. Деякі автори відзначають, що

синонімом терміна “іліти” є термін “серицит” і “гідрослюди”. Останнім терміном окремі автори позначають змішаношаруваті мінерали. В ілітах, на відміну від власне слюд, деяка кількість K^+ у міжпакетних проміжках заміщена якими-небудь гідратованими катіонами.

Якщо пониження заряду і заміщення міжпакетного калію іншими катіонами поширюється не тільки на крайові ділянки кристалітів, але й на внутрішні частини тришарових пакетів, тоді іліти переходять у змішаношаруваті іліт-вермикулітові та іліт-монтморилонітові структури. У такому разі між ілітами і змішаношаруватими мінералами з переважанням ілітових пакетів дуже мала різниця.

У ґрунтах і ґрунтотворних породах власне слюди зазвичай знаходяться у складі пилуватих фракцій, де представлені окремими кристалами, що легко розшаровуються за площиною спайності. Інколи вони формують агрегати у формі “книжечок”. Іліти або гідрослюди зазвичай перебувають у складі тонкопилуватої фракції, де утворюють мікроагрегати неправильної форми.

Сорбційні властивості. Високий заряд, який локалізований у тетраедричній сітці, знаходиться у безпосередній близькості до міжпакетного катіону. Між негативно зарядженим тришаровим пакетом і міжпакетними катіонами у слюдах та ілітах виникає міцний електростатичний зв’язок, який запобігає розширенню ґратки і входженню у міжпакетний простір яких-небудь сполук. Тому власне слюди не здатні до міжпакетної сорбції речовин, а в ілітів ця здатність досить обмежена.

З огляду на такі особливості структури і відносно низький ступінь дисперсності, слюди характеризуються низькими значеннями ЄКО (перші десятки ммоль) і питомої поверхні, зниженими величинами водоутримуючої здатності і набухання. Величина ЄКО у гідрослюдах дещо вища, але зрідка перевищує 45–50 ммоль / 100 г фракції <1 мкм. Отже, в ілітів значення всіх цих характеристик дещо вищі, ніж у слюд. Вони можуть варіювати у широких

межах, залежно від сили заряду і ступеня заміщення міжпакетного катіону гідратованими катіонами.

Специфічною особливістю ілітів є висока селективність обмінних позицій на бокових відколах кристалітів до вбирання крупних слабо гідратованих катіонів – K^+, NH_4^+, Rb^+ і Cs^+. Ці бокові позиції називаються “клиноподібними”, оскільки нагадують за формою “клини”, що утворюються при розщепленні шарів іліту по площині спайності (рис. 35).

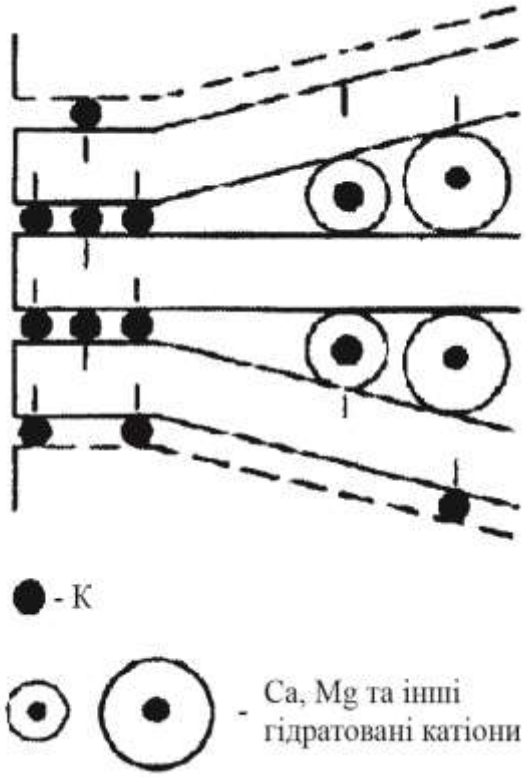


Рис. 35. Схематичне зображення фрагменту бокової частини часточки іліту з клиноподібними обмінними позиціями

K^+, NH_4^+, Rb^+ і Cs^+ міцно закріплюються у міжпакетних позиціях, чому сприяють близькість іонних радіусів до діаметра гексагональних пустот тетраедричних сіток, у котрих вони розташовуються.

Більшість обмінних позицій ілітів зумовлена ізоморфними заміщеннями в тетраедрах, що не залежить від pH. Водночас на бокових відколах ілітових

кристалітів знаходяться гідроксильні групи, котрі можуть бути джерелом залежних від pH заряду і кислотності.

Походження. Власне слюдисті мінерали, такі як мусковіт і слюди біотит-флогопітового ізоморфного ряду, мають негіпергенне походження, будучи компонентами вивержених і метаморфічних порід.

Гідрослюди або іліти у складі тонкодисперсних фракцій ґрунтів і ґрунтотворних порід мають різну генезу. Частина гідрослюд також є негіпергенного походження, яка утворюється з інших мінералів у результаті гідротермальних та інших постмагматичних процесів. Наприклад, поширеним є процес утворення серициту з калієвих польових шпатів у процесі постмагматичних змін різних порід. Інша частина гідрослюд (ілітів) утворюються у процесі гіпергенезу, зокрема при ґрунтоутворенні, як продукт трансформаційних змін переважно слюди і польових шпатів, або й інших мінералів. Перетворення слюди у гідрослюду відбувається шляхом гідратації останньої та заміщення в ній лугів на гідроксоній. При біохімічному руйнуванні гідрослюд утворюються аморфні кремнезем і сесквіоксиди, які за деяких умов можуть утворювати мінерали типу *алофану*. Одночасно з руйнуванням гідрослюд у розчин переходить калій, магній та інші елементи. Кількість новоутворених аморфних речовин може слугувати показником інтенсивності ґрунтоутворення.

Вплив на властивості ґрунтів. Польові шпати, слюди та іліти є головними каліймісними мінералами у ґрунтах і породах. Вміст K_2O у мусковітах і біотитах становить 9–11 %, а в гідрослюдах (ілітах) – 6–9 %. Калієві польові шпати і слюди, хоч і містять більше калію, проте, завдяки меншій дисперсності і більшій стійкості до вивітрювання, вивільнення калію з їхніх кристалічних ґраток відбувається дуже повільно. У ґрунтах бореального поясу калієві польові шпати і слюди не беруть значної участі в калійному живленні рослин.

Значення гідрослюд (ілітів) для родючості ґрунтів та екології навколишнього середовища важко переоцінити. Багато гідрослюд містять значну кількість доступного для рослин калію, який частково засвоюється рослинами. Вивітрювання і вивільнення калію з кристалічних ґраток триоктаедричних слюд та ілітів відбувається значно швидше, ніж з диоктаедричних структур. Це зумовлено найперше різною орієнтацією ОН-груп, які знаходяться на вершинах октаедрів усередині тришарового пакету [16].

У триоктаедричних слюдах та ілітах дипольні гідроксильні групи зорієнтовані перпендикулярно до площини шару таким чином, що іон гідрогену H^+ цього диполя знаходиться у безпосередній близькості від позитивно зарядженого міжпакетного K^+. Між однойменно зарядженими іонами виникають сили електростатичного відштовхування, котрі сприяють швидшому руйнуванню кристалічної ґратки.

У диоктаедричних слюдах та ілітах диполі гідроксильних груп зорієнтовані під гострим кутом відносно площини шару у напрямі до вакантного (не зайнятого алюмінієм) октаедра. Унаслідок цього, відстань між протоном гідроксильної групи і міжпакетним калієм стає більшою, ніж в октаедричних структурах. Крім того, до цього, можуть розвиватися сили електростатичної взаємодії між K^+ та оксигенами тетраедричної сітки, що сприяє закріпленню K^+ у міжпакетних позиціях.

Швидшому вивільненню калію з кристалічних ґраток триоктаедричних слюд та ілітів сприяє той факт, що у диоктаедричних структурах значно більше, ніж у триоктаедричних, проявляється ізоморфне заміщення деякої частини гідроксильних груп на іон F^-, що забезпечує розвиток електростатичної взаємодії між цим іоном і міжпакетним калієм.

Ще одним чинником, який сприяє швидкому вивільненню K^+ із міжпакетних позицій залізистих триоктаедричних слюдистих мінералів, є наявність в октаедричних позиціях іону Fe^{2+}. Якщо у процесі вивітрювання

відбувається окислення Fe^{2+} до Fe^{3+}, і при цьому залізо залишається у кристалічній ґратці, тоді негативний заряд тришарового пакету знижується, отже калій утримується в міжпакетних позиціях з меншою силою.

Якщо одночасно відбувається окислення Fe^{2+} і частковий вихід Fe з кристалічної ґратки, тоді октаедричний шар виявиться заповненим Fe^{3+} по диоктаедричному закону. У такому разі міцність зв'язку K^+ з кристалічною ґраткою підвищиться, оскільки перпендикулярна орієнтація ОН-груп зміниться нахиленою.

Наявність на бокових відколах ілітових часток клиноподібних обмінних позицій з високою селективністю до крупних слабо гідратованих катіонів, визначає здатність цих мінералів до міцного необмінного закріплення (фіксації) іонів K^+ і NH_4^+, що також суттєво впливає на умови калійного й амонійного живлення рослин.

З екологічного погляду дуже важливою є висока селективність бокових клиноподібних обмінних позицій ілітів до вбирання цезію Cs, у тому числі найнебезпечнішого радіонукліду – ^{137}Cs [45]. Численними спостереженнями у зоні відчуження Чорнобильської АЕС було виявлено, що вбирання рослинами ^{137}Cs з ґрунту суттєво знижується в міру збільшення вмісту в ґрунтах мінералів групи ілітів [46].

Слюди та іліти, які містять у кристалічній ґратці Fe^{2+}, можуть сильно впливати на поведінку сполук N і Cr, оскільки Fe, як іон зі змінною валентністю, бере участь у процесі перенесення електронів. Наявність у ґрунтах триоктаедричних залізистих слюд та ілітів можна використати для детоксикації ґрунту і його очищення від найбільш небезпечних і токсичних сполук.

8. 4. Мінерали групи монтморилоніту (смектити)

Будова кристалічної ґратки та морфологія часток. До мінералів групи монтморилоніту відносяться суттєво магнезіальні, суттєво алюмінієві і проміжні між ними мінеральні види. Для кристалічної структури цих мінералів,

як і для всіх слюдоподібних речовин, притаманне шарувате розташування аніонів і катіонів. Глини, у складі котрих переважає монтморилоніт, називаються *бентонітовими (монтморилонітовими)*.

Мінерали групи монтморилоніту є тришаровими силікатами, які позначаються цифровим індексом 2 : 1. У їхній кристалічній ґратці присутні дві тетраедричні сітки, що звернені своїми вершинами назустріч одна одній, між котрими знаходиться октаедричний (“гідраргілітовий”) шар. У літературних джерелах відомі декілька моделей елементарної ланки монтморилоніту. Одна з них наведена на рис. 36.

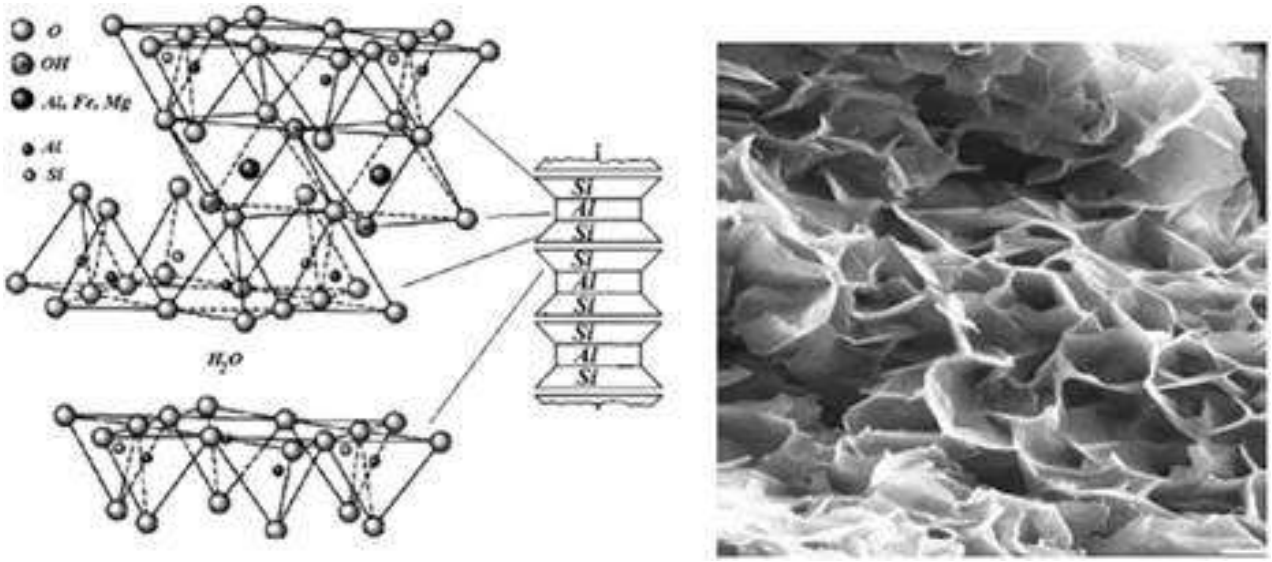


Рис. 36. Схематичне зображення структури монтморилоніту
1 – оксиген; *2* – гідроксили; *3* – алюміній, залізо, магній; *4* – силіцій, інколи алюміній

Характер орієнтування кремнекисневих тетраедрів в окремих шарах суттєво не відрізняється від структури галуазиту: одні вершини тетраедрів, які зайняті іонами оксигену, входять до складу “гідраргілітового”шару, інші, що зайняті гідроксильними іонами – направлені назовні. Отже, кожен шаруватий пакет з обох боків оточений іонами гідроксилів, здатних утримувати молекули H_2O. Останні, ймовірно, розташовуються шарами у міжпакетному просторі з впорядкованим орієнтуванням молекул. З’єднання тетраедричної і

октаедричної сіток здійснюється через спільні вершини тетраедрів і октаедрів, у котрих знаходиться оксиген.

У світовій літературі та на практиці (аптекарські препарати, добрива для квітів тощо) для позначення всіх мінералів групи монтморилоніту в якості синоніму часто використовують термін “смектити” (“смектос” *з грец.* – мило, тобто водні суспензії є мильними на дотик). Хімічний склад монтморилоніту в ідеальному вигляді відповідає формулі $Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot nH_2O$. Відповідно молярні співвідношення $SiO_2 : Al_2O_3 = 4$. Узагальнена кристалохімічна формула диоктаедричного монтморилоніту виглядає так:

$$(Ca, Mg,\ldots)(Al,Fe^{3+},Mg)_2(OH)_2[(Si, Al)_4O_{10}] \cdot nH_2O.$$

Завдяки розвиненому ізоморфізму виділяють декілька різновидів монтморилонітів. Диоктаедричні монтморилоніти з високим вмістом Fe в октаедрах називаються *нонтронітами* $(Fe,Al)_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$. В нонтроніті частина алюмінію в октаедрах заміщена на залізо, кількість якого досягає 20 % і більше від ваги. Магнієвий різновид монтморилоніту називається *сапонітом*, хромовий різновид – *волконскіт*, цинковий різновид – *соконіт*, літієвий різновид –*гекторит*. Триоктаедричні монтморилоніти є нестійкими, тому в складі тонкодисперсної фракції ґрунтів трапляються зрідка.

У кристалохімічній формулі монтморилоніту на першому місці стоять катіони, котрі знаходяться у міжпакетному просторі й нейтралізують негативний заряд тришарового пакету. Заряд у кристалічній структурі виникає завдяки гетеровалентному ізоморфізму у тетраедричних і/або октаедричних позиціях. Склад міжпакетних катіонів різний. Він може змінюватись залежно від складу навколишнього розчину. На другому місці у формулі стоять катіони, котрі розташовані в октаедрах, на третьому місці – гідроксильні групи, котрі розташовані у вершинах октаедричної сітки, через які не відбувається з’єднання з тетраедричним шаром. У квадратних дужках вміщений вираз, який відповідає складу тетраедричної сітки. На останньому місці у формулі стоїть невизначена

кількість молекул води nH_2O, які знаходяться у міжпакетному просторі у вигляді гідратних оболонок міжпакетних катіонів.

Мінерали монтморилонітової групи із зарядом у тетраедричній сітці, який виникає за рахунок ізоморфного заміщення Si^{4+} на Al^{3+}, називаються *бейделітами* $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$. Названі за місцевістю Бейдел у штаті Колорадо (США). У бейделіті $SiO_2 : Al_2O_3 = 3$, оскільки частина силіцію у тетраедрах заміщена на алюміній. Різновид бейделіту, який збагачений залізом, називають *ферибейделітом*.

Монтморилонітові мінерали із зарядом в октаедричній сітці, котрий виникає за рахунок ізоморфного заміщення Al^{3+} на Mg^{2+} відносяться до *власне монтморилонітів*. Названі за місцем виявлення у Монтморилоні (Франція). Серед монтморилонітів існують мінерали, у котрих заряд може бути частково локалізований у тетраедрах, а частково – в октаедрах. Спеціального терміна для них немає.

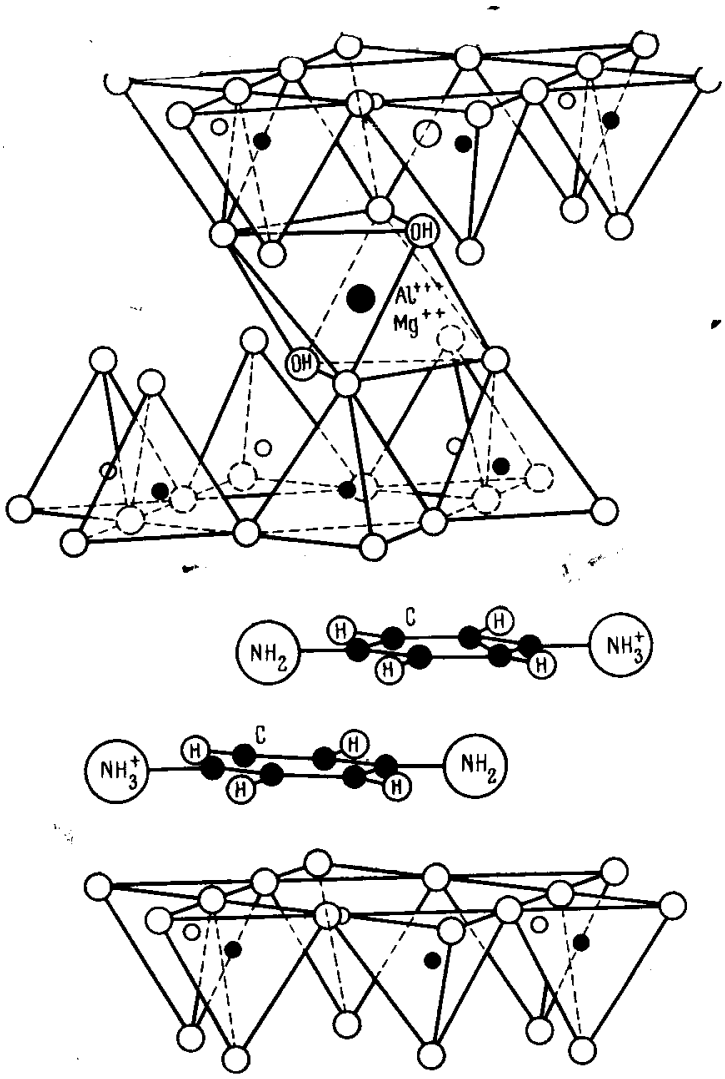
Незалежно від місця локалізації заряду, всі мінерали монтморилонітової групи об’єднує одна характерна і важлива властивість – низький заряд за рахунок невисокого ступеня ізоморфного заміщення іонів у тетраедричних або октаедричних позиціях. Величина заряду коливається у межах 0,2–0,6 одиниць на елементарну ланку. Серед мінералів цієї групи розрізняють низько- і високозарядні монтморилоніти.

Низький заряд призводить до слабкої електростатичної взаємодії між негативно зарядженими тришаровими пакетами і міжпакетними катіонами. Особливо слабка електростатична взаємодія притаманна власне монтморилонітам (на відміну від бейделітів), оскільки у них заряд локалізований в октаедричній сітці, яка розташована подалі від міжпакетних катіонів, ніж сітка тетраедрів. Згідно з законом Кулона сила електростатичної взаємодії зменшується пропорційно до квадрату відстані між різнойменно зарядженими часточками.

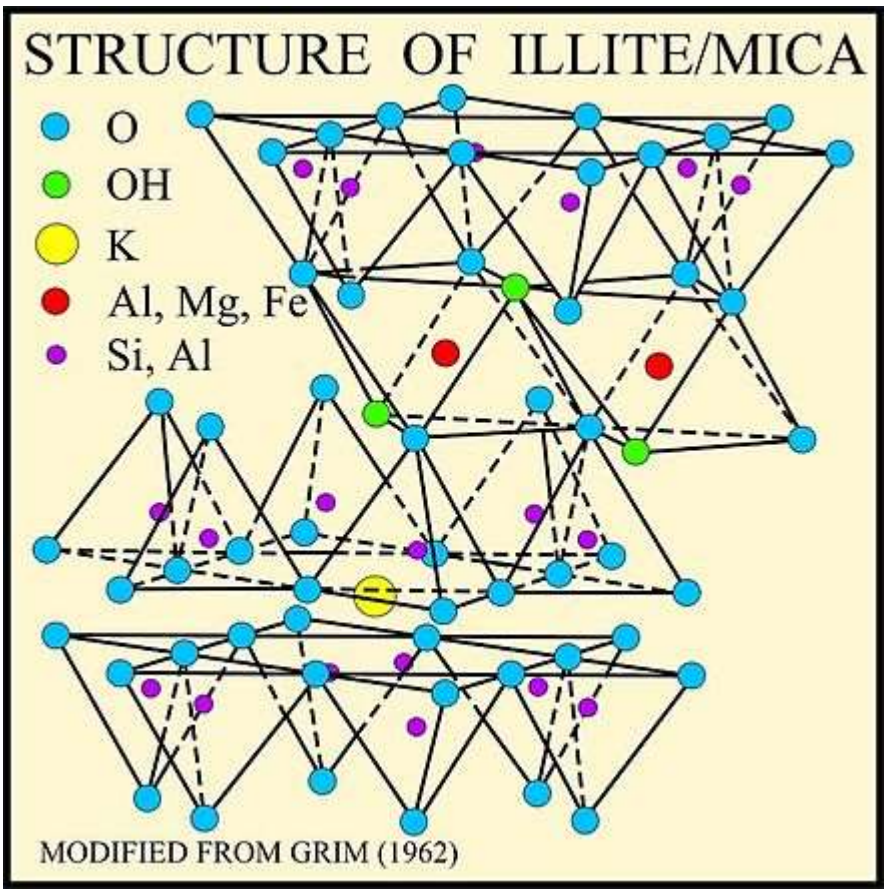
В силу слабкого електростатичного зв'язку між пакетами через міжпакетні катіони, кристалічні ґратки більшості мінералів монтморилонітової групи представляють собою просте невпорядковане накладання один на одного тришарових пакетів, між котрими знаходяться гідратовані катіони.

У циклах зволоження-висихання, при насиченні різними катіонами і при взаємодії з деякими органічними сполуками, параметри кристалічної ґратки монтморилонітів уздовж осі *c* (*z*) можуть збільшуватись або зменшуватись. Тому мінерали монтморилонітової групи відносяться до мінералів із лабільною (рухомою) кристалічною ґраткою і міжплощинними відстанямив 15 Å.

Мінерали монтморилонітової групи характеризуються великим вмістом води, котра розташована між пакетами, завдяки чому міжплощинна відстань у міру гідратації або насичення гліцерином збільшується, інколи до розмірів, що перевищують товщину пакетів (практично "до безмежності"). При нагріванні монтморилоніту вода виділяється з нього не плавно, а східчасто, так як частина її знаходиться на поверхні тонких часточок мінералів (гігроскопічна вода), частина у міжшаровому просторі (кристалогідратна вода), а частина зв'язана у формі гідроксильних груп (конституційна вода). На термограмах монтморилоніту наявні добре виражені ендотермічні ефекти приблизно при 100°, 650°, 850° та екзотермічний ефект при 950°С. Отже, кристалічна ґратка монтморилоніту є рухомою. Оскільки під впливом деяких органічних речовин (етиленгліколю, гліцерину) відбувається набухання монтморилоніту і збільшення міжплощинної відстані, цю ознаку використовують для діагностики мінералу. Ймовірне положення органічних речовин у кристалічній ґратці монтморилоніту відображене на рис. 37.



a



б

Рис. 37 Схематичне зображення положення органічних катіонів у міжпакетному просторі монтморилоніту (а), та їх відсутність у структурі слюдоподібних мінералів (б)

Гідрофільність зумовлена не тільки особливостями будови кристалічної ґратки монтморилоніту, але й високою дисперсністю мінералу. У гранулометричному складі ґрунтів і ґрунтотворних порід мінерали монтморилонітової групи представлені найбільш тонкодисперсним матеріалом, який на 60–80 % і більше складений мулистою фракцією, з якої вміст часточок колоїдного розміру (<0,2–0,3 мк) часто досягає 40–50 %. Через високу дисперсність і слабку впорядкованість кристалічної ґратки, на електронних мікрофотографіях часточки монтморилоніту мають вигляд не індивідуальних кристалів, а сферичних агрегатів або пластівців.

Сорбційні властивості. Завдяки найвищій дисперсності, низькому заряду і слабкій електростатичній взаємодії між тришаровими пакетами і міжпакетними катіонами мінерали групи монтморилоніту здатні до міжпакетної сорбції різних речовин – катіонів, молекул води, багатьох органічних сполук. Іншими словами, у мінералах цієї групи реакції обміну, вбирання і десорбції речовин можуть відбуватись не тільки на зовнішніх, але й на внутрішніх поверхнях кристалітів.

Завдяки наявності внутрішньої поверхні і високій дисперсності монтморилонітові мінерали характеризуються величезною питомою поверхнею, яка вимірюється величинами 600–800 $м^2/г$, і високою ЄКО, яка коливається у межах 800–1500 ммоль екв/кг або 80–150 ммоль екв/100 г фракції розміром <1 мкм.

Значна частина ЄКО монтморилонітів зумовлена ізоморфними заміщеннями у кристалічній ґратці, тому не залежить від pH. Проте на бокових гранях монтморилонітових часток присутні гідроксильні групи, котрі можуть бути джерелом залежних від pH ЄКО і кислотності.

Походження. У складі тонкодисперсних фракцій ґрунтів і ґрунтотворних порід мінерали монтморилонітової групи можуть мати різне походження. Частина з них однозначно мають постмагматичне походження, яке зв’язане з метаморфічним і гідротермічним перетворенням осадових і вивержених порід, особливо основного складу. Бентонітові (монтморилонітові) глини утворюються зі слюди, вулканічного скла, алофанів, аморфних SiO_2 і R_2O_3. Механізм перетворень вивчений ще недостатньо. Ймовірно, монтморилоніт синтезується із продуктів розкладу алюмосилікатів через змішаношарувату фазу мінералів.

Мінерали групи монтморилоніту можуть утворюватися також у процесі ґрунтоутворення при трансформаційних змінах триоктаедричної слюди в умовах кислої реакції та високого вмісту фульватного гумусу. Власне монтморилоніти можуть утворюватися в ґрунті також синтетичним шляхом

унаслідок осадження із ґрунтового розчину, збагаченого Si і Mg, в умовах нейтрального або слаболужного середовища при утрудненому дренажі.

Вплив на властивості ґрунту. Мінерали монтморилонітової групи досить поширені у ґрунтах, глинах, морських осадах, зависях рік, де вони трапляються разом зі слюдами, гідрослюдами (ілітами), кварцом та іншими мінералами. Значно частіше вони утворюють змішаношаруваті мінерали з різною часткою участі в них пакетів монтморилоніту. Винятком із цього переліку монтморилонітових поверхневих утворень є тільки алітні та фералітні кори вивітрювання, латерити і червоноземи, у складі яких монтморилоніту дуже мало або його зовсім немає. На відміну від ґрунтів і кір вивітрювання вологих тропіків і субтропіків, у чорноземах і каштаноземах на сіалітній корі вивітрювання монтморилоніт часто переважає, або знаходиться у змішаношаруватих зростках з ілітами, хлоритами тощо. Помилковим є твердження, що монтморилоніт абсолютно переважає в ґрунтах, що мають нейтральну або лужну реакцію середовища: чорноземи, каштаноземи, сіроземи, солонці тощо. Насправді, мінерали групи монтморилоніту досить поширені у багатьох ґрунтах, але не переважають, а часто утворюють змішаношаруваті мінерали, найчастіше з ілітами і хлоритами. Через це довести домінування індивідуальної фази монтморилоніту у складі ґрунтів важко навіть рентгендифрактометричним методом.

Мінерали монтморилонітової групи мають величезний вплив на фізичні, фізико-хімічні та агрохімічні властивості ґрунтів і порід, зокрема на формування обмінного і необмінного фонду поживних речовин. Великий простір між пакетами монтморилонітів створює можливість для проникнення в нього обмінних основ, котрі можуть перейти в необмінну форму при зближенні шарів. Високозарядні монтморилоніти, заряд яких становить 0,4–0,6 одиниць на елементарну ланку, здатні до необмінної сорбції (фіксації) іонів K^+ і NH^{4+}, що також впливає на умови калійного й амонійного живлення рослин. Необмінна сорбція калію зумовлена особливостями кристалічної структури глинистих

мінералів, зокрема монтморилоніту. Фіксація калію в необмінній формі монтморилонітом спричинена дифузією калію всередину ґратки, чого немає в мінералах із “жорсткою” структурою (каолініт, хлорит). В обмінній формі у цих монтморилонітах можуть бути присутні багато необхідних рослинам макро- і мікроелементів. У складі кристалічної ґратки монтморилоніту зазвичай знаходиться Mg^{2+} – один із суттєвих елементів живлення і деякі мікроелементи. У процесі вивітрювання і руйнування кристалічних ґраток ці елементи вивільняються і переходять у розчин, з якого можуть використовуватись рослинами.

Висока ємкість катіонного обміну і велика питома поверхня приводять до того, що при внесенні добрив у катіонній формі в ґрунти, що багаті на монтморилоніти, частина елементів живлення вбираються цими мінералами в обмінній формі. У міру споживання біотою елементів живлення з ґрунтового розчину їхні запаси у розчині поповнюються за рахунок обмінних форм. Тому мінерали монтморилонітової групи можуть забезпечити високу буферність ґрунту відносно K^+ та інших елементів живлення у катіонній формі.

Варто зауважити, що завдяки високій ЄКО присутність мінералів монтморилонітової групи у складі мулистих фракцій ґрунтів підвищує буферність ґрунтів до впливу кислих опадів, особливо, якщо буферні реакції протікають у кислому інтервалі pH 4,2–5,0, тобто у межах катіонно-обмінної буферної зони.

Такі важливі властивості ґрунтів, як вбирна здатність, ємкість катіонного обміну, набухання, липкість, пластичність, водопроникність, вологоємність, твердість у тій чи іншій мірі визначаються монтморилонітом. За решти рівних умов ґрунти з високим вмістом монтморилоніту характеризуються високими значеннями ЄКО, питомої поверхні, набухання, водоутримуючої здатності. Набухання монтморилоніту при зволоженні різко зростає і стає практично необмеженим, якщо у складі обмінних катіонів переважає Na^+, а в ґрунтовому розчині мало легкорозчинних солей, що сприяють коагуляції колоїдних

часточок монтморилоніту. Тому ґрунти з переважанням монтморилоніту у складі тонкодисперсних фракцій за присутності Na^+ у ҐВК і за низького вмісту агрегуючих компонентів (гуматний гумус, карбонати) характеризуються дуже несприятливими водно-фізичними властивостями. Такі ґрунти, зазвичай, погано оструктурені, їхня поверхня покрита тріщинами у сухий сезон, або ґрунтовий матеріал “запливає” і перетворюється у суцільну в’язку безструктурну масу (жижу). Від гідрофільності монтморилоніту і бейделіту залежить вміст у ґрунті недоступної для рослин вологи.

Високий вміст монтморилоніту за важкого гранулометричного складу є однією з причин розвитку в ґрунтах злитоґенезу. За певних обставин (контрастний гідротермічний режим саван або прерій) переважання монтморилоніту у складі тонких фракцій ґрунтів і ґрунтотворних порід накладає відбиток не тільки на властивості ґрунтів, але й на зовнішній вигляд усього ландшафту. Типовим прикладом такого роду впливу є формування мікрорельєфу “гільгаї”, що розвивається у процесі *гаплоїдизації* (вертисолізації) [10].

Властивості монтморилонітових ґрунтів суттєво залежать не тільки від кількості самого мінералу. При одночасно високому вмісті монтморилоніту і гуматного гумусу, фізичні властивості ґрунту різко покращуються. Проблема взаємодії гумінових і фульвокислот з глинистими мінералами в ґрунтах далека від остаточного вирішення. Такі взаємодії активно відбуваються у ґрунті та є одним із основних механізмів утворення агрегатів [10]. На взаємодію глинистих мінералів з гумусовими кислотами суттєво впливають характер поверхні мінералу, величина pH і вміст у ґрунті води. Найбільш поширеними типами зв’язку за такої взаємодії є мостикові зв’язки через молекули води або катіони і водневі зв’язки, що розвиваються між гідрогеном H^+ і O^{2+} карбоксильних груп і фенольних гідроксилів гумусових кислот з одного боку, і O^{2+} і H^+, що знаходяться на базальних гранях і на бокових відколах глинистих кристалітів, з другого боку. Не виключається також участь Ван дер Ваальсового зв’язку.

Насправді, зв'язок між глинистими мінералами монтморилонітового складу і гумусовими речовинами не є хімічний (формула Гапона). Він розвивається внаслідок явища адгезії (склеювання), через механізми дегідратації колоїдної плівки гумусових речовин на нерівній (мікротріщинуватій, зморшкуватій) поверхні глинистих мінералів. У циклах наступного зволоження ґрунту під напором води гумусова плівка може стягуватись з поверхні мінералу (лесиваж, відбілювання), внаслідок чого структура ґрунту стає неводостійкою, а його властивості погіршуються.

В умовах кислої реакції (pH <5) можливе проникнення цілих недисоційованих молекул фульвокислот у міжпакетні проміжки мінералів монтморилонітової групи з утворенням внутрішньосферного комплексу. При цьому молекули фульвокислот витісняють молекули води з гідратних оболонок міжпакетних катіонів. Такі твердження є не однозначними. Їх часто спростовують через неможливість таких інвазій внаслідок того, що діаметр молекул гумусу суттєво перевищує товщину міжпакетного простору глинистих мінералів.

У малогумусних ґрунтах і ґрунтотворних породах властивості монтморилоніту абсолютно екстраполюються на властивості ґрунтів. Найкращим прикладом є солонці та солонцюваті ґрунти. Лише у поєднанні монтморилоніту з органічними речовинами типу гумінових кислот, монтморилонітові ґрунти і глини утворюють міцні та водостійкі агрегати. Природа цього зв’язку поки що вивчена недостатньо. За малого вмісту органічних речовин у ґрунті, особливо гумінових кислот, монтморилоніт впливає на ґрунт негативно: при зволоженні ґрунт сильно набухає, а при висиханні розтріскується, ущільнюється і твердне. Ці властивості посилюють й інші, близькі до монтморилоніту мінерали (вермикуліт), а також високий вміст у вбирному комплексі Na^+.

Мінерали монтморилонітової групи широко застосовують з метою очистки ґрунтів і вод від різних забруднюючих речовин. У фармацевтиці

використовують очищений монтморилоніт для виготовлення *смекти* – мінерального порошку, сорбенту шкідливих речовин. У вихідному стані ці мінерали можуть ефективно вбирати деякі важкі метали. Для вбирання не іонних токсичних органічних сполук застосовують та звані “органоглини” – монтморилоніти, які модифіковані шляхом насичення міжпакетних проміжків катіонами *алкіламінів* із довгими ланцюжковими структурами. Модифіковані у такий спосіб монтморилоніти ще ефективніші при очистці ґрунтів і вод від бензолу, толуолу та інших ароматичних органічних токсикантів.

8. 5. Мінерали групи вермикуліту

У 50-х роках XX століття вермикуліт вважали перехідним мінералом між слюдами, ілітами і мінералами монтморилонітової групи, через їхню значну подібність зі структурами і властивостями цих мінералів. Вермикуліт (vermiculus, *з лат.* – “черв’ячок”) отримав свою назву після того, як він при нагріванні розшаровувався і скручувався у видовжені червоподібні палички і стовпчики. Елементарна ланка вермикуліту подібна до елементарної ланки біотиту, але дещо більша за останню унаслідок заміщення калію на магній і залізо. Як і монтморилоніт, вермикуліт у вигляді індивідуального мінералу трапляється не так часто. Найновіші рентгенографічні дані дають змогу стверджувати, що мінерали, котрі раніше діагностувались як вермикуліт, насправді є гідробіотитами або мають змішаношарувату слюда-вермикулітову структуру. Найчастіше вермикуліт утворює змішаношаруваті утворення зі слюдами та ілітами. При взаємодії з гліцерином вермикуліти утворюють комплексну речовину, при цьому міжплощинна відстань збільшується.

У якості непрямої ознаки для визначення вермикуліту слугує хімічний склад, зокрема, вміст значної кількості магнію (14,0 %) і відсутність калію.

Будова кристалічної ґратки та морфологія часток. Вермикуліти відносяться до тришарових силікатів і позначаються цифровим індексом 2 : 1. Їхня кристалічна ґратка складається з двох тетраедричних сіток, звернених

вершинами назустріч одна одній, між якими заключений октаедричний шар. З'єднання тетраедричної та октаедричної сіток здійснюється через спільні вершини, у яких знаходиться оксиген. Звернемо увагу, що вермикуліт дуже подібний на монтморилоніт (див. рис. 36).

Узагальнена кристалохімічна формула триоктаедричного вермикуліту така: $(Ca, Mg,\ldots)(Mg,Fe)_3(OH)_2[(Si, Al)_4O_{10}]\cdot 4H_2O$. Хімічний склад вермикуліту коливається у межах: MgO 14–25 %; Al_2O_3 10–17 %; Fe_2O_3 3–17 %; SiO_2 34–42 %; $SiO_2 : R_2O_3 = 3$. Вміст води досягає 12–20 %, яка знаходиться між пакетами і виділяється в інтервалі 100–300°C. Крім води, у міжпакетному просторі присутні обмінні основи, переважно Mg^{2+}. Сингонія, ймовірно, моноклинна.

У кристалохімічній формулі на першому місці стоять міжпакетні катіони, котрі компенсують негативний заряд, який виникає у тришаровому пакеті за рахунок гетеровалентного ізоморфізму. Заряд локалізований у тетраедричній сітці і утворюється за рахунок ізоморфного заміщення Si^{4+} на Al^{3+}, при цьому заміщується >14 %, але <25 % тетраедричних іонів Si. З цієї причини величина заряду менша, ніж у слюдах та ілітах, але більша, ніж у монтморилоніту і становить 0,6–0,9 одиниць на елементарну ланку.

На другому місці у кристалохімічній формулі стоять октаедричні катіони. У складі мулистих фракцій ґрунтів і ґрунтотворних порід можуть бути присутні не тільки триоктаедричні, але й диоктаедричні вермикуліти. Тоді у формулі замість виразу $(Mg,Fe)_3$ на другому місці буде стояти $(Al)_2$. На третьому місці стоять гідроксильні групи, які займають вершини октаедрів. Вираз, що є у квадратних дужках, відповідає складу тетраедричної сітки і відображає ізоморфне заміщення Si^{4+} на Al^{3+}. На останньому місці у формулі знаходяться чотири молекули води, які представляють гідратні оболонки міжпакетних катіонів. При нагріванні ця молекулярна вода випаровується, що призводить до звуження параметрів кристалічної ґратки вермикуліту вздовж осі *c (z)*. Унаслідок цього вермикуліти, як і монтморилоніти, відносяться до глинистих

мінералів із лабільною (рухомою) кристалічною ґраткою. На відміну від мінералів монтморилонітової групи, вермикуліти не здатні до необмеженого набухання, і кількість води у міжпакетних позиціях обмежується чотирма молекулами на елементарну ланку. На ренгенограмах вермикуліту при максимальній гідратації наявне відображення 14 Å. При насиченні вермикуліту Mg, Ca, Sr міжпакетна відстань становить від 14 до 15 Å, а при насиченні K, NH_4, Na – відповідно, від 10,6 до 14,8 Å. Одночасно при цьому змінюється вміст міжпакетної води: при насиченні калієм шар води становить 1,34 Å, кальцієм – 5,1 Å.

На електронних мікрофотографіях вермикуліт представлений пластинчастими часточками, інколи гексагональної форми.

Сорбційні властивості. Сили електростатичної взаємодії між негативно зарядженим тришаровим пакетом і міжпакетними катіонами у вермикулітах будуть слабші, ніж у слюдах та ілітах, що зумовлено значно нижчою величиною заряду. Тому вермикуліти, аналогічно монтморилонітам, здатні до міжпакетної сорбції матеріалу, мають як зовнішню, так і внутрішню поверхню і характеризуються високими значеннями ЄКО і питомої поверхні. Величина ЄКО вермикулітів навіть більша, ніж у мінералів монтморилонітової групи і становить 1300–2000 ммоль екв/кг, незважаючи на те, що вермикуліти у складі тонкодисперсних фракцій ґрунтів зазвичай представлені крупнішими часточками. Такі відмінності пояснюються тим, що вермикуліти мають дещо вищий заряд, порівняно з мінералами групи монтморилоніту. Величина питомої поверхні вермикулітів може сягати 800 $м^2$/г.

В екологічному плані вермикуліти також дуже схожі з монтморилонітами. Специфічними сорбційними властивостями вермикуліту є висока селективність і здатність до необмінної сорбції (фіксації) у міжпакетних позиціях крупних слабо гідратованих катіонів – K^+, NH_4^+, Rb^+, Cs^+, котрі активно витісняють з міжпакетних позицій Ca^{2+}, Mg^{2+} та інші катіони з більш високою енергією гідратації, що призводить до стискування кристалічної

ґратки вздовж осі *c (z)*. Міцному закріпленню іонів K^+ і Cs^+ у міжпакетних позиціях вермикуліту сприяє відповідність іонних радіусів цих катіонів розмірам гексагональних пустот тетраедричної сітки.

Переважна частина ЄКО вермикулітів зумовлена ізоморфними заміщеннями у кристалічній ґратці і не залежить від pH. На бокових відколах вермикулітів знаходяться гідроксильні групи, котрі можуть бути джерелом залежних від pH ЄКО і кислотності.

Походження. Значна частина вермикулітів у складі тонкодисперсних фракцій ґрунтів і ґрунтотворних порід мають гіпергенне походження. Вони є продуктами сучасного або давнього вивітрювання і ґрунтоутворення. Найчастіше вермикуліти утворюються у результаті трансформаційних змін слюд, ілітів або хлоритів, тому так часто утворюють із цими мінералами змішаношаруваті утворення.

Вплив на властивості ґрунтів. Завдяки здатності до селективного вбирання і фіксації іонів K^+ і NH_4^+ мінерали групи вермикуліту сильно впливають на режим калійного й амонійного живлення рослин. Наявність вермикуліту у складі мулистих фракцій призводить до того, що значна частина K^+ і NH_4^+, що вносяться в ґрунт разом з добривами, будуть міцно зв'язані у кристалічній ґратці вермикуліту.

Це явище має двоякі наслідки для росту і розвитку сільськогосподарських культур, як негативні, так і позитивні. З одного боку, в ґрунтах з високою калій- та амоній-фіксуючою здатністю, зумовленою високим вмістом у ґрунті вермикуліту, для підтримки оптимальної концентрації іонів K^+ і NH_4^+у розчині необхідно суттєво збільшувати дози добрив, що призведе до додаткових затрат і дорожчання продукції. З іншого боку, при внесенні калійних і амонійних добрив створюється значний запас цих елементів у необмінній формі, з якого можуть поступово поповнятись запаси обмінних і водорозчинних K^+ і NH_4^+ в міру їхнього вбирання біотою. Крім того, фіксація вермикулітом іонів K^+ і NH_4^+ у ґрунті знижує потенційну можливість їхнього вилуговування у ґрунтові води.

За рахунок високої ЄКО вермикуліт забезпечує високу буферність ґрунтів до протону при взаємодії ґрунту з кислими опадами, якщо буферні реакції проходять у межах катіонно-обмінної буферної зони.

Завдяки здатності фіксувати Cs^+ і високій ЄКО вермикуліти широко використовуються для очищення води та інших природних середовищ від забруднення $^{137}Cs^+$ і багатьма іншими важкими металами. Вермикуліт значно міцніше утримує ці забруднюючі компоненти, порівняно з монтморилонітом. Основна причина полягає в тому, що вермикуліт має більш високі значення негативного заряду в тришаровому пакеті.

Для більш якісної очистки води та інших середовищ від забруднюючих неіонних органічних сполук, вермикуліт модифікують і перетворюють в "органоглину". Для цього у міжпакетний простір вермикуліту вводять алкіл-амонійні іони, які характеризуються довгими ланцюжковими структурами. У результаті такого обробітку міжпакетні проміжки вермикуліту розширюються, його мікропористість збільшується, у результаті чого мінерал набуває органофільних властивостей. Модифікований у такий спосіб вермикуліт ефективно вбирає бензол, толуол та їхні похідні.

8. 6. Мінерали групи хлоритів

Будова кристалічної ґратки та морфологія часток. Хлорити відносяться до чотиришарових шаруватих силікатів і позначаються цифровим індексом 2 : 1 : 1. У їхній кристалічній ґратці тришарові пакети слюдяного типу (2 : 1) чергуються з додатковим октаедричним ("гідраргілітовим") шаром (рис. 38). Інколи хлорити позначаються індексом 2 : 2. Проте індекс 2 : 1 : 1 є правильнішим, оскільки склад основного октаедричного шару (в тришаровому пакеті) завжди відрізняється від складу додаткового октаедричного шару, який розміщений у проміжку між тришаровими пакетами слюдяного типу.

Головна відмінність полягає в тому, що у вершинах основного октаедричного шару, який заключений між двома тетраедричними сітками у

тришаровому пакеті (слюдяному), знаходиться оксиген (у тих вершинах, через котрі октаедрична сітка з'єднується з тетраедричними шарами) і гідроксильні групи, а в додатковому октаедричному шарі всі вершини октаедрів зайняті гідроксильними групами.

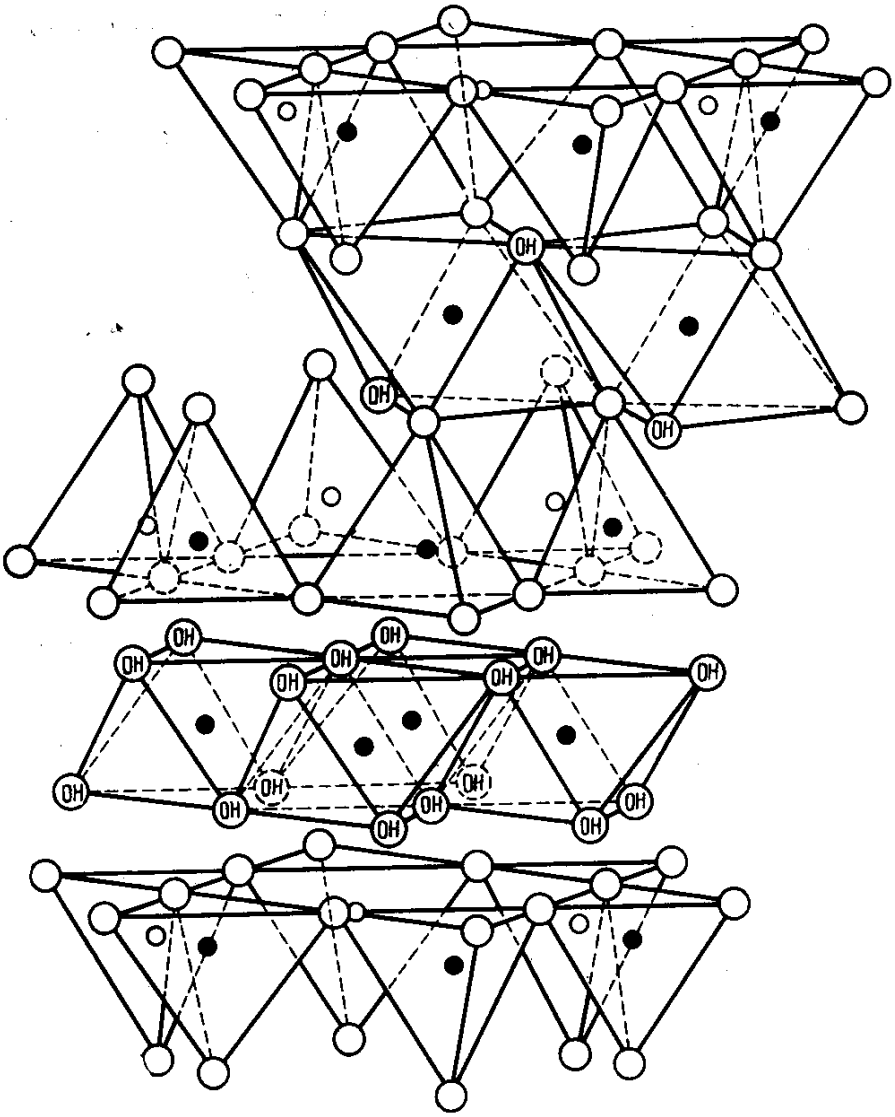


Рис. 38. Схематичне зображення структури хлориту
(умовні позначення показані на рис. 26)

Негативний заряд у тришаровому пакеті виникає за рахунок ізоморфного заміщення Si^{4+} на Al^{3+} або Fe^{2+} у тетраедрах. Заряд компенсується позитивно зарядженим додатковим октаедричним шаром, у котрому часто проявляється ізоморфне заміщення двовалентних катіонів (Fe^{2+}, Mg^{2+}) на тривалентні (Al^{3+},

Fe^{3+}). У кристалічних ґратках хлоритів часто присутні такі елементи як Cr, Ni, Mn, V, Cu і Li [34].

Узагальнена формула триоктаедричного хлориту виглядає так: $(Me^{2+}, Me^{3+})(OH)_2[(Si, Al)_4O_{10}](Me^{2+}, Me^{3+})(OH)_6$. У цій формулі на першому місці стоять октаедричні катіони основного октаедричного шару, який знаходиться у тришаровому пакеті. Далі йдуть гідроксильні групи у вершинах октаедрів основного октаедричного шару. Вираз, який вміщений у квадратних дужках, відповідає складу тетраедричної сітки. Два останніх члени у формулі відносяться до катіонів і гідроксильних груп, розташованих, відповідно у центрах і вершинах октаедрів додаткового октаедричного шару.

Триоктаедричні хлорити з домінуванням Mg називаються *клинохлорами*, а з переважанням Fe^{2+} – *шамозитами*. У складі тонкодисперсних фракцій ґрунтів і ґрунтотворних порід, поряд із триоктаедричними, зустрічаються також диоктаедричні хлорити у яких в основному і додатковому октаедричних шарах переважають тривалентні катіони – Fe^{3+} і Al^{3+}. Зустрічаються також хлорити, у котрих основний октаедричний шар заповнений по триоктаедричному закону, а додатковий – по диоктаедричному.

Ізоморфні заміщення можливі як у тетраедричних сітках, так і у двох різних октаедричних шарах. Унаслідок цього виникає велике різноманіття хімічного складу хлоритів.

На електронних мікрофотографіях часточки хлориту часто мають пластинчасту форму з потоншеними краями.

Сорбційні властивості. Завдяки наявності додаткового октаедричного шару між тришаровими пакетами у незвітрених мінералах групи хлоритів майже весь міжпакетний простір заповнений цим шаром. З огляду на це такі мінерали нездатні до міжпакетної сорбції речовини і не мають хімічно активної внутрішньої поверхні. Оскільки кристалічна ґратка хлоритів не змінює своїх параметрів уздовж осі c (z) при зволоженні-висиханні і при насиченні різними катіонами, хлорити відносяться до глинистих мінералів із “жорсткою”

(нелабільною) структурою. У ґрунтах і ґрунтотворних породах хлорити присутні переважно у складі пилуватих фракцій, а в мулистій фракції вони представлені найкрупнішими часточками.

Відносно низький ступінь дисперсності, жорсткість кристалічної ґратки і нездатність до міжпакетного вбирання матеріалу призводить до того, що хлорити характеризуються низькими величинами ЄКО, що вимірюються першими десятками ммоль екв/кг. Питома поверхня хлоритів також незначна і становить 26–45 $м^2/г$ [34].

Походження. Основна частина триоктаедричних хлоритів у складі ґрунтів і ґрунтотворних порід мають негіпергенне походження. Вони з'явились у результаті метаморфічних, гідротермальних та інших постмагматичних процесів. Диоктаедричні хлорити можуть утворитись також у процесі вивітрювання і ґрунтоутворення за рахунок входження гідроксокомплексів Al різної основності у міжпакетний простір лабільних глинистих мінералів з їх наступною полімеризацією.

Вплив на властивості ґрунтів. Незвітрені хлорити через низьку дисперсність і малі значення ЄКО не мають суттєвого впливу на сорбційні властивості ґрунтів. До того ж хлоритів завжди мало у тонкодисперсних фракціях.

Водночас, хлорити досить легко піддаються руйнуванню і трансформаційним змінам. При руйнуванні вони можуть бути джерелом Mg і деяких мікроелементів, важливих для живлення рослин. Додатковий октаедричний шар у структурі хлоритів є нестійкий і піддається розчиненню. Хлорити з частково розчиненим додатковим октаедричним шаром володіють великою хімічною активністю. Вони можуть використовуватись для вбирання радіонуклідів у катіонній і аніонній формах.

Присутність хлоритів у складі твердої фази ґрунтів підвищує буферність ґрунтів до впливу кислотних агентів, так як розчинення і трансформаційні зміни хлоритів відбуваються із поглинанням протону.

8. 7. Мінерали групи ґрунтових хлоритів

Відносно мінералів групи ґрунтових хлоритів немає уніфікованої термінології. Ці мінерали відомі під різними назвами: 1,4 нм мінерал; диоктаедричний аналог вермикуліту, хлорито-подібний мінерал; змішаношаруватий хлорит-вермикуліт; мінерал з перехідною від 2 : 1 до 2 : 1 : 1 структурою; хлорит-вермикуліт; хлоритизований вермикуліт та інші. Зважаючи на походження мінералу, термін “ґрунтовий хлорит” найбільш вдалий. Він представляє собою скорочену версію назви “aluminoussoilchlorite” [32].

За уявленнями вчених у 50–60-х роках XX ст., мінерали групи ґрунтових хлоритів мають кристалічну ґратку перехідного типу від 2 : 1 до 2 : 1 : 1, тобто від тришарових силікатів слюдяного типу до чотиришарових типу хлориту [32; 38]. У 80–90-х роках минулого століття методами рентген-дифрактометрії уявлення про ймовірну будову кристалічних ґраток ґрунтових хлоритів були суттєво поглиблені і доповнені [40].

Будова кристалічної ґратки та морфологія часток. Хоча кристалічна структура ґрунтових хлоритів дуже подібна до структури власне хлоритів, вона має свої специфічні особливості. У кристалічній ґратці ґрунтових хлоритів тришарові пакети слюдяного типу чергуються з додатковим октаедричним шаром. На цьому подібність між хлоритами і ґрунтовими хлоритами завершується. У ґрунтових хлоритів додатковий октаедричний шар не просто має інший хімічний склад ніж основний октаедричний шар у тришаровому пакеті. Додатковий октаедричний шар у ґрунтових хлоритах виражений не у формі суцільної октаедричної сітки, як у власне хлоритів, а у вигляді окремих фрагментів або “островів”, для яких інколи використовують термін “атоли”, оскільки ці фрагменти часто мають форму шестичленного кільця [32; 38].

Міжпакетний матеріал у кристалічних ґратках ґрунтових хлоритів ідентифікований як прошарки гідроксиду Al (рідше – Fe) або *полігідроксокатіони* Al (аквакомплекси Al) [32]. Ці фрагменти структури мають

позитивний заряд, котрий нейтралізує негативний заряд тришарового пакету. Заряд може виникати за рахунок ізоморфного заміщення як у тетраедрах (заміщення Si^{4+} на Al^{3+}), так і в октаедрах (заміщення Al^{3+} на Mg^{2+}). Мольні співвідношення OH : Al у міжпакетному матеріалі коливаються від 2,30 до 2,96.

У міжпакетних позиціях ґрунтових хлоритів можуть бути присутні не тільки прошарки гідроксокомплексів Al, але й різноманітні компоненти силікатного складу, які відповідають алофаноподібним аморфним алюмосилікатам і шаруватим силікатам типу 1 : 1 і 2 : 1. Ці фрагменти силікатних структур розташовуються переважно на крайових позиціях міжпакетних проміжків ґрунтових хлоритів.

Сорбційні властивості. Особливості структури ґрунтових хлоритів диктують характер поведінки мінералів у ґрунті. Сорбційні властивості мінералів ґрунтових хлоритів досить різні і залежать від властивостей тришарового пакету, що входить до складу їхньої структури, а також від ступеня заповнення міжпакетного простору фрагментами (атолами) додаткової октаедричної сітки або іншим матеріалом.

За незначної кількості міжпакетного матеріалу залежна і незалежна від pH ЄКО та інші сорбційні характеристики ґрунтових хлоритів будуть залежати головно від структури тришарового пакету, котра може бути аналогічна структурі іліту, вермикуліту або монтморилоніту. У такому разі сорбційні властивості ґрунтових хлоритів будуть близькими до відповідних характеристик одного із цих мінералів.

При повнішому заповненні міжпакетних проміжків фрагментами додаткової октаедричної сітки або іншим матеріалом, частина сорбційних центрів на внутрішніх поверхнях будуть заблоковані. У такому разі сорбційні характеристики ґрунтових хлоритів будуть близькими до аналогічних у власне хлоритів.

Походження. Найчастіше у складі тонкодисперсних фракцій ґрунтів мінерали групи ґрунтових хлоритів є безпосереднім продуктом вивітрювання і

ґрунтоутворення. Не можна повністю відкидати можливість їхнього формування у результаті гідротермальних та інших постмагматичних процесів.

Основних гіпотез утворення ґрунтових хлоритів є три. Всі вони стосуються природи (механізму) формування фрагментів додаткової октаедричної сітки (атолів) у міжпакетних проміжках мінералів. Найбільш відомою є *аградаційна* теорія походження ґрунтових хлоритів, яка отримала підтвердження у лабораторних дослідах. Згідно з цією теорією, ґрунтові хлорити утворюються із лабільних шаруватих силікатів – вермикуліту і монтморилоніту. У міжпакетні проміжки цих мінералів із навколишнього розчину проникають іони гідроксокомплексів Al різної основності – $Al(OH)^{2+}$ і $Al(OH)_2^+$. У результаті їхньої полімеризації утворюються полігідроксокатіони Al, котрі у кристалохімічному відношенні представляють собою фрагменти октаедричного шару [33]. У лабораторії вдалось швидко синтезувати ґрунтові хлорити шляхом обробітку вермикуліту і монтморилоніту розчином $AlCl_3$. При відповідному співвідношенні у системі: алюмінію у розчині і монтморилоніту – у твердій фазі суспензії, синтезувався мінерал, у котрому весь міжпакетний простір був заповнений додатковим октаедричним шаром. Тобто, отримали структуру диоктаедричного хлориту [33]. Синтез ґрунтових хлоритів успішно проходив тільки у діапазоні значень pH від 4 до 6, тобто в умовах, коли іонні форми Al у розчині представлені переважно гідроксокомплексами $Al(OH)^{2+}$ і $Al(OH)_2^+$.

Друга гіпотеза утворення мінералів групи ґрунтових хлоритів умовно називається *деградаційною*. Згідно з цією теорією ґрунтові хлорити формуються у процесі деградації досконалих хлоритів при частковому розчиненні додаткового октаедричного шару.

Третю гіпотезу утворення ґрунтових хлоритів висунув німецький ґрунтознавець Блюм. Її можна назвати *автоградаційною,* тому що формування прошарків гідроксиду Al у міжпакетних проміжках тришарових силікатів відбувається за рахунок Al самої кристалічної ґратки мінералу. При цьому,

алюміній переходить із тетраедричних позицій слюд і вермикулітів у міжпакетні проміжки, змінюючи при переході четвертну координацію на шестерну [20]. Ця гіпотеза також підтверджена експериментально. Механізм такої гіпотези підтверджується при обробітку флогопіту розчинами органічних кислот, здатних до комплексоутворення. Кислота при цьому відіграє роль донора протонів. Іони гідрогену H^+ проникають всередину кристалічної ґратки мінералу, витісняючи Al із тетраедричних позицій у міжпакетний простір.

Механізм утворення ґрунтових хлоритів з алюмосилікатним міжпакетним матеріалом поки що до кінця не вивчений. Також невідомо, чи можуть такі мінерали синтезуватись у природних умовах.

Вплив на ґрунтові властивості. Мінерали групи ґрунтових хлоритів по-різному впливають на властивості ґрунтів. Це залежить найперше від ступеня заповнення міжпакетного простору фрагментами додаткового октаедричного шару.

Зазвичай високий вміст ґрунтових хлоритів приводить до зниження незалежної від pH ЄКО, оскільки частина міжпакетних позицій у тришарових пакетах виявляється заблокованою полігідроксокатіонами Al. Водночас, ґрунтові хлорити є одним із джерел залежної віл pH ЄКО. Це відбувається тому, що: по-перше, за наявності полігідроксокомплексів Al на крайових позиціях глинистих кристалітів джерелом залежної від pH ЄКО є гідроксильні групи, які при цьому знаходяться на поверхні бокових відколів; по-друге, в умовах слаболужного середовища прошарки гілроксиду Al піддаються частковому розчиненню, а частина обмінних позицій у міжпакетних проміжках стають розблокованими.

З цієї ж причини ґрунтові хлорити можуть бути одним із джерел гідролітичної кислотності, тому що при взаємодії з лугами (pH 8,2–8,3) гідроксильні групи на бокових відколах кристалітів можуть вступати в реакцію депротонування. До того ж, при дії лугу прошарки гідроксиду Al у ґрунтових хлоритах частково розчиняються. При цьому алюміній, що перейшов у розчин,

вступає у реакцію гідролізу і може бути одним із джерел гідролітичної кислотності.

Ґрунтові хлорити можуть відігравати велику буферну роль при взаємодії ґрунтів з кислими опадами, особливо коли реакція нейтралізації протону протікає у межах алюмінієвої буферної зони, тобто при pH < 4,2. За такого pH прошарки гідроксиду Al піддаються розчиненню, а сама реакція протікає з вбиранням протону, тобто є буферною.

8. 8. Група змішаношаруватих мінералів

Про існування змішаношаруватих мінералів відомо з 1934 року. У статтях і монографіях зарубіжних авторів часто зазначалось, що у результаті перетворення мінералів "часто виявляються одночасно гідрослюди, каолініт, монтморилоніт або в сумішах, або у складніших поєднаннях, наприклад у формі змішаношаруватих мінералів" [27].

У тонкодисперсних фракціях ґрунтів і ґрунтотворних порід, крім індивідуальних мінералів підкласу шаруватих силікатів, зустрічаються мінеральні утворення, що складаються із поєднання окремих фрагментів різних індивідуальних мінералів. Інколи важко ідентифікувати, які з мінеральних фаз глинистих мінералів, індивідуальні чи поєднання фрагментів цих індивідуальних структур, насправді присутні у мінеральній речовині ґрунту. Такі поєднання неоднорідних кристалічних структур можуть мати різні співвідношення фрагментів (пакетів), чим ще більше ускладнюють діагностику мінералогічного складу тонкодисперсних фракцій ґрунтів і ґрунтотворних порід.

Значне поширення змішаношаруватих мінералів дало підставу багатьом авторам вважати, що індивідуальні мінерали зустрічаються зрізка. Цей висновок є завчасним, оскільки: 1) зазвичай мінерали визначаються в одній із фракції гранулометричного складу, але при детальнішому вивченні фракцій, можуть виявитись індивідуальні мінерали там, де їх до того не знаходили; 2) не в усіх ґрунтах і ґрунтотворних породах вивчений мінералогічний склад.

Надзвичайне поширення змішаношаруватих мінералів не викликає сумнівів. На практиці, лише у невеликій кількості зразків чорноземів виявлений монтморилоніт у чистому вигляді, тобто у якості індивідуального мінералу. Крім того, ґрунтознавці і геологи часто однаково називають суміші індивідуальних мінералів і змішаношаруваті утворення незалежно від природи зв'язку між мінералами: наприклад, гідрослюдисто-монтморилонітова асоціація або вермикуліт-хлоритова асоціація.

Змішаношаруваті мінерали прийнято позначати через дефіс, наприклад, гідрослюда-монтморилоніт, хлорит-вермикуліт. Механічні суміші мінералів розділяються комою: гідрослюда, монтморилоніт, хлорит, вермикуліт тощо.

До складу кристалічних ґраток індивідуальних глинистих мінералів у якості обов'язкових компонентів входять тетраедричні та октаедричні сітки, що утворюють пакети відповідного типу (1 : 1; 2 : 1; 2 : 1 : 1). Ця єдина для всіх глинистих мінералів специфічна особливість кристалічних структур робить можливим існування і значне поширення різноманітних комбінацій кристалічних структур, до складу яких входять пакети різних індивідуальних мінералів. Такі поєднання пакетів різних індивідуальних мінералів, що чергуються у просторі вздовж осі *c (z)*, утворюють велику групу так званих "*змішаношаруватих мінералів*" [41]. Саме через такі перехідні кристалічні структури часто здійснюється синтез багатьох індивідуальних мінералів.

Будова кристалічних ґраток, властивості, походження. Для позначення змішаношаруватих структур часто використовують символи з поєднанням букв латинського алфавіту, кожна з яких позначає відповідний індивідуальний мінерал.

Усі змішаношаруваті мінерали поділяються на дві групи – *упорядковані та неупорядковані*. В упорядкованих змішаношаруватих структурах пакети індивідуальних мінералів чергуються по відповідному закону. Наприклад, в упорядкованому іліт-вермикулітовому змішаношаруватому мінералі, у котрому обидва компоненти (компонент *A* – іліт, компонент *B*– вермикуліт) присутні у

рівних пропорціях, за компонентом *A* завжди слідує компонент *B*. Таке чергування постійно повторюється. Письмовий запис такої кристалічної структури позначається *ABABAB*…. . Якщо упорядковане чергування пакетів відбувається при співвідношенні компонентів *A* і *B*, що дорівнює 2 : 1, тоді такий змішаношаруватий мінерал позначається індексом з такою послідовністю букв *AABAABAAB*.... . Упорядкований змішаношаруватий мінерал, у котрому за законом *ABAB* … чергуються пакети іліту і монтморилоніту, називається *ректоритом*. При упорядкованому чергуванні за таким же законом пакетів монтморилоніту і хлориту змішаношаруватий мінерал відноситься до *коренситу*.

У повністю неупорядкованих змішаношаруватих мінералах немає якого-небудь правила в чергуванні пакетів індивідуальних мінералів. Ймовірність зустріти у такій структурі пакет відповідного мінералу майже завжди дорівнює частці цього компоненту у змішаношаруватій структурі. Часто зустрічаються змішаношаруваті мінерали, коли частина глинистого кристаліту характеризується упорядкованим чергуванням компонентів, а друга частина – неупорядкованим чергуванням пакетів індивідуальних мінералів. Загальна кількість змішаношаруватих мінералів безкінечно велика, зважаючи на кількісний склад компонентів, варіативність комбінацій, різницю у пропорціях і законах чергування, або взагалі невпорядкованість чергування. У природі виявлені значно складніші мінерали, які складаються із трьох і більше пакетів різних мінералів, наприклад: слюда-хлорит-монтморилоніт.

Чергування шарів у змішаношаруватих мінералах може бути також *регулярним* і *нерегулярним*. Яскравим прикладом регулярного чергування може бути хлорит, який складається зі слюдяних (2 : 1) і бруситових (шар октаедрів) або талькових шарів (див. рис. 27). Змішаношаруваті мінерали з регулярним чергуванням шарів зустрічаються рідше. Деяким із них дані спеціальні назви: *алевардит* (шари мусковіту з різними катіонами); *браваізит* (іліт + монтморилоніт); *гідробіотит* (біотит + вермикуліт + магній); *коренсит* (хлорит

+ монтморилоніт); *ректорит* (іліт + монтморилоніт); *тосудит* (диоктаедричний хлорит + монтморилоніт); *судоіт* (ди-триоктаедричний хлорит); *донбасит* (диоктаедричний хлорит); *хлорит* (триоктаедрична слюда + брусит); *набухаючий хлорит* (шари слюди і колони бруситу). Це не завжди доцільно, зважаючи на значне різноманіття поєднань шарів і мінливість їхніх кількісних співвідношень, що породжує заплутаність у номенклатурі. Позначення змішаношаруватих мінералів через дефіс є оптимальним.

Немає спільних властивостей для всіх змішаношаруватих структур. Ці властивості будуть змінюватись у широких межах, залежно від складу компонентів, співвідношення між ними і законів чергування компонентів у просторі.

У складі тонкодисперсних фракцій ґрунтів і ґрунтотворних порід змішаношаруваті мінерали можуть мати різне походження. Частково їхня ґенеза зв’язана з процесами вивітрювання і ґрунтоутворення, а частково – з гідротермальними та іншими негіпергенними процесами.

Найбільш поширеними у ґрунтах є змішаношаруваті іліт-вермикулітові, іліт-монтморилонітові, хлорит-вермикулітові та хлорит-монтморилонітові мінерали, які часто є продуктами вивітрювання слюдистих силікатів (рис. 39).

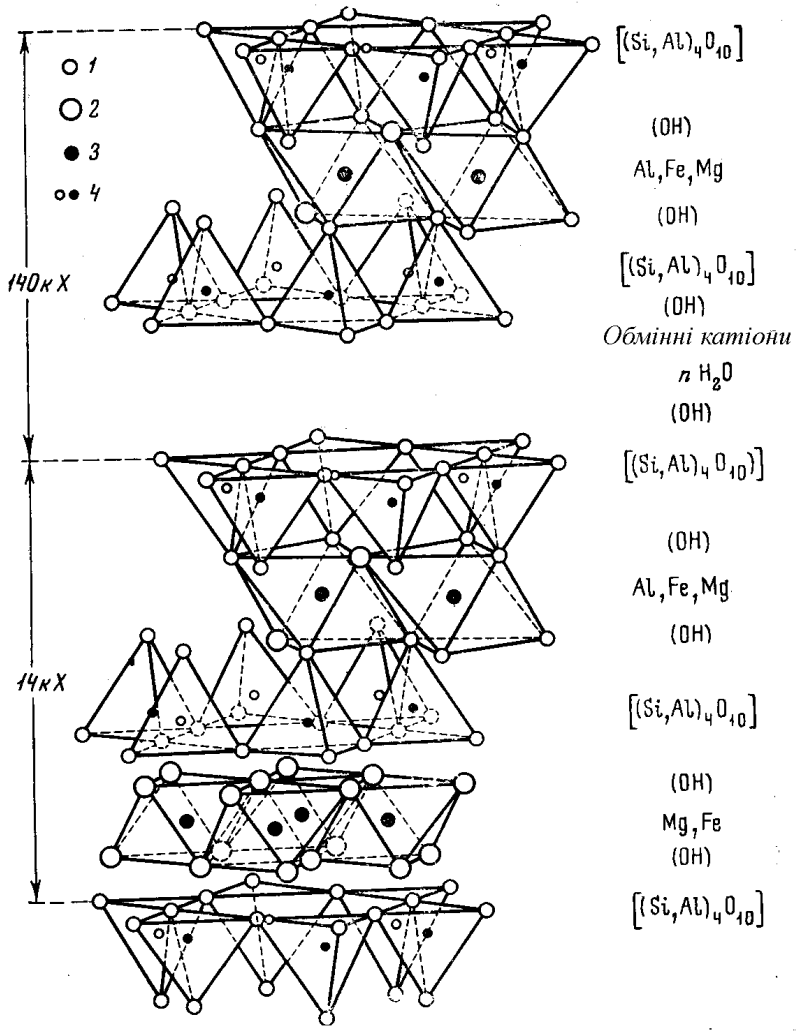


Рис. 39. Схематичне зображення змішаношаруватого хлорит-монтморилонітового зростка

1 – оксиген, *2* – гідроксили, *3* – алюміній, *4* – силіцій, частково алюміній

Розділ 9.

Високодисперсні неглинисті мінерали

У мулистій та пилуватих фракціях ґрунтів і ґрунтотворних порід присутні не тільки високодисперсні власне глинисті мінерали підкласу шаруватих силікатів, високодисперсні кластогенні мінерали, що є продуктами вивітрювання первинних мінералів (кварц, польові шпати, плагіоклази), але й інші мінерали, значна частина яких взагалі не відносяться до класу силікатів. Тим не менше, ці компоненти часто також називають “глинистими” мінералами у широкому, не буквальному значенні цього терміну.

До цієї збірної групи мінералів, багато з яких не відносяться до підкласу шаруватих силікатів, але часто зустрічаються у складі тонкодисперсних фракцій ґрунтів і порід, належать: група *палигорськіту* і *сепіоліту*, група *алофанів* та *імоголіту* і група *гідроксидів Fe* і *Al*.

9. 1. Палигорськіт і сепіоліт

Сепіоліт $Mg_3[Si_4O_{11}]H_2O{\cdot}nH_2O$ або $3MgO{\cdot}4SiO_3{\cdot}2H_2O$ є магнезіальним силікатом, а палигорськіт $MgAl[Si_4O_{11}][OH]_2{\cdot}nH_2O$ або $MgO{\cdot}Al_2O_3{\cdot}4SiO_2{\cdot}5H_2O$ – Al-магнезіальним алюмосилікатом. Склад мінералів перемінний. Характерні широкі коливання співвідношень між Mg і Al, починаючи з різновидів із значним переважанням вмісту MgO над Al_2O_3 і закінчуючи мінеральними видами із протилежними співвідношеннями цих компонентів. Багаті на Al_2O_3 різновиди з відношенням Al : Mg називаються *палигорськітами*, а бідні, які наближаються за складом до сепіоліту – *пілолітами*. Частина Al, крім того, заміщається Fe^{3+}.

Сепіоліт має біле, зеленувато-жовте або рожево-біле забарвлення. Знайдений в осадових породах в асоціації з магнезитом, доломітом і опалом. Палигорськіт має білий колір із сіруватим, жовтуватим і зеленуватим

відтінками. Обидва мінерали розкладаються у хлоридній (соляній) і сульфатній (сірчаній) кислотах.

Будова кристалічної ґратки і морфологія часток. Палигорськіт і сепіоліт відносяться до підкласу стрічкових силікатів. Їхня кристалічна ґратка складається із структур слюдяного типу 2 : 1, що видовжені вздовж осі *a (x)* у формі тришарових стрічок, у яких між двома стрічками тетраедрів, звернених своїми вершинами назустріч одна до одній, знаходиться стрічка октаедрів. З'єднання тетраедрів і октаедрів у стрічці аналогічне з шаруватими силікатами типу 2 : 1 і здійснюється через оксиген у спільних вершинах тетраедрів і октаедрів. Сепіоліт відрізняється від палигорськіту дещо більшою шириною стрічок. Окремі стрічки з'єднуються між собою через спільні вершини рядів тетраедрів, які займають у стрічках крайні позиції. При цьому у структурі утворюються порожнини – канали або тунелі, що витягнуті паралельно до стрічок. У результаті такої структури утворюється внутрішня поверхня мінералів (рис. 40).

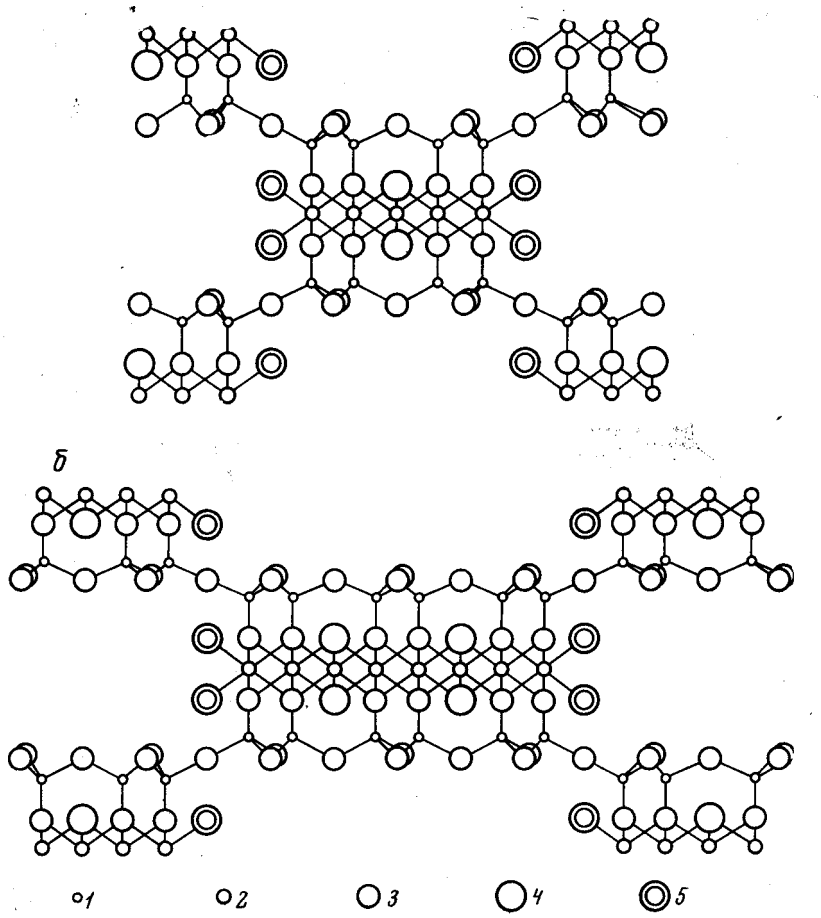


Рис.40. Схематичне зображення кристалічних ґраток палигорськіту (*а*) і сепіоліту (*б*) у вигляді “кружків” і “паличок” [25]

1 – алюміній, *2* – магній і алюміній, *3* – оксиген, *4* – гідроксили, *5* – зв’язана вода

Кристалічна ґратка цих мінералів не лабільна, отже мінерали не набухають. Обидва мінерали містять цеолітну воду, котра видаляється за температури 350°С без змін у самій ґратці.

Так само, як і в шаруватих силікатах, у сепіоліті і палигорськіті у тетраедричних позиціях знаходяться іони Si^{4+}. Сепіоліти є триоктаедричними мінералами. У їхній кристалічній ґратці в октаедрах переважає Mg^{2+}, інколи зустрічаються залізисті різновиди сепіоліту, у котрих не тільки октаедричні, але й частина тетраедричних позицій зайнята Fe. Серед палигорськітів зустрічаються диоктаедричні різновиди з переважанням Al в октаедрах.

У складі тонкодисперсних фракцій ґрунтів палигорськіти і сепіоліти зазвичай представлені витягнутими волокнистими часточками довжиною від <1

до 20 мкм. Унаслідок спутано-волокнистої будови і пухкого складення ці мінерали мають низьку щільність будови (об’ємну масу) і плавають на воді. Спутано-волокниста будова надає цим мінералам оригінальних фізичних властивостей, які відображені у їхніх старих назвах: гірська шкіра, гірська пробка, гірське дерево (подібні на скалки сухої розкладеної деревини), гірське м'ясо тощо.

Сорбційні характеристики. Незалежна від pH ЄКО сепіолітів і палигорськітів, яка виникає зазвичай за рахунок ізоморфного заміщення у тетраедрах становить, відповідно 200–450 і 50–300 ммоль екв/кг. Через наявність у часточках внутрішніх поверхонь обидва мінерали характеризуються високими значеннями питомої поверхні, котра може досягати 800–900 $м^2$/г.

Походження. У складі ґрунтів і ґрунтотворних порід сепіоліт і палигорськіт мають переважно гіпергенне походження. Більшість із них утворились шляхом осадження із розчинів у солених озерах і периферійних частинах мілководних морських басейнів з високою концентрацією Si і Mg в умовах лужної реакції. Сепіоліт часто утворюється із серпентинів і вермикуліту. Палигорськіт утворюється при вивітрюванні мінералів, що збагачені магнієм: піроксени і амфіболи. Можуть утворитися також гідротермальним шляхом.

В умовах аридного клімату сепіоліт і палигорськіт можуть формуватися у ґрунтах як прямий продукт ґрунтоутворення. В аридних ґрунтах Австралії, Африки і Північної Америки були описані палигорськітові кутани на поверхні структурних окремостей, за відсутності цього мінералу у складі ґрунтотворних порід. У даних умовах палигорськіт є термодинамічно стійким мінералом.

Вплив на властивості ґрунтів. Палигорськіт і сепіоліт у ґрунтах є стійкими тільки у лужному середовищі за достатньої концентрації Si і Mg у ґрунтовому розчині. У кислому середовищі вони швидко розчиняються, стаючи для рослин додатковим і доступним джерелом з’єднань Mg і деяких мікроелементів. Палигорськіт у ґрунтах зустрічається у невеликій кількості.

Домінування сепіоліту і палигорськіту у складі тонкодисперсних фракцій забезпечує ґрунтам середні значення незалежної від pH ЄКО, яка вимірюється першими десятками ммоль екв/кг.

При взаємодії цих мінералів із специфічними органічними кислотами останні вбираються переважно зовнішніми поверхнями мінеральних часточок, хоча можливе проникнення частини молекул у внутрішні тунельні порожнини.

Палигорськіт діагностується переважно рентгенографічним методом за відображеннями 10,4; 6,4; 4,48 і 3,33 Å. Сепіоліт – за відображеннями 12,05; 7,47 і 6,43 Å.

9. 2. Алофани, імоголіт і аморфні речовини

У ґрунтах і глинах зустрічаються не тільки високодисперсні кристалічні мінерали, але й перехідні від кристалічних до аморфних і повністю аморфні речовини. До останніх відносяться вулканічні туфи, аморфний кремнезем, гелі сесквіоксидів, органічні речовини.

Серед високодисперсних ґрунтових мінералів часто зустрічаються дійсно аморфні або слабо окристалізовані мінерали *алофанп* $SiO_2 \cdot mAl_2O_3 \cdot pH_2O$ та *імоголіт* $Al_2SiO_3(OH)_4$. Алофани були відкриті у 1916 році німецькими вченими Штронмейєром і Гаусманом. Вони виявили раніш невідомий мінерал, котрий при зберіганні змінював деякі морфологічні властивості. Завдяки цьому факту мінерал був названий *алофаном* – (“алофанес” *з грец.* – “виявляється іншим” або “той що змінює свої властивості”). Імоголіт у ґрунтах був уперше описаний у 1962 році японськими вченими Йошинага й Аоміне.

Мінерали цієї групи не представляють хімічні сполуки, а є типовими твердими псевдорозчинами. Вміст Al_2O_3 коливається у межах 23,5–41,6 %, SiO_2 21,4–39,1 %, H_2O 39,0–43,9 %.

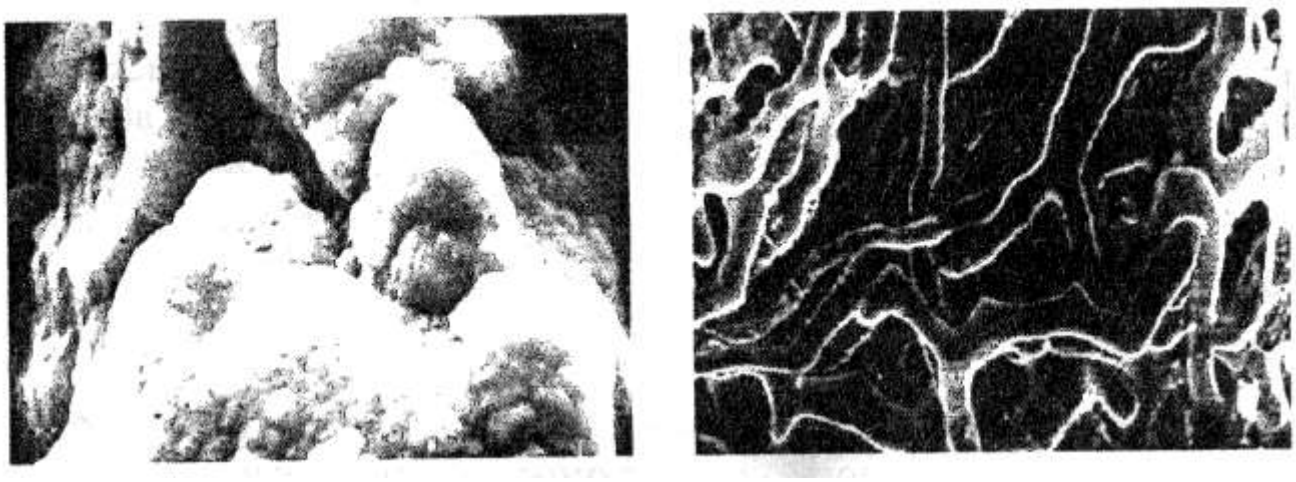
Будова і морфологія часток. Алофани та імоголіт представляють собою обводнені алюмосилікати, до складу яких у якості обов’язкових компонентів входять кремнекисневі тетраедри і алюмогідроксильні октаедри. Їхні поєднання

утворюють фрагменти структури недосконалого двошарового каолінітового пакету. У складі алофанів у якості домішку можуть бути Fe та інші катіони.

В обох мінералах деяка частина Si у тетраедрах може бути заміщена Al. Тоді часточки набувають негативного заряду, котрий компенсується катіонами, що розташовані на поверхні часточок. Ступінь ізоморфного заміщення і, відповідно, величина постійного негативного заряду, будуть залежати від складу розчину із якого синтезувались ці мінерали. За відносно високих значень мольних співвідношень Si : Al у розчині доля Al у четвертній координації підвищується, а заряд збільшується. При зниженні цього співвідношення формуються високоалюмінієві алофани, які називаються *протоімоголітові алофани*. У них Al знаходиться переважно в октаедрах, а постійний заряд практично відсутній.

За зовнішнім виглядом мінерали групи алофану утворюють типові склоподібні маси з кривими або раковистими поверхнями розлому. Зустрічаються також у вигляді кірочок з натічною брунькоподібною поверхнею, зрідка у порошкоподібних білих масах. Рентгенографічні дослідження не виявляють кристалічної будови речовини. Отже, характерними властивостями алофанів є склоподібність, прозорість або напівпрозорість і низька твердість.

Алофани присутні у складі тонкодисрерсних фракцій ґрунтів у вигляді агрегатів сферичних часточок розміром у декілька нанометрів. Ці сферичні часточки в середині є порожніми. Їхня верхня оболонка представлена шаром алюмогідроксильних октаедрів, а внутрішня – недосконалою тетраедричною сіткою. Імоголіт у ґрунтах утворює скупчення волокнистих ниткоподібних часточок, кожна з яких представляє собою трубочку діаметром до 2 нм і довжиною – у декілька мікрометрів (рис. 41).



А Б

Рис. 41. Електронна мікрофотографія скупчень сферичних часток алофанів (А) та імоголіту (Б) у ґрунтах на вулканічних породах

Так само як і в часточках алофанів, зовнішня частина стінок трубки імоголіту складена алюмогідроксильними октаедрами, а на внутрішньому боці частина гідроксильних груп заміщена групами O_3SiOH таким чином, що формується недосконала тетраедрична сітка. В середині таких трубок можуть знаходитись молекули води (рис. 42).

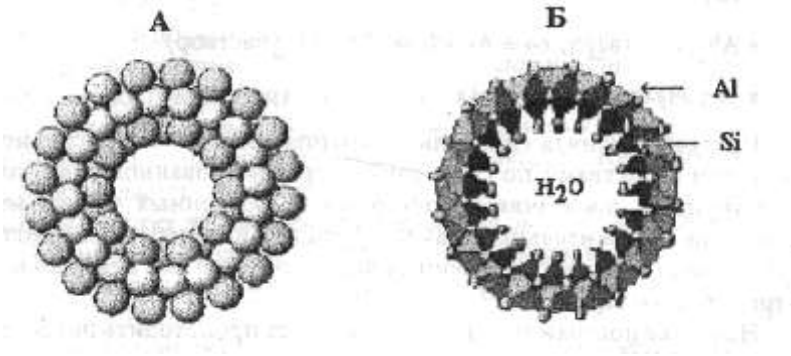


Рис. 42. Будова трубчастої часточки імоголіту на зрізі (зображення у вигляді поєднання сфер (А) і у вигляді поєднання поліедрів (Б) [25]

У ґрунтово-мінералогічній літературі 70-х років XX ст. вперше з'явилось поняття і термін "*алофаноїди*", автором якого був Е. Корнблюм [6]. Під поняттям "алофаноїди" розуміють сильно звітрені часточки глинистих мінералів, переважно хлоритів і монтморилонітів. Алофаноїди присутні у складі мулистих фракцій ґрунтів, переважно у верхніх горизонтах.

На термограмі алофану є два ефекти. Один із них – ендотермічний, за температури біля 100°С має велику площу і зумовлений виділенням плівкової води. Другий ефект – екзотермічний, за температури біля 1000°С зобов'язаний утворенню нової кристалічної речовини.

Сорбційні характеристики. Алофани та імоголіт характеризуються величезною питомою поверхнею, яка наближаються до 1000 $м^2/г$ мінералу. Цьому сприяють малі розміри часточок і можливість участі внутрішніх поверхонь у хімічних реакціях. Алофани та імоголіт, які входять до складу твердої фази ґрунту, є джерелом залежних від pH заряду і кислотності. Все це відбувається завдяки реакціям протонування і депротонування, котрі проходять на алюмінольних і силанольних групах і супроводжуються зміною заряду поверхні часток:

$$\equiv Al(OH)\ (тверд.) + H^+\ (розчин) \leftrightarrow \equiv Al(OH)_2^+\ (тверд.)$$

$$\equiv Al(OH)\ (тверд.) \leftrightarrow \equiv AlO^-\ (тверд.) + H^+\ (розчин)$$

$$\equiv Si(OH)\ (тверд.) \leftrightarrow \equiv SiO^-\ (тверд.) + H^+\ (розчин)$$

Протонована силанольна група має більш сильнокислотні властивості порівняно з протонованою алюмінольною групою. Остання на поверхні ґрунтових часток може мати як позитивний, так і негативний заряд. Силанольна група на поверхні ґрунтових часточок зазвичай або нейтральна, або негативно заряджена.

На тих же поверхневих групах може відбуватись вбирання катіонів, у тому числі важких металів. У результаті цього процесу утворюються відповідні поверхневі комплекси за такою схемою:

$$\equiv Al(OH)\ (тверд.) + M^{m+}\ (розчин) \leftrightarrow \equiv AlOM^{m-1}\ (тверд.) + H^+\ (розчин)$$

$$\equiv Si(OH)\ (тверд.) + M^{m+}\ (розчин) \leftrightarrow \equiv SiOM^{m-1}\ (тверд.) + H^+\ (розчин)$$

На алюмінольних і силанольних групах може відбуватися також вбирання аніонів органічних кислот L по типу лігандного обміну, наприклад за схемою:

$$X(\equiv AlOH)_2^+ \text{ (тверд.)} + yL^- \text{ (розчин)} \leftrightarrow (AlL)_xL_{y-x} \text{ (тверд.)} + xH_2O$$

Походження. Алофани та імоголіт найчастіше є прямим продуктом вивітрювання і ґрунтоутворення і синтезуються із розчинів з високими концентраціями Si і Al. Необхідні концентрації цих елементів притаманні головно ґрунтам на свіжих вулканічних відкладах (попіл і лава) середнього й основного складу, які містять вулканічне скло, що швидко вивітрюється.

Існує можливість утворення алофанів та імоголіту також у ґрунтах на інших ґрунтотворних породах, наприклад в ілювіальних горизонтах ілювіально-залізистих підзолів на ґрунтотворних породах різної ґенези і складу, де підвищені концентрації Si і Al виникають за рахунок надходження речовин із горішніх горизонтів (партлювації).

Парфітт і Кімбл узагальнивши масовий матеріал з поширення алофанів у ґрунтах Нової Зеландії дійшли висновку, що сприятливими умовами для утворення алофанів та імоголіту у ґрунтах є: значення pH від 5 до 7, мольні відношення Al : Si у ґрунтовому розчині дорівнюють 2–3, низький вміст органічної речовини (<30 мг/л фульвокислот і/або (<300 мг/л гумінових кислот) [36]. Отже, алофани та імоголіт у більшості притаманні не гумусовим горизонтам, що збагачені органічними речовинами і мають кислішу реакцію, а серединним і долішнім горизонтам. За даними цих авторів, за вищого вмісту у розчині органічних кислот специфічної природи синтез алофанів та імоголіту не відбувається. Це пов’язано з тим, що наявний у розчині Al зв’язується з органічними лігандами у міцні комплекси. З цієї ж самої причини синтез алофанів та імоголіту подавлюється у присутності більшості неорганічних лігандів, особливо фосфат- і сульфат-іонів.

Алофан також був отриманий у штучних умовах шляхом додавання золю кремнезему до золю гідроксиду алюмінію і навпаки. Співвідношення SiO_2 : Al_2O_3 у штучному препараті коливалось від 2 до 4, а ємкість вбирання катіонів

становила від 13 до 85 ммоль екв/100 г. Алофан може синтезуватись так само і в ґрунті при руйнуванні первинних і вторинних мінералів, а також із золи рослинних залишків.

Аморфні речовини утворюються в ґрунті у результаті вивітрювання первинних алюмосилікатів, із рослинних залишків, при випаданні із розчину мінеральних і органічних речовин. Рентгенографічним методом аморфні речовини визначаються важко, оскільки не утворюють ліній інтерференції, або дають декілька дифузних смуг. На термограмі аморфні речовини дають переважно ендотермічний ефект при температурі біля 100°С, який виникає завдяки виділенню гігроскопічної води. У мікроскопі аморфні речовини помітні у формі агрегатів або скупчень невизначеної форми.

Вплив на властивості ґрунтів. Алофани та імоголіт мають різносторонній вплив на ґрунти. Переважання алофанів та імоголіту у складі тонкодисперсних фракцій ґрунтів надає ґрунтам ряд специфічних фізичних і хімічних властивостей: гідрофільність, впливають на ЄКО, липкість, набухання, зв'язність, високу структурність, низькі значення щільності, високу пористість, високу водоутримуючу здатність. Такі характеристики пояснюються тим, що часточки алофанів та імоголіту легко агрегуються за тих значень pH, котрі спостерігаються у ґрунтах з переважанням цих мінералів, а також завдяки наявності міжагрегатних і внутрішньо-агрегатних пор, пустот усередині мінеральних часток, де присутня молекулярна вода.

За високого вмісту алофанів та імоголіту у складі тонкодисперсних фракцій ґрунти характеризуються низькими значеннями стандартної та ефективної ЄКО, що у поєднанні із промивним режимом призводить до нестачі у ґрунті калію, кальцію, магнію та інших елементів живлення рослин у катіонній формі. Нестача у ґрунті фосфору пов'язана із міцним поглинанням алюмінольними групами біогенного фосфору рослинних залишків і фосфат-іону добрив при створенні поверхневих внутрішньосферних комплексів.

Ґрунти з переважанням алофанів та імоголіту характеризуються високими показниками диференціальної ЄКО і залежної від pH кислотності, що пов'язано з реакціями протонування-депротонування залежно від pH ґрунтового розчину. За низьких значень pH такі ґрунти здатні до сорбції аніонів, що сприяє недоступності і дефіциту сполук фосфору для рослин. У рідкій фазі ґрунтів з високим вмістом алофанів та імоголіту немає високих концентрацій токсичних з'єднань алюмінію. Весь алюміній таких розчинів утворює з органічними лігандами міцні комплекси, і/або осаджується із розчину разом із Si у формі алофанів та імоголіту.

Значення аморфних високодисперсних речовин для властивостей ґрунтів дуже велике. Гумусові речовини і сесквіоксиди приймають активну участь в утворенні структури ґрунту. Сесквіоксиди слугують індикаторами звітрення мінералів, а накопичення їх в ілювіальному горизонті – слугує показником їхнього переміщення. Вступаючи у взаємодію з фосфорною кислотою сесквіоксиди утворюють з нею нерозчинні сполуки, чим сприяють недоступності фосфору для рослин. Від вмісту і природи аморфних речовин залежить максимальна гігроскопічність, що є показником гідрофільності ґрунту і доступності води для рослин. Завдяки аморфним речовинам зазвичай збільшуються набухання, водопроникність, липкість, гідрофільність. Вбирна здатність ґрунтів відносно катіонів може збільшуватись або зменшуватись залежно від хімічного і мінералогічного складу аморфних речовин. Наприклад, аморфні кремнезем і сесквіоксиди не вбирають катіони, тому їхня присутність у ґрунті знижує ємність вбирання катіонів.

9. 3. Мінерали гідроксидів Fe і Al

Гідроксиди Fe і Al у ґрунтах і ґрунтотворних породах представлені багатьма індивідуальними кристалічними структурами. Всі вони складаються із оксидів заліза і алюмінію. До цієї групи найбільш поширених у ґрунтах не глинистих мінералів тонкодисперсних фракцій належать: *гематит* Fe_2O_3;

гетит $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ або α-FeOOH; *гідрогетит* $Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ і близький до нього мінерал *лімоніт*; *лепідорокіт* γ-FeOOH; *феригідрит* $Fe_5OO_8 \cdot 4H_2O$; *беміт* $Al_2O_3 \cdot H_2O$ або AlOOH; *гібсит* (*гідраргіліт*) $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ або $Al(OH)_3$.

Із мінералів гідроксидів Fe у ґрунтах найчастіше зустрічаються гетит, гідрогетит, лімоніт, лепідокрокіт і феригідрит. У складі токодисперсних фракцій ґрунтів бореального поясу ці мінерали не переважають, але навіть у малих кількостях вони можуть суттєво впливати на властивості ґрунтів.

Із мінералів гідроксидів Al найбільш поширеними є гібсит, менше зустрічається беміт. Ймовірно, що у ґрунтах часто присутній також аморфний гідроксид Al, який представлений гідроксомолімерами [28]. У якості самостійної фази його важко виділити з ґрунту, тому він як індивідуальний мінерал мало вивчений.

Мінерали гідроксидів Fe і Al дуже поширені у природі у вигляді покладів руди, а також зустрічаються у значних кількостях у червоних корах вивітрювання, червоноземах, латеритах, у значно менших кількостях в ілювіальних горизонтах підзолистих ґрунтів, та у формі домішку до глинистих мінералів у дрібноземі багатьох інших ґрунтів. Наприклад, гетит і гібсит у великих кількостях зустрічається в латеритах і червоноземах, якщо вони сформувались на основних ґрунтотворних породах. Якщо ґрунт розвивається на кислих гранітах, то гетиту буде менше ніж беміту.

Наявність мінералів сесквіоксидів часто свідчить про глибину розкладу алюмо- і залізовмісних мінералів, які часто об’єднують у групу темних мінералів. За накопиченнями у дрібноземі сесквіоксидів судять про ґенезу ґрунтів, їхню еволюцію.

Будова кристалічної ґратки і морфологія часток. Гібсит (синонім – гідраргіліт) має шарувату будову. Кристалічна ґратка складається із шарів октаедрів, що накладаються один на одного. Кожен шар октаедрів на 2/3 заповнений алюмінієм по диоктаедричному закону. Усі вершини октаедрів зайняті гідроксильними групами, половина з якихорієнтовані перпендикулярно

до площини шару, а друга половина – у напрямку до незаповнених Al октаедрів (рис. 43. А).

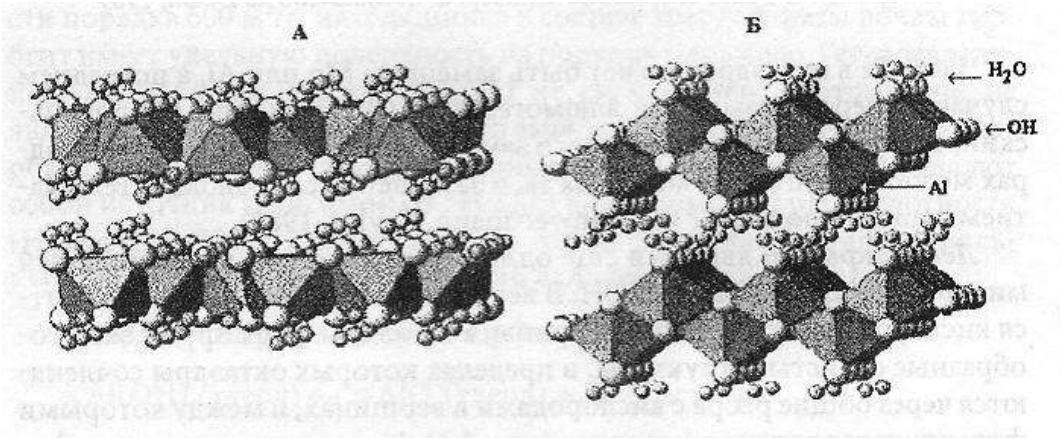


Рис. 43. Будова кристалічної ґратки гібситу(А) і беміту (Б) у формі поєднання поліедрів [39]

Між гідрогеном гідроксильних груп (перпендикулярно орієнтованих) одного шару октаедрів і оксигеном гідроксильних груп (нахилено орієнтованих) сусіднього шару октаедрів формуються міцні водневі зв'язки [28]. На електронно-мікроскопічних знімках гібсит зазвичай виглядає у формі правильних гексагональних часточок [28].

Беміт мало відрізняється від гібситу. На відміну від останнього, в беміту тільки половина вершин октаедрів зайнята гідроксильними групами. У решті вершинах октаедрів знаходяться іони оксигену. Кристалічна ґратка беміту складається зі здвоєних зигзагоподібних ланцюжків октаедрів, у межах котрих кожен октаедр має із сусідніми октаедрами два спільних ребра. У межах кожного здвоєного ланцюжка у вершинах цих спільних ребр знаходиться оксиген (див. рис. 43. Б). Між сусідніми ланцюжками формуються міцні водневі зв'язки [28].

Серед залізовмісних мінералів поширені різні поліморфні модифікації. *Гетит*, який має хімічну формулу $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ або α-FeOOH, досить поширений у ґрунтах мінерал. Іони Fe^{3+} знаходяться у шестерній координації, але займають тільки половину можливих октаедричних позицій. У вершинах октаедрів знаходяться іони оксигену і гідроксильні групи. Зайняті Fe^{3+} октаедри

утворюють здвоєні ланцюжки, які видовжені уздовж осі *c* (*z*), між котрими знаходяться здвоєні ланцюжки порожніх октаедрів. У результаті такого поєднання заповнених і порожніх ланцюжків октаедрів формуються тунелеподібні пустоти (рис. 44).

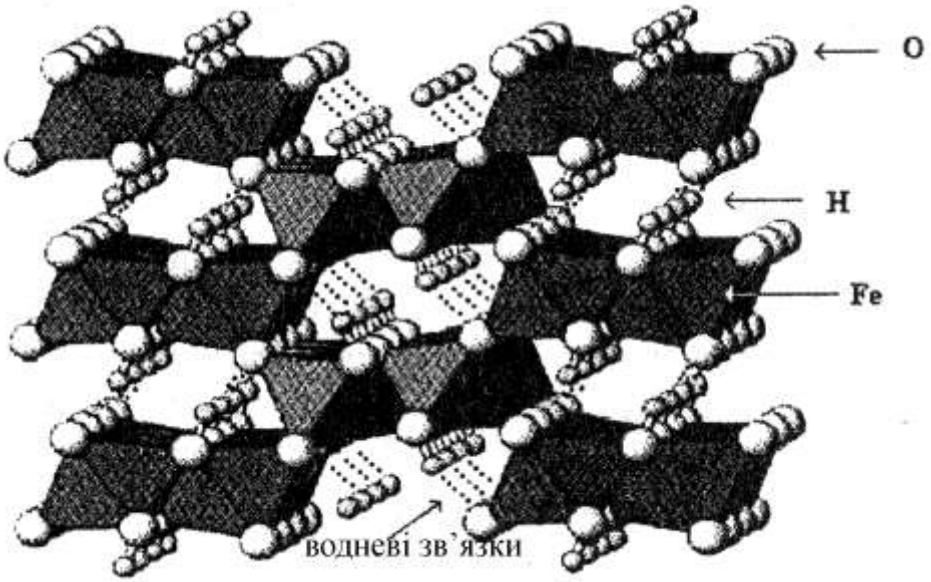


Рис. 44. Будова кристалічної ґратки гетиту у формі поєднання поліедрів [25]

Частина Fe в октаедрах може бути заміщена Mn або Al. В останньому випадку мінерал називається *алюмогетитом*. Ступінь ізоморфного заміщення Fe на Al в октаедрах може досягати 33 мольних відсотків. У такому разі заміщення супроводжується стискуванням ґратки вздовж осі *c (z)* і *b (y)*.

Лепідокрокіт є поліморфною модифікацією мінералу з формулою γ-FeOOH. У вершинах октаедрів також знаходяться оксиген і гідроксильні групи. Октаедри утворюють зигзагоподібні шаруваті структури, у межах котрих октаедри з'єднуються через спільні ребра з оксигенами на вершинах. Між гідрогеном і оксигеном сусідніх ланцюжків октаедрів формуються водневі зв'язки (рис. 45).

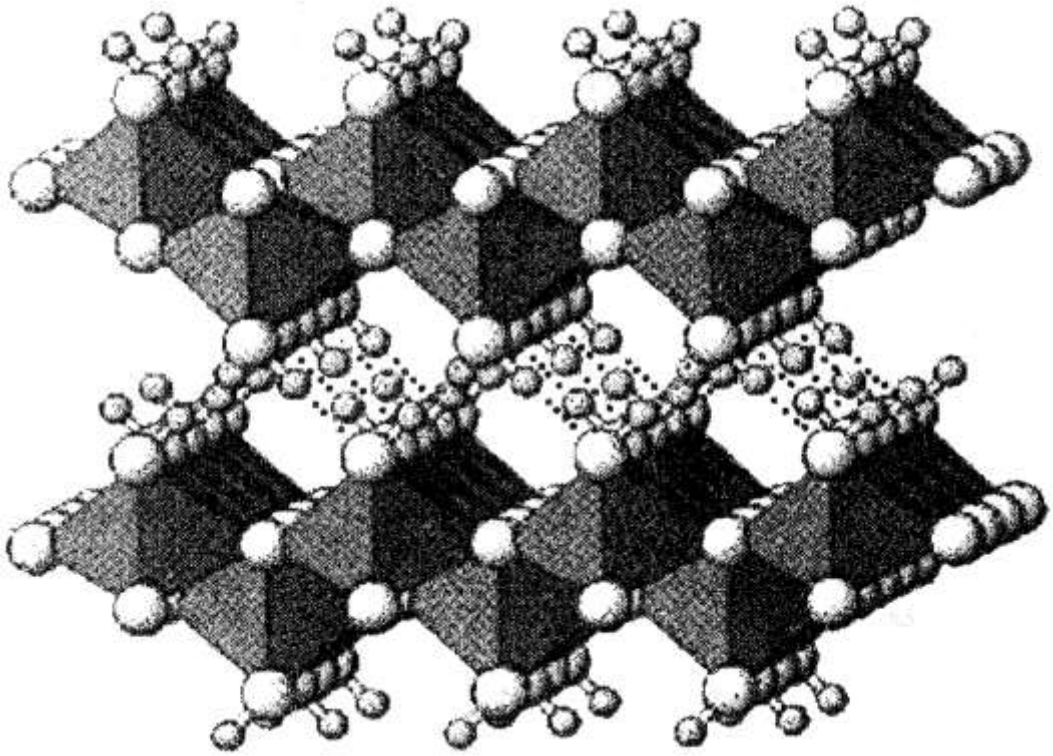


Рис. 45. Будова кристалічної ґратки лепідокрокіту у формі поєднання поліедрів (умовні позначення аналогічні як на рис. 44) [25]

На електронних мікрофотографіях лепідокрокіт виглядає у формі витягнутих вздовж осі *c* (*z*) сплющених часточок із зазубреними краями.

Феригідрит з приблизною формулою $Fe_5OO_8 \cdot 4H_2O$ є погано окристалізованим мінералом, який на мікрофотографіях має вигляд сферичних часточок діаметром від 2 до 7 нм.

Із вищенаведених формул видно, що гетит і гідрогетит містять більше води ніж гематит, а гібсит має більше води, ніж беміт. Залежно від кількості зв'язаної води у мінералах змінюються гідрофільні властивості ґрунтів у яких вона присутня. При старінні, висушуванні, високій температурі чи заморожуванні відбувається часткова втрата води, що призводить до змін у структурі кристалічної ґратки. При тривалому зберіганні у лабораторії аморфні гідроксиди заліза і алюмінію з часом старіють і кристалізуються. Чим довше старіють гелі, тим краще вони кристалізуються і тим меншим стає міжплощинна відстань у кристалічній ґратці. Спосіб приготування гелів

гідроксидів Fe і Al впливає на швидкість їхньої кристалізації. Імовірно, такі ж процеси відбуваються у ґрунтах.

Діагностика мінералів сесквіоксидів у ґрунтах термічним методом виконується за ендотермічною ситуацією при температурі: для гібситу 250–280°C, для гетиту 300–330°C. Якщо обидва мінерали одночасно присутні у ґрунті, тоді їх важко діагностувати термічним і рентгенографічним методами, оскільки вони дають багато спільних ліній інтерференції на рентгенограмі і близькі температури ефектів на термограмі.

Сорбційні характеристики. Штучно синтезований погано окристалізований гідроксид Al характеризується величиною питомої поверхні порядку 600 $м^2/г$. Мінерал гібсит, що знаходиться у складі твердої фази ґрунту має питому поверхню на порядок меншу (біля 60 $м^2/г$). Гетеровалентний ізоморфізм гідроксидам Al не притаманний, тому вони не є носіями постійного заряду. На поверхні часточок гідроксидів Al знаходяться гідроксильні групи, котрі є джерелом залежної від pH ЄКО і залежної від pH кислотності [28]. Реакції відбуваються за цією ж схемою, що й на алюмінольних групах на поверхні алофанів:

$$\equiv Al(OH)\ (тверд.) + H^+\ (розчин) \leftrightarrow \equiv Al(OH)_2^+\ (тверд.)$$

$$\equiv Al(OH)\ (тверд.) \leftrightarrow \equiv AlO^-\ (тверд.) + H^+\ (розчин)$$

Точка нульового заряду (ТНЗ) гібситу відповідає величині pH від 9,5 до 10, аморфного гідроксиду Al – 8,5 і нижче. Якщо на поверхні часточок відбувається специфічна адсорбція органічних або мінеральних аніонів, які формують внутрішньосферні комплекси, тоді значення ТНЗ можуть суттєво знижуватись.

Мінерали гідроксиди Fe також характеризуються широким варіюванням значень питомої поверхні, що залежить від ступеня дисперсності та окристалізованості часток. Ця величина може змінюватись від 100 до 700 $м^2/г$ і більше. Подібно до мінералів гідроксилів Al, гідроксиди Fe також є одним із

джерел залежної від pH ЄКО і залежної від pH кислотності. Аналогічно, їх виникнення зв'язані з наявністю на поверхні часточок гідроксильних груп. Реакція з протоном і OH-групами супроводжується зміною заряду часточки. Реакція проходить за схемою:

$$>Fe-OH]^{-0,5} \overset{+H^+}{\underset{+H^-}{\leftrightarrow}} >Fe-OH_2]^{+0,5}$$

Точка нульового заряду гідроксидів Fe коливається у діапазоні pH від 7 до 9.

Походження. Гібсит і деякі мінерали гідроксидів Fe є кінцевими продуктами інтенсивного і тривалого вивітрювання алюмосилікатів. Цей процес триває протягом мільйонів років на геологічно стабільних (не еродованих) поверхнях в умовах екваторіального клімату за високих температур і підвищеної вологості. Гетит і гібсит утворюються з аморфних гідратів оксидів заліза і алюмінію у результаті їхньої кристалізації. Гетит містить 89,9 % Fe_2O_3, гібсит – 65,4 % Al_2O_3. Присутність цих мінералів часто свідчить про розклад мінералів, що містять залізо і алюміній. Реакція середовища впливає на розчинення і переміщення сесквіоксидів. При pH рівному 5 в іонну форму може переходити алюміній, а при pH рівному 3 – тривалентне залізо. Переміщення заліза і алюмінію може відбуватись не тільки в іонній формі, але й у формі колоїдних розчинів. Органічні речовини також сприяють переміщенню сесквіоксидів у формі метало-органічних комплексів (хелатів). Розчинність сесквіоксидів залежить від ступеня окристалізованості мінералів: чим краща окристалізованість, тим менша розчинність, і навпаки.

У позатропічних регіонах наявність гібситу в сучасних ґрунтах пояснюється не так його утворенням в актуальний час, як присутністю матеріалу давніх кір вивітрювання у складі ґрунтотворних порід. Утворення гібситу в теперішніх умовах бореального і суббореального поясу спостерігається на молодих вулканічних відкладах і на інших породах.

Для утворення гібситу в процесі вивітрювання потрібні відповідні умови: по-перше, має повністю зруйнуватись кристалічна ґратка вихідного мінералу; по-друге, мають бути винесені всі компоненти ґратки, крім алюмінію; по-третє, повинні здійснитись наступні реакції гідролізу і осадження гідроксиду Al із розчину; по-четверте, важливою умовою, що сприяє осадженню, є процес десилікації, який приводить до низької активності у розчині кремнієвої кислоти H_4SiO_4. Експериментально доведено, що при мольному відношенні Si : Al, яке рівне 1, утворення осаду із суміші $AlCl_3$ і H_4SiO_4 протягом тривалого часу або зовсім не відбувається, або із розчину випадає рентгеноаморфний колоїдний осад алюмосилікатного складу. За активності H_4SiO_4, що перевищує $10^{-3,5}$, із розчину осаджується каолініт. Тільки за більш низьких значень активності H_4SiO_4 починають осаджуватись гідроксиди Al, які або відразу кристалізуються як гібсит, або переходять у нього з часом [44].

Одночасна присутність у ґрунтовій системі солей алюмінію, багатьох органічних і мінеральних лігандів, зазвичай протидіє осадженню з розчину гібситу або будь якого іншого гідроксиду Al при підвищенні pH. Причина цього явища полягає у тому, що ліганди конкурують з OH-групами за місце в координаційній сфері Al.

Поряд з лігандами, протидіє формуванню гібситу також наявність у твердій фазі ґрунту великої кількості лабільних глинистих мінералів групи монтморилоніту і вермикуліту. За наявності цих мінералів гідроксокомплекси Al різної основності осаджуються у формі гідроксополімерів у міжпакетних проміжках лабільних глинистих мінералів, а не у вигляді самостійної фази гідроксиду Al. Як наслідок, утворюються мінерали групи ґрунтових хлоритів. Таким чином, органічні і мінеральні ліганди, як і лабільні глинисті силікати, дають “антигібситовий ефект” [29].

Механізм кристалізації гібситу із розчинів відбувається по-різному [17]. Початок цього процесу передбачає наявність у розчині часточки-зародку з якої

усе розпочинається. Нею можуть бути фрагменти октаедрів, або так звана часточка “Al_{13}” (рис. 46).

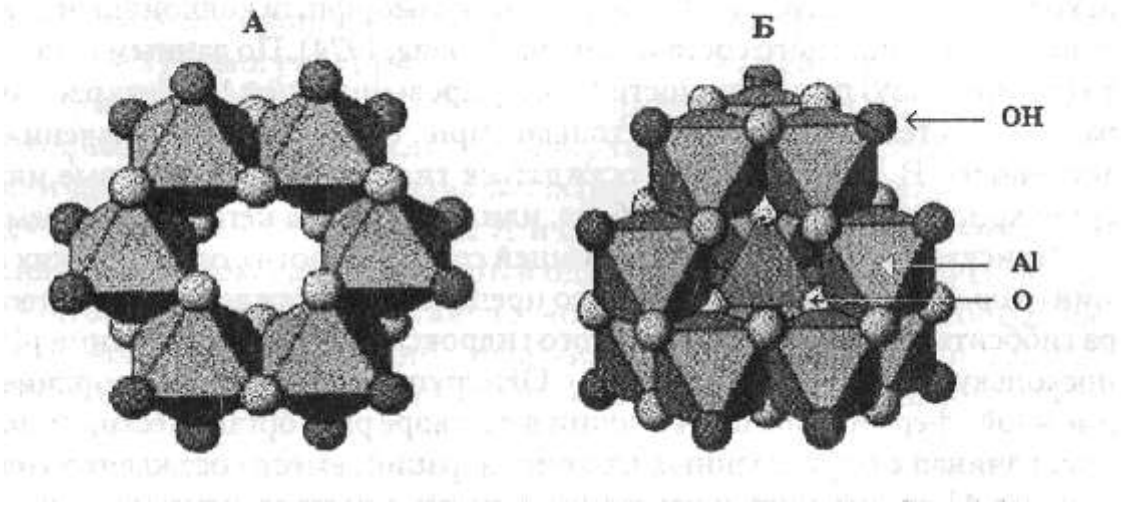


Рис. 46. Шестичленне кільце алюмогідроксильних октаедрів (А) і часточка Al_{13} (Б) (зображення у вигляді поліедрів) [39]

У першому випадку зародками для кристалізації гібситу є шестичленні кільця алюмогідроксильних октаедрів (див. рис. 46. А). З’єднання кілець між собою у горизонтальному напрямку вздовж осі *a (x)* і *b(y)* призводить до утворення октаедричного шару. Нашарування таких шарів один на одного вздовж осі с (z) з утворенням водневих в’язків між шарами викликає формування гібситових кристалітів.

У другому випадку механізм кристалізації гібситу складніший. У часточці Al_{13} алюмогідроксильні октаедри утворюють дитригональну структуру у центрі якої знаходиться Al, який оточений чотирма гідроксильними групами. Таким чином, Al знаходиться у четвертній координації (див. рис. 46. Б). Подальше утворення гібситових кристалітів здійснюється через стадію проміжних утворень, які супроводжуються полімеризацією часточки Al_{13} і поступовим переходом Al із четвертної координації у шестерну.

Гетит і лепідокрокіт також є безпосередніми продуктами вивітрювання мінералів. Їхньому утворенню сприяє та обставина, що в магматичних мінералах залізо найчастіше представлене двовалентним іоном Fe^{2+}.

Вивітрювання в окислювальному середовищі призводить до окислення Fe^{2+} до Fe^{3+}. У результаті окислення відбувається порушення електростатичної рівноваги у ґратці, як наслідок, частина Fe вивільняється із ґратки а іон Fe^{3+} вступає в реакцію гідролізу з утворенням гідроксидів і оксигідроксидів.

Гетит як продукт вивітрювання утворюється за широкого спектру ґрунтово-геохімічних умов. Для утворення лепідокрокіту обов'язковими є зміна аеробних умов на анаеробні [18].

Феригідрит є продуктом швидкого окислення Fe^{2+} у присутності органічної речовини, оскільки органічні ліганди протидіють кристалізації гетиту і/або лепідокрокіту [18].

Вплив на властивості ґрунтів. Оскільки мінерали гідроксидів Fe і Al мають дуже специфічні сорбційні властивості, вони є одним із джерел залежної від pH ЄКО і залежної від pH кислотності. Завдяки наявності на поверхні часточок OH-груп, ці мінерали можуть бути акцепторами або донорами протонів залежно від pH навколишнього розчину. За низьких значень pH мінерали гідроксидів Fe і Al мають високий позитивний заряд і здатні до вбирання аніонів. За високих значень pH вони мають високий негативний заряд і характеризуються значною ємкістю катіонного обміну.

Амфолітоїдні властивості мінералів гідроксидів Fe і Al залежать не тільки від величини pH, але й від природи самого іону. Для лужних і лужноземельних катіонів, за решти рівних умов, кількість адсорбованого іону зростає із збільшенням іонного радіусу:

$$Cs^{+} > Rb^{+} > K^{+} > Na^{+} > Li^{+}$$

$$Ba^{2+} > Sr^{2+} > Ca^{2+} > Mg^{2+}$$

Для перехідних металів ця величина убуває в ряду:

$$Cu^{2+} > Ni^{2+} > Co^{2+} > Fe^{2+} > Mn^{2+}.$$

Із усіх перехідних металів цього ряду найбільш міцний зв'язок із гідроксидами Fe і Al мають іони Cu^{2+}. Вони формують на поверхні часток

гідроксидів міцні внутрішносферні комплекси з утворенням ковалентного зв'язку із оксигеном. Завдяки здатності вбирати Cu^{2+} та інші важкі метали, мінерали гідроксидів Fe і Al регулюють надходження цих елементів у рослини і водні міграції. Вбирання металів поверхнею гідроксидів супроводжується витісненням у розчин протону, що підкислює ґрунтове середовище.

Подібні процеси відбуваються стосовно адсорбції аніонів. На їхнє вбирання впливає не тільки величина pH, але й ступінь споріднення аніону із поверхнею гідроксиду. Найбільш стійкі внутрішньосферні біядерні поверхневі комплекси утворюють такі аніони, як фосфати, арсенати, селенати та інші. Тому ґрунти з високим вмістом гідроксидів Fe і Al збіднені на доступні форми фосфору. Міцне закріплення на поверхні гідроксидів Fe і Al фторид-іону, арсенатів і селенатів, оберігає екосистему від потрапляння цих компонентів у ґрунтові води і трофічні ланцюги.

Аніони Cl^- і NO_3^- мають найменшу спорідненість з поверхнею гідроксидів, тому утворюють на поверхні часток гідроксидів зовнішньосферні комплекси (зворотна адсорбція). Сульфат-іон займає у цьому відношенні проміжне положення. Вбирання сульфат-іонів гідроксидами Fe і Al суттєво впливає на характер взаємодії ґрунтів із кислими опадами, до складу яких завжди входить сульфатна кислота. Саме гідроксиди Fe і Al забезпечують вбирання значної частини сульфат-іонів, що попадають на поверхню ґрунту разом з опадами.

Аніони багатьох неспецифічних органічних кислот, а також гумінових і фульвокислот, також можуть адсорбуватись на частинках гідроксидів Fe і Al. Вони утворюють поверхневі комплекси різної стійкості, що впливає на глобальний цикл карбону на земній поверхні.

Вбирання мінеральних і органічних аніонів проходить по типу лігандного обміну на OH-групу, що супроводжується підлуженням середовища.

Гідроксиди Fe і Al впливають на ряд фізичних властивостей ґрунту. Поряд з органічними речовинами, вони є важливими чинниками

структуроутворення. За високого вмісту гідрооксидів Fe і Al у ґрунті, вони сприяють формуванню “піскоподібної” структури навіть за важкого гранулометричного складу ґрунту.

Розділ 10.

Мінерали-солі

У ґрунтовому дрібноземі в якості домішку до глинистих мінералів часто присутні мінерали-солі. У ґрунтах, породах, морських осадах і мілководних лагунах мінерали-солі зустрічаються у розчинному стані і у формі окристалізованих мінералів. Мінерали-солі мають важливе значення при дослідженні ґрунтів, оскільки їхня кількість, форми виділень, характер розташування і міжфазові перетворення відображають ґрунтотворні процеси. Особливо важливе значення мінерали-солі мають для формування властивостей ґрунтів сухо-степової, напівпустельної і пустельної зон. У ґрунтах цих природних зон вони є частиною їхнього мінерального профілю. Мінерали-солі характеризують сольовий режим ґрунтів, визначають способи їхнього використання і меліорації.

Збагачені мінералами-солями ґрунти називаються засоленими або *галогенними*. Інтенсивно засолені ґрунти називаються *солончаками*. Використання цих ґрунтів залежить від ступеня, характеру і хімізму засолення.

Вивчення якісного складу солей переважно проводять за допомогою хімічних методів. Мінералогічну природу мінералів-солей, розподіл і розмір кристалів, поліморфні перетворення, характер заповнення пор досліджують мікроскопічним методом. За допомогою цих даних судять про динаміку процесів, їхню швидкість і напрямок розвитку (засолення–розсолення). Мінерали-солі часто супроводжують глинисті мінерали як невід’ємні домішки, чим ускладнюють рентгенограми і термограми глинистих мінералів. У таких випадках необхідно знати ознаки, за якими можна відрізнити мінерали-солі від інших мінералів.

10. 1. Мінерали групи галіту

Мінерали цієї групи входять до класу хлоридів, бромідів і йодидів. Хлориди є найбільш поширеними у природі мінералами-солями. Сполуки з хлором відомі для 16 хімічних елементів. Серед них найважливішими є хлориди Na і Mg. В екзогенних умовах разом з іншими розчинними солями вони утворюють потужні товщі соляних покладів осадового походження. Сполуки хлору із важкими металами (Cu, Ag і Pb) і рештою елементів утворюють мінерали, які мають другорядне значення, або зустрічаються зрідка.

В екзогенних умовах калій і натрій відіграють різну геохімічну роль. Їхні кларки (середній вміст) у літосфері приблизно однакові (2,5 %). До того ж, ці елементи приблизно в однакових кількостях вивільняються і переходять у розчин при вивітрюванні гірських порід. Незважаючи на це, у морських басейнах, де відбувається концентрація хлористих солей, вміст *галіту* NaCl становить 3,5 %, тоді як кількість *сильвіну* KCl ледь досягає 0,6–0,7 %. Хімічні аналізи ґрунтів і континентальних відкладів вказують на різний міграційний шлях елементів хлористих солей. Натрій у переважній своїй масі разом з поверхневими і річковими водами досягає озерних і морських басейнів. Натомість калій на шляху міграції розчинів у значній мірі адсорбується у верхній частині кори вивітрювання, тобто у ґрунтах і глинистих породах, а також засвоюється рослинами. Отже, у літосфері натрій є транзитним елементом, тоді як калій є важливим біофільним елементом (зола рослин завжди збагачена калієм). Це і є основною причиною, чому у продуктах кристалізації при висиханні соляних басейнів сполуки натрію різко переважають над сполуками калію.

У ґрунтовому відношенні серед мінералів цього класу група галіту є найважливішою. До неї відносяться хлориди одновалентних металів Na і K – *галіт* і *сильвін*.

Галіт – NaCl *з грец.* “галос” – море, сіль. Синоніми: кам’яна сіль (у щільних крупнокристалічних масах, що залягають серед гірських порід) і

самородна сіль (у пухких кристалічних агрегатах на дні соляних басейнів). Хімічний склад галіту: Na 39,4 %, Cl 60,6 %. Містить переважно механічні домішки: краплі розсолу, бульбашки газів, включення глинистої або органічної речовини, гіпсу $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, сильвіну KCl, $MgCl_2$ тощо.

Сингонія кубічна. Кристалічна структура характеризується щільною кубічною упаковкою аніонів Cl^- із заповненням усіх октаедричних пустот між ними катіонами Na^+. Іони Na^+ і Cl^- розташовуються почергово у кутах малих кубів (рис. 47). Координаційні числа для обох іонів рівні 6, тобто кожен негативний іон хлору оточений шістьма позитивно зарядженими іонами натрію, і навпаки.

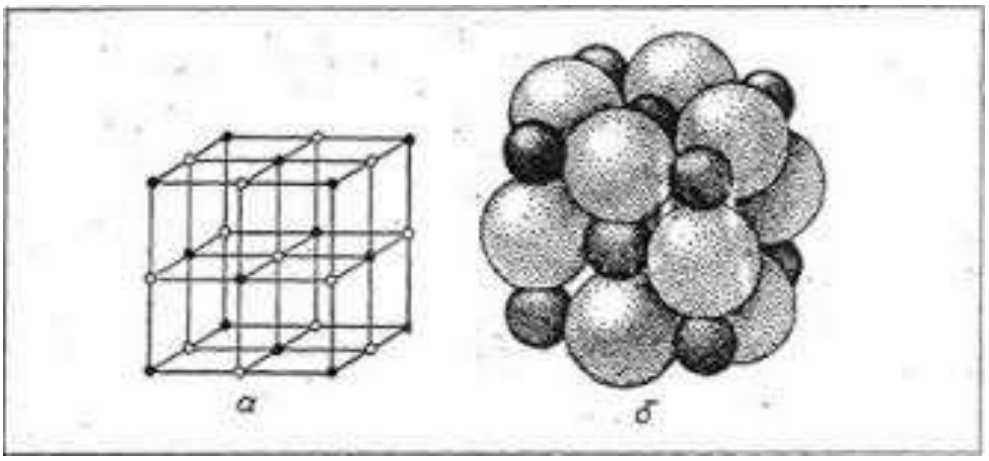


Рис. 47. Кристалічна структура галіту NaCl, справа – модель структури
(темні кульки – іони Na^+, світлі – іони Cl^- (або навпаки))

Кристали галіту мають зазвичай кубічну форму. Самоосадна сіль спостерігається у вигляді пухких або щільних кристалічно-зернистих кірок або “пластин” на дні басейнів, а також брил кристалів, часто дуже великого розміру. При швидкому випаровуванні розчинника – води H_2O, на самій поверхні розсолів, наприкладна поверхні “сорових” солончаків, у тиху погоду виникають численні плаваючі кристалічні “човники”, що розростаються у своїй основі, звернутій доверху. При кристалізації, внаслідок захоплення мікроскопічних бульбашок повітря, вони мають біле забарвлення. При

хвилюванні води “човники” заповнюються водою, осідають на дно і продовжують свій ріст, формуючи вже нормальні прозорі кристали.

Кам’яна сіль, що утворюється в результаті збиральної кристалізації у процесі метаморфізму, нагромаджує незвичайно крупнокристалічні маси. При перекристалізації часто утворюються цілковито прозорі маси галіту. Прозорість пояснюється тим, що включення рідин і газів при перекристалізації “відганяються” на периферію кристалічних зерен.

Чисті маси галіту є прозорими і безколірними або мають білий колір. Інколи різні хромопігменти зумовлюють забарвлення мінералів у різні кольори: сірий (глинисті частки), жовтий (гідроксиди Fe), червоний (безводний або маловодний оксид Fe) і чорний (органічні речовини). Для кам’яної солі інколи спостерігається дуже характерне, інтенсивне синє забарвлення у вигляді плям або смуг, особливо на ділянках що піддались сильній деформації. Штучно таке забарвлення виникає при опроміненні кам’яної солі рентгенівськими променями. Припускають, що синій колір виникає внаслідок того, що іони Na^+ при опроміненні набувають вільні електрони (β-часточки радіоактивних променів) і стають електрично-нейтральними атомами. Синя сіль зустрічається на ділянках, де присутні калієвмісні хлориди. У даному разі, К і зв’язаний з ним Rb, здатні у певній мірі випромінювати β-часточки (електрони), що й зумовлює синюватість забарвлення.

Блиск галіту скляний, на поверхні злегка звітрених різновидів стає жирний. Твердість 2, отже він крихкий. При тривалому односторонньому здавлюванні галіт проявляє здатність до пластичної деформації. Спайність досить досконала по кубу. Питома вага 2,1–2,2 г/см^3. Характеризується слабкою електропровідністю і надзвичайно високою теплопровідністю. Легко розчиняється у воді (до 35% за кімнатної температури). Смак солений. Мінерал галіт є гігроскопічним, але у меншій мірі ніж хлориди калію (сильвін) і магнію. Легко діагностується за низькою твердістю, досить досконалою спайністю, розчинністю у воді і соленим смаком розчину.

Основні маси галіту утворюються екзогенними процесами при висиханні розчинів у замкнутих солених озерах або мілководних лагунах і затоках в умовах жаркого сухого клімату. У викопних соленосних осадах, що утворились у минулі геологічні епохи, галіт зустрічається у вигляді суцільних мас кам'яної солі. Завдяки здатності до пластичних деформації, великі соляні поклади внаслідок тектонічних дислокацій утворюють складні за формою і будовою соляні куполи, які інколи прориваються у товщу горішніх осадових відкладів. При цьому, тонкошаруваті відклади солей зазнають часто дуже складних мікроскладчастих деформацій.

В Україні найбільшим родовищем кам'яної солі є Слов'янсько-Артемівське (Бахмутське) родовище, у якому кам'яна сіль залягає 18 пластами, що перешаровуються глинами, ангідритами і вапняками. На рівнинах Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) досить поширена соляна тектоніка у вигляді локальних соляних куполів серед товщ палеоген-неогенових і четвертинних відкладів. Ґрунти, що контактують із соленосними породами на незначній глибині, часто самі є засоленими.

Мінерали *сильвін* або *сильвініт* KCl і *карналіт* $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$ зустрічаються часто у механічних сумішах між собою, із галітом, гіпсом і глинистими мінералами. Хімічний склад сильвініту – K 52,5 %, Cl 47,5 %. Хімічний склад карналіту – Mg8,7 %, K 14,1 %, Cl 38,3 %, H_2O 38,9 %. Сингонія цих мінералів ромбічна. Колір – чисті різновиди безколірні або водяно-прозорі. Зазвичай колір визначається включеннями домішку: молочно-білий (бульбашки газів); рожевий або червоний (тонкорозпилений оксид заліза); бурий або жовтий (гідроксиди заліза). Блиск на свіжому зломі скляний, що на повітрі швидко тускніє. Твердість 1,5–3,0. Подібні на галіт, з яким часто утворюють зернисті зростки. Зустрічаються у параґенезі з кам'яною сіллю.

Сильвін, як і галіт, утворюється у соляних озерах що висихають, але у значно менших кількостях. Далеко не в усіх покладах кам'яної солі він присутній. На шляху міграції поверхневих розчинів у значній кількості

адсорбується ґрунтами. Із розсолів сильвін, особливо карналіт випадають одними з останніх, тому зустрічаються у верхніх горизонтах соляних скупчень. Карналіт утворює горизонти вище сильвініту.

10. 2. Мінерали групи ангідриту, гіпсу і мірабіліту

Обидва мінерали – ангідрит і гіпс, за фізичними і хімічними властивостями стоять окремішньо серед безводних і водних сульфатів, але тісно зв'язані один з другим за умовами знаходження і утворення.

Ангідрит – $CaSO_4$ (назва "ангідрит або безводний" вказує на відсутність у ньому води, на відміну від гіпсу). Хімічний склад – CaO 41,2 %, SO_3 58,8 %. У домішку часто містить стронцій. Сингонія ромбічна. Кристалічна структура ангідриту зображена на рис. 48 і 49, а модель структури – на рис. 50.

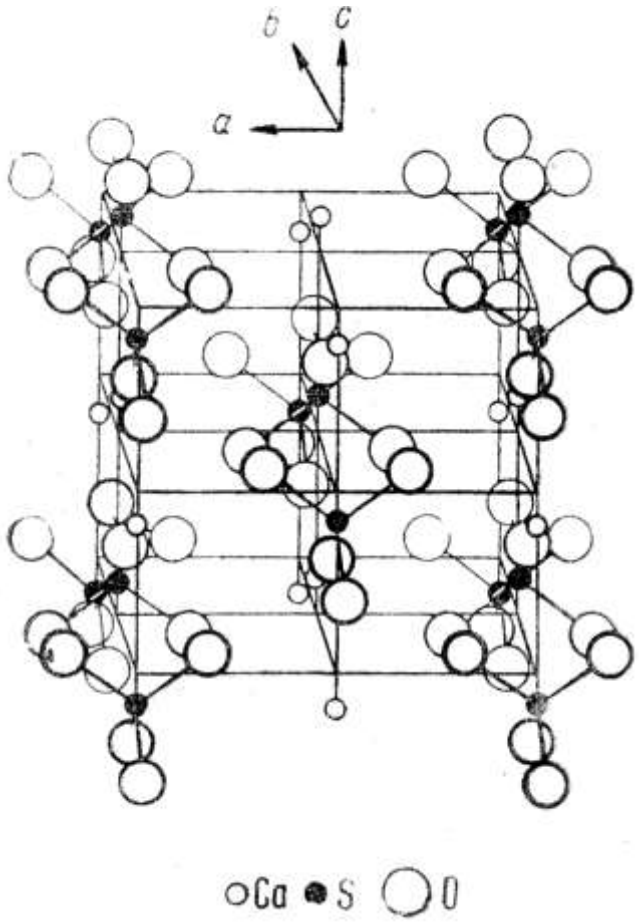


Рис. 48. Кристалічна структура ангідриту

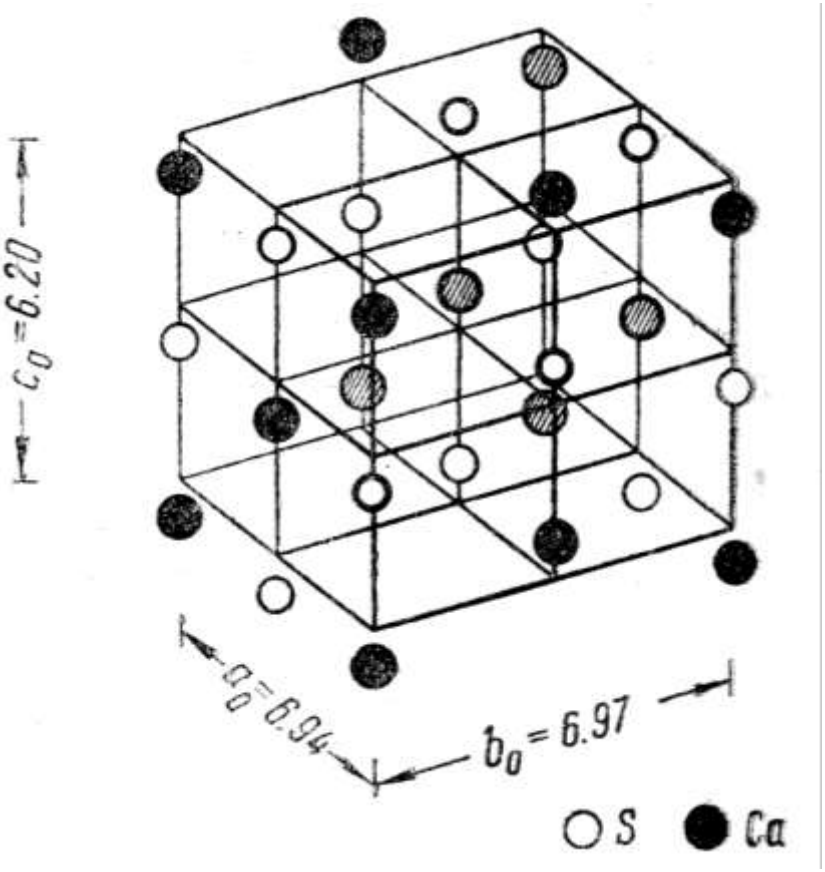


Рис. 49. Положення у кристалічній структурі ангідриту іонів сірки S^{6+} і кальцію Ca^{2+}: залиті кружки іонів Ca^{2+} відповідають тим іонам кальцію, котрі відображені на рис. 50

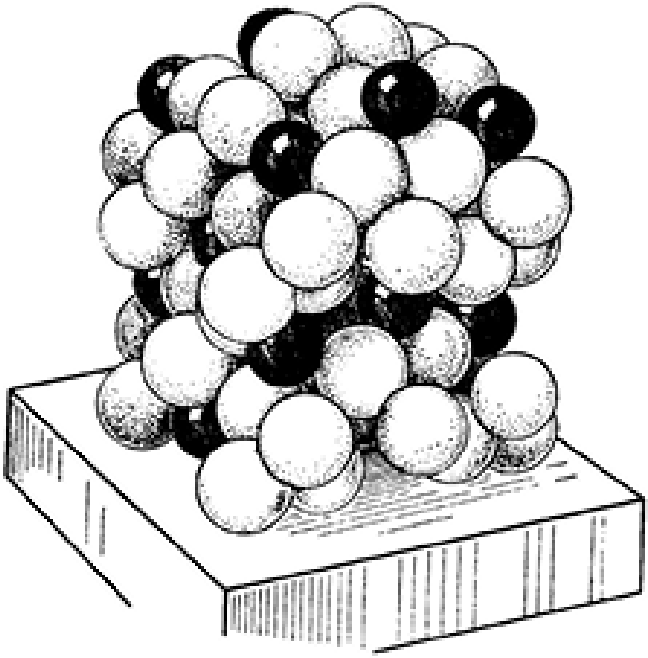


Рис. 50. Модель кристалічної структури ангідриту в орієнтації, зображеній на рис. 49

Іони S^{6+} розташовані у центрах тетраедричних груп O^{2+}, а кожен іон Ca^{2+} знаходиться у восьмерному оточенні іонів оксигену. Характерно, що розміри *a* і *b* в елементарній ланці майже однакові. Однак структура не може вважатися псевдотетрагональною по осі *c (z)*, оскільки розташування іонів на площині (010) і на площині (100) – неоднакове. Вигляд мінералів зазвичай призматичний (рис. 51).

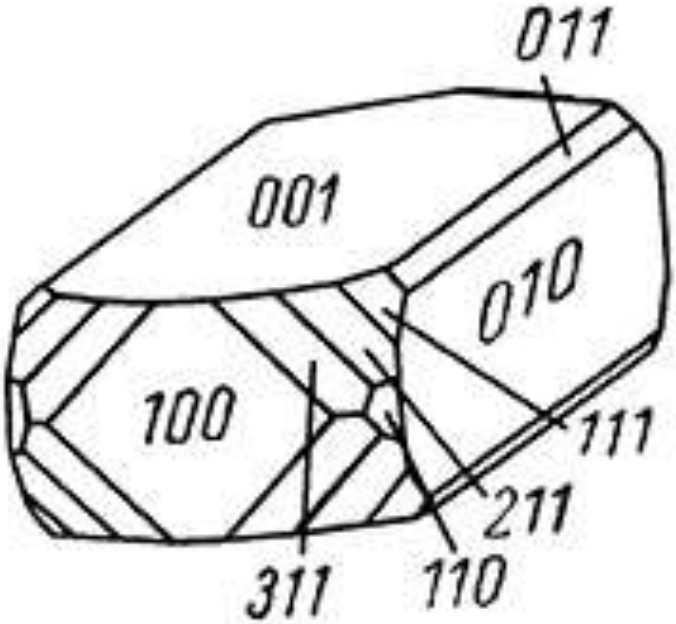


Рис. 51. Кристал ангідриту

Колір ангідриту білий, часто з голубим, сіруватим, інколи червонуватим відтінком. Трапляються безколірні прозорі кристали. Блиск скляний, на

площинах спайності (010) – перламутровий відлив. Твердість 3,0–3,5. Спайність по {010} досконала, по {100} і {001} середня. За цими трьома взаємно перпендикулярними напрямками із кристалів досить легко отримують кубічні відколи. Питома вага 2,8–3,0. В умовах атмосферного тиску і за присутності води поступово переходить у гіпс. При такому переході ангідрит сильно збільшується в об'ємі (до 30 %). При збільшенні зовнішнього тиску цей перехід утруднюється.

Від інших сульфатів цієї групи ангідрит відрізняється найменшою питомою вагою і напрямками площин спайності, а також оптичними властивостями. Від мармурованих мас карбонатів (кальциту, доломіту, магнезиту) відрізняється тим, що не виділяє CO_2 при контакті із кислотами. Від гіпсу відрізняється за твердістю (не дряпається нігтем).

Величезні маси ангідриту трапляються в осадових товщах гірських порід. Як продукт хімічних осадів у мілководних лагунах і морських затоках що висихають, ангідрит майже завжди супроводжується гіпсом. При виході ангідритових пластів на поверхню вони легко переходять у гіпс. За даними бурових свердловин і гірських виробіток такий перехід спостерігається до глибини 100–150 м від поверхні (у долішніх горизонтах залишається ангідрит). Імовірно, на глибині понад 150 м тиск горішніх пластів гірських порід настільки високий, що він унеможливлює збільшення об'єму гірської маси, який супроводжує перетворення ангідриту у водний сульфат – гіпс.

Дуже часто ангідрит трапляється в соляних родовищах як у вигляді окремих кристалів, так і у вигляді пластів, інколи дуже тонких (товщиною в лист паперу), що перешаровуються із галітом, сильвіном, карналітом тощо.

Очевидний факт, що в екзогенних умовах кори вивітрювання і ґрунту існування ангідриту є неможливе через те, що він легко обводнюється і переходить у гіпс.

Гіпс – $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ("гіпс" – це старогрецька назва мінералу). Хімічний склад – CaO 32,5 %, SO_3 46,6 %, H_2O 20,9 %. Зазвичай гіпс є чистим мінералом.

У вигляді механічного домішку зустрічаються: глинисті мінерали, органічні речовини (запашний гіпс), включення піщинок, інколи сульфідів, тощо. Сингонія моноклинна, призматичний.

Згідно з даними рентгенометрії структура гіпсу шарувата. Два листи аніонних груп $[SO_4]^{2-}$, що тісно зв'язані з іонами Ca^{2+} (рис. 52), утворюють подвійні шари, які орієнтовані вздовж площини (010).

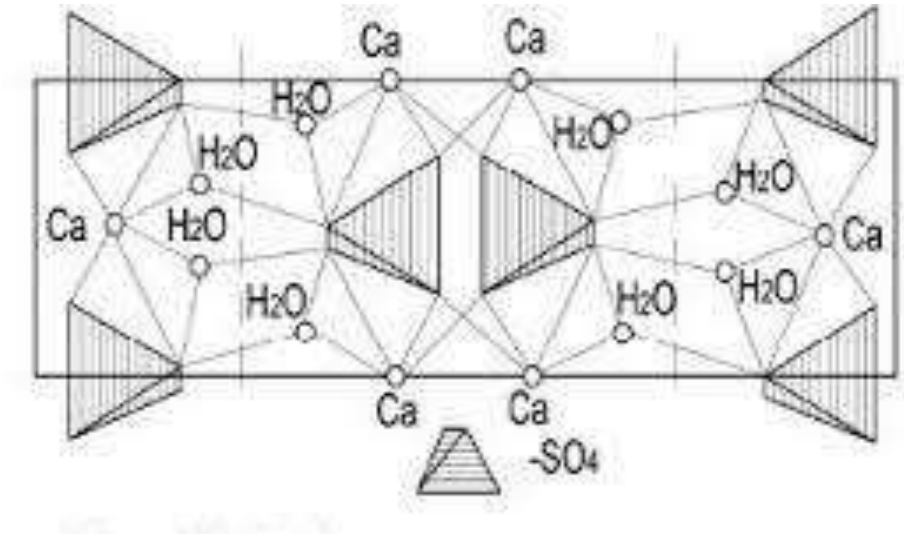


Рис. 52. Проекція кристалічної структури гіпсу на площину, що перпендикулярна до осі *c (z)* : пунктирні лінії – напрямки спайності

На рисунку 52 ці шари розташовуються перпендикулярно до площини рисунку і поширюються у вертикальному напрямі (граничні лінії показані пунктиром). Молекули H_2O займають місця між вказаними подвійними шарами. Цим легко пояснюється досить досконала спайність, так характерна для гіпсу. Кожен іон кальцію оточений шістьма іонами оксигену, що належать до групи SO_4, і двома молекулами води. Кожна молекула води зв'язує іон Ca з одним іоном оксигену в сусідньому шарі (див. рис. 52).

Завдяки переважаючому розвитку граней {010} кристали гіпсу мають таблетчастий (рис. 53), зрідка стовбчастий або призматичний вигляд.

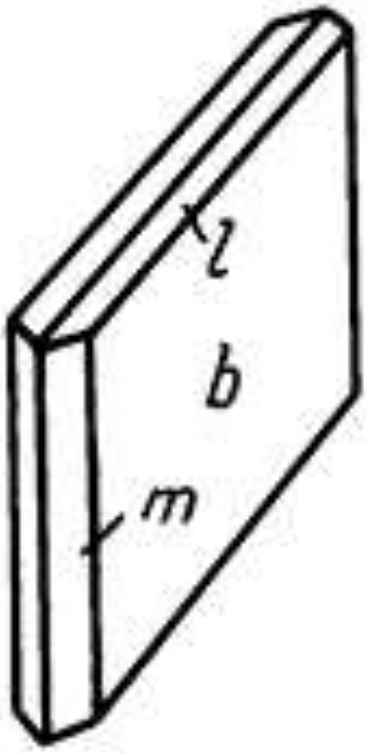


Рис. 53. Пластинчастий кристал гіпсу : b {010}, l {111}, m {110}

Серед кристалів гіпсу часто трапляються двійники зростання трьох типів: гальські по осі (100), паризькі по (101) і по (209). Їх досить важко відрізнити один від одного, але два перших типи нагадують хвіст ластівки (рис. 54).

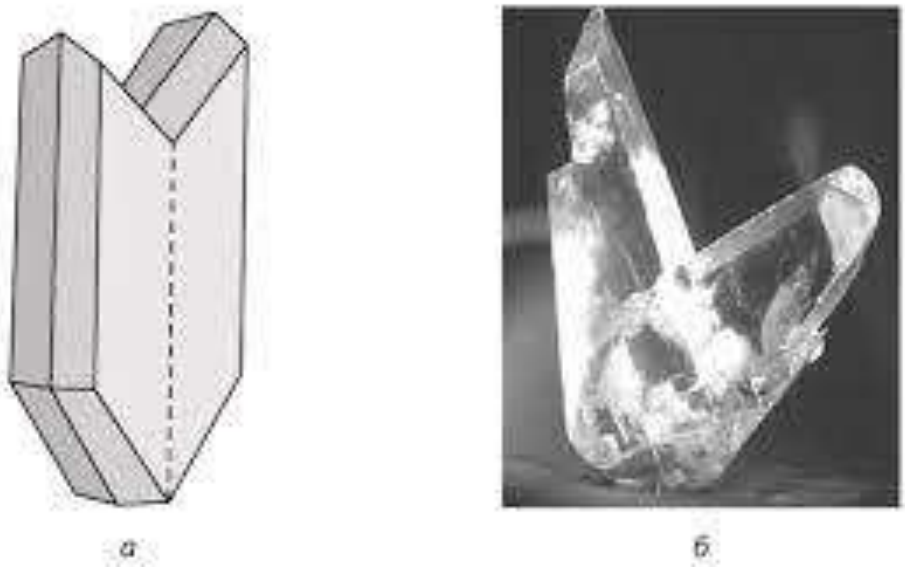


Рис. 54. “Ластівчиний хвіст” – прозорий двійник гіпсу

а – схематична будова, б – загальний вигляд

У порожнинах гірських порід мінерали гіпсу мають вигляд друз кристалів. У тріщинах інколи спостерігаються азбестоподібні паралельно-волокнисті маси гіпсу з шовковистим відливом і розташуванням волокон перпендикулярно до стінок тріщин (такий гіпс на Уралі називають *селенітом*). У ґрунтах і ґрунтотворних породах зазвичай трапляються щільні тонкокристалічні агрегати гіпсу. Коли гіпс кристалізується в пухких піщаних породах, він у своєму середовищі містить багато захоплених піщинок, які добре помітні на площинах спайності крупних кристалічних індивідів (“*репетекський гіпс”*).

Колір гіпсу білий. Окремі кристали часто водяно-прозорі і безколірні. Залежно від кольору захоплених при кристалізації домішків, гіпс буває забарвлений у сірий, медово-жовтий, червоний, бурий і чорний колір. Блиск гіпсу скляний. На площинах спайності – перламутровий відлив. Твердість гіпсу 1,5 (дряпається нігтем). Він досить крихкий. Спайність по {010} досить досконала, по {100} і {011} ясна. Спайні відколи мають ромбічну форму.

Гіпс характеризується помітною розчинністю у воді. При підвищенні температури розчинність гіпсу досягає максимуму при 37–38°С, а потім досить швидко падає. Найбільше зниження розчинності гіпсу встановлюється при температурах вище 107°С унаслідок утворення “напівгідрату” – $CaSO_4 \cdot 1/2H_2O$.

При нагріванні в умовах атмосферного зовнішнього тиску гіпс починає губити воду при температурі 80–90°С і вже при температурах 120–140°С повністю переходить у напівгідрат, так званий модельний або штукатурний гіпс – *алебастр*. Цей алебастр, що замішаний з водою у напіврідке тісто, швидко твердне, розширюється і виділяє тепло.

Щільні мармуроподібні агрегати і волокнисті маси гіпсу легко діагностуються за низькою твердістю і відсутністю виділень бульбашок CO_2 при змочуванні хлоридною кислотою HCl.

Гіпс має гіпергенне походження. У природних умовах гіпс утворюється різними шляхами. У значних масах він утворюється осадовим шляхом у

замкнених озерних і мілководних напівзамкнених морських соленосних басейнах в умовах жаркого і сухого клімату. При цьому, гіпс поряд із галітом може виділятися тільки на початкових стадіях випаровування, коли концентрація інших розчинених солей ще не висока. При досягненні певного значення концентрації солей, зокрема NaCl і особливо $MgCl_2$, замість гіпсу будуть кристалізуватись ангідрит а потім вже інші, більш розчинні солі. Відповідно гіпс у цих соляних басейнах належить до більш ранніх хімічних осадів. Це підтверджується тим, що у багатьох соляних родовищах пласти гіпсу (а також ангідриту) перешаровуються з пластами камяної солі, розташовуючись у нижніх частинах покладів і в низці випадків підстилаються лиш хімічно осадженими вапняками.

Досить значні маси гіпсу виникають у результаті гідратації ангідриту в осадових відкладах під впливом поверхневих вод в умовах пониженого зовнішнього тиску до глибини 100–150 м за реакцією:

$$CaSO_4 + 2H_2O = CaSO_4 \cdot 2H_2O.$$

У такий спосіб утворились на Землі більшість величезних родовищ гіпсу. У пустотах серед суцільних гіпсових мас інколи зустрічаються гнізда крупнокристалічних, часто прозорих кристалів –“*шпатовий гіпс”*.

У напівпустелях і пустелях гіпс часто зустрічається у вигляді прожилків і жолваків у корі вивітрювання і ґрунтах на різноманітних за складом гірських породах. Часто гіпс утворюється також на вапняках під дією на них вод, що збагачені сірчаною кислотою або розчиненими сульфатами.

Значно рідше гіпс поширений як типовий гідротермальний мінерал у сульфідних родовищах. Часто зустрічаються псевдоморфози по гіпсу кальциту і кварцу, як і псевдоморфози гіпсу по інших мінералах.

Крім сульфатів лужноземельних металів (ангідрит, гіпс), у ґрунтах і ґрунтотворних породах зустрічаються також сульфати лужних металів, серед яких найпоширенішим мінералом є мірабіліт.

Мірабіліт – $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ (стародавня назва: salmirabile Glaubery – “дивовижна сіль Глаубера”). Синонім: глауберова сіль. Мірабеліт є водним сульфатом натрію. Хімічний склад – Na_2O 19,3 %, SO_3 24,8 %, H_2O 55,9 %. Багато властивостей мірабіліту зв’язані з великою кількістю зв’язаної кристалізаційної води.

Сингонія мірабіліту моноклинна. Кристали мають короткостовпчастий вигляд по осі *b* або по осі *c*. Зазвичай зустрічаються у сіцільних зернистих агрегатах, а також у вигляді кірок і нальотів.

Мірабіліт є безколірним і прозорим мінералом. Інколи він має мутний, білий з жовтуватим, синюватим або зеленуватим відтінком. Блиск скляний. Твердість 1,5–2,0, отже досить крихкий. Спайність по площині {100} досконала. Питома вага 1,48. У сухому вигляді мірабіліт поступово втрачає воду і перетворюється убілу порошкоподібну речовину *тенардит* Na_2SO_4 – безводний сульфат натрію. Мірабіліт характеризується охолоджуючим слабо гірко-соленим смаком.

Мірабіліт належить до легкорозчинних водних сульфатів натрію, що багаті на зв’язані молекули H_2O у кристалічній структурі. Від соди ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$) відрізняється тим, що при дії HCl не виділяється вуглекислий газ CO_2. При нагріванні понад 32°C мірабіліт плавиться, точніше, розчиняється у власній кристалізаційній воді.

У великих кількостях утворюється в насичених натрієм і сульфатними аніонами соляних озерах при випаровуванні води за температури нижче 33°C (якщо у розчині відсутні інші розчинні солі) або при зниженні температури в осінньо-зимовий час. Якщо випаровування води для розчину того ж складу буде відбуватись за більш високих температур ніж 33°C, тоді буде кристалізуватись безводний сульфат натрію – *тенардит*. Зі зміною сезонів року відбувається почергове розчинення, осадження і кристалізація мірабіліту або тенардиту.

Численні дрібні висохлі озера Криму і Причорномор'я містять великі маси мірабіліту з тенардитом, які часто перешаровуються з пластами галіту, інколи гіпсу.

10. 3. Мінерали групи кальциту

У ґрунтах і ґрунтотворних породах з-поміж мінералів-солей найбільш поширеними є мінеральні утворення, що входять до класу карбонатів. Серед них зустрічається широкий спектр мінеральних видів, багато з яких дуже розповсюджені у природі. Особливо це стосується $CaCO_3$, котрий утворює величезні товщі осадово-морського походження і багаточисельні новоутворення карбонатів у ґрунтах. Часто карбонати є супутніми з рудними мінералами родовищ.

Аніон $[CO_3]^{2-}$ здатний давати більш-менш стійкі сполуки з катіонами двовалентних металів, що відзначаються середніми та великими іонними радіусами. Кількість таких металів невелика. Головними серед них є: Mg, Fe, Zn, Mn, Ca, Sr, Pb, Ba.

Близькі до них за розмірами одновалентні катіони (Na^+, K^+, NH_4^+) можуть утворювати безводні карбонати тільки за умови, якщо разом із ними у кристалічну ґратку входить катіон H^+, тобто у вигляді кислих солей. Водні карбонати характерні і для катіону Mg^{2+}, який загалом схильний до гідратації у водних середовищах.

Карбонати тривалентних металів відомі для рідкоземельних елементів з додатковим аніоном F^-. Із тривалентних катіонів у карбонатах зрідка трапляється тільки Al^{3+}. Карбонатів чотири- і п'ятивалентних металів взагалі не існує.

Клас карбонатів характеризується спільними рисами фізичних властивостей. Твердість безводних карбонатів ніколи не буває високою і зазвичай коливається від 3 до 5. Розчинність карбонатів у воді підвищена, особливо для карбонатів лугів і бікарбонатів тих елементів, катіони котрих

відзначаються або відносно малими іонними радіусами (наприклад, Mg^{2+}, Co^{2+}), або навпаки, дуже великими розмірами (наприклад, Ba^{2+}). Всі карбонати або безколірні, або забарвлені у бліді тони.

Серед мінералів цього класу існують безводні та водні карбонати. За типами ізоструктурних хімічних сполук виділяють відповідні групи карбонатів. Найчастіше трапляються у ґрунтах і ґрунтотворних породах мінерали групи кальциту. До складу цієї групи входить велика кількість мінеральних видів, що представляють карбонати наступних двовалентних металів (у порядку зростання іонних радіусів): Mg, Zn, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ca, Sr, Pb і Ba. У ґрунтах і ґрунтотворних породах найпоширенішими серед них є *кальцит* і *магнезит*, менш розповсюджені *арагоніт* і *доломіт*.

Характерно, що іони із меншим радіусом ніж у Ca, утворюють широкі ізоморфні ряди мінералів, що кристалізуються у тригональній сингонії. Іони, що мають більший радіус, ніж Ca, утворюють карбонати ромбічної сингонії. Карбонати самого кальцію є диморфними, тобто можуть кристалізуватись в обох сингоніях. Другою характерною особливістю мінералів групи кальциту є схильність до утворення ізоморфних сумішей і подвійних солей.

Кальцит – $CaCO_3$, синонім: *вапняковий шпат*. Досить поширені різновиди кальциту по ізоморфних сумішах. Серед різновидів кальциту за фізичними ознаками цікавим є *ісландський шпат* – безбарвний прозорий різновид кальциту. Хімічний склад кальциту – CaO 56,0 %, CO_2 44,0 %. Наявні домішки Mg, Fe, Mn (до 8,0 %), значно менше Zn (до 2,0 %) тощо.

Сингонія тригональна, дитригонально-скаленоедричний. Кристалічна структура тригональної модифікації $CaCO_3$ відображена на рис. 55 і 56.

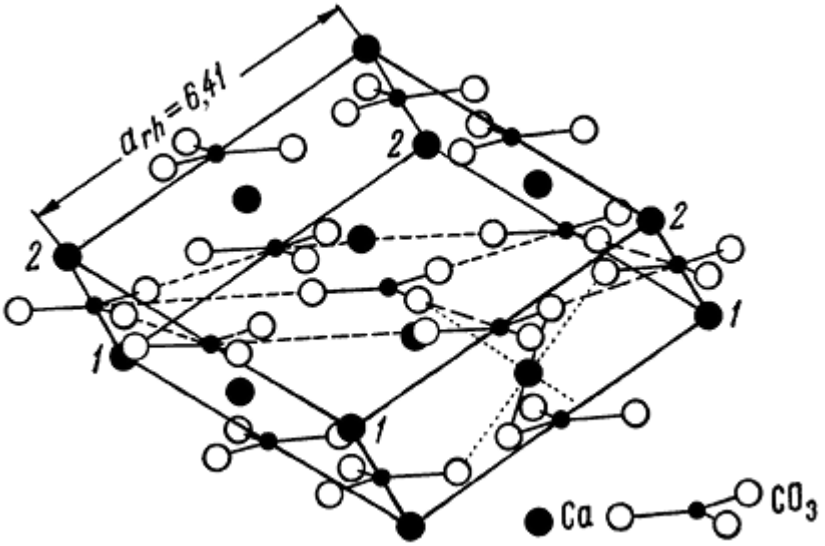


Рис. 55. Розташування іонів у ланці спайного ромбоедра {1011} (обидва сорти іонів розташовані як у гранецентрованих струкутрах)

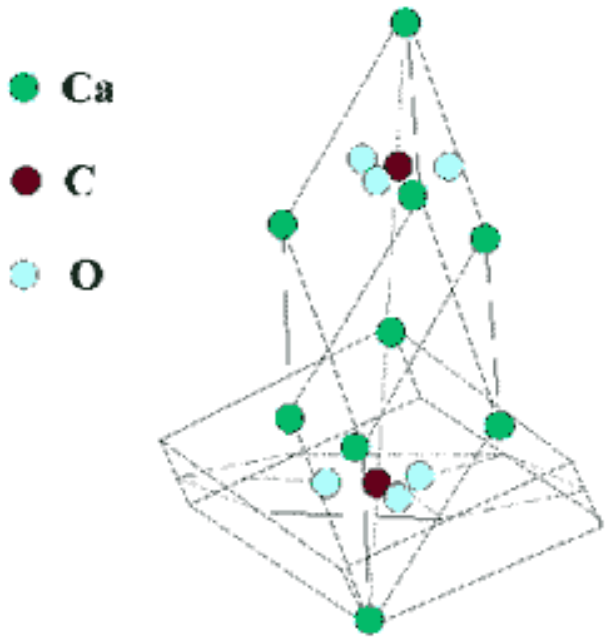


Рис. 56. Кальцит та модель його кристалічної структури

Якщо кубічну структуру галіту стиснути вздовж потрійної осі настільки, щоб кути між гранями стали рівними 101°55′, то утвориться ромбоедрична гранецентрована структура кальциту (див. рис. 56). При цьому, іони Ca^{2+} займуть місця Na^{+}, а групи $[CO_3]^{2-}$ – місця Cl^{-}. Таким чином, упаковка іонів у кальциті відповідає дещо спотвореній упаковці, виконаній способом ущільненої кубічної кладки структурних одиниць. Твердість кальциту 3, питома вага 2,6–2,8, для хімічно чистих кристалів – 2,72.

Ромбічна модифікація кристалічної структури $CaCO_3$ відповідає мінералу того ж складу, що й кальцит – *арагоніту*. Мінерал арагоніт – $CaCO_3$, названий за місцевістю Арагонія (Іспанія), де був уперше встановлений. Хімічний склад аналогічний кальциту – CaO 56,0 %, CO_2 44,0 %. Від структури кальциту структура арагоніту відрізняється тільки тим, що іони Ca^{2+} і $[CO_3]^{2-}$ упаковані значно щільніше, тобто способом найщільнішої гексагональної кладки (рис. 57).Як у структурі кальциту, так і в струкутрі арагоніту кожен іон $[CO_3]^{2-}$ оточений шістьма іонами кальцію. Твердість і питома вага арагоніту, відповідно3,5–4,0 і 2,9–3,0, дещо більші ніж у кальциту, що підтверджує щільнішу упаковку атомів арагонуту.

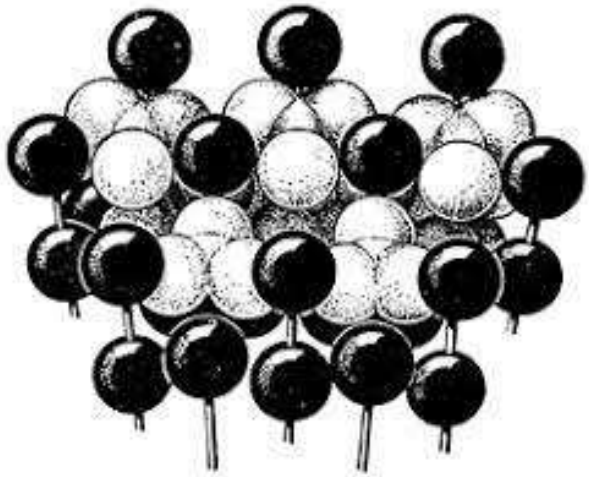


Рис. 57. Модель кристалічної структури арагоніту
темні кульки – катіони кальцію; світлі кульки – аніони CO_3

Вигляд кристалів кальциту, що зустрічаються виключно в пустотах, може бути різний. Найчастіше зустрічаються скаленоедричні кристали, зрідка таблетчасті або пластинчасті, призматичні або стовпчасті, ромбоедричні. В пустотах найчастіше розвиваються агрегати у формі друз кристалів кальциту. Досить часто зустрічаються крупнозернисті агрегати прозорого або напівпрозорого кальциту із досконалою спайністю окремих зерняток. Зрідка спостерігається жилкоподібний із шовковим блиском азбестоподібний кальцит (*атласний шпат*), волокна якого розростаються перпендикулярно до стінки тріщин у породах. Широко відомі натічні утворення кальциту у вигляді сталактитів і сталагмітів у печерах серед вапняків. Зернисті суцільні агрегати у великих щільних масах називаються *мармуром*. Щільні приховано-кристалічні різновиди кальцитових гірських порід, часто шаруватих і багатих на фауну, називаються *вапняками*. Пухкі вапняки, що складаються із найдрібніших мушлів форамініфер, називаються *крейдою*. Зустрічаються також оолітові вапняки – "*ікряний камінь*". "*Вапняковим туфом*" або *травертином* називають ніздрюваті утворення вуглекислого кальцію, що виникають у місцях виходу як холодних, так і гарячих, насичених вапном мінеральних джерел (кальцит у цих випадках утворюється при перекристалізації осаджених колоїдів $CaCO_3$ або арагоніту).

Кальцит зазвичай є безбарвний або молочно-білий, інколи забарвлений домішками у різні відтінки (переважно світлі) сірого, жовтого, рожевого, червоного, бурого і чорного кольорів. Блиск скляний. Твердість 3, крихкий. Спайність досконала по {1011}. Питома вага 2,6–2,8. У крупнокристалічних різновидах легко впізнається по ромбоедру спайності, порівняно низькій твердості (легко дряпається ножем чи голкою) і бурхливому виділенню CO_2 від краплі HCl на поверхні мінералу або на порошку від нього. У розбавленій хлоридній кислоті легко розчиняється навіть на холоді, з характерним шипінням (виділення CO_2).

Арагоніт поширений у природі в різних формах, але значно менше ніж кальцит. Незважаючи на меншу присутність, він дає дуже цікаві форми мінеральних утворень. Він може утворювати кристалічні кірки, натічні, кулеподібні форми і у значних масах має оолітову будову. Нарешті, внутрішні перламутрові ділянки більшості мушлів молюсків побудовані із найтоньших пластинок арагоніту, що паралельні до поверхні мушлі. Піщинки або інші сторонні тіла, що потрапили в середину ракушок молюсків обволокуються шарами аналогічного вуглекислого вапна (арагоніту) з домішками органічної речовини, у результаті чого появляються желваки перлів.

Кальцит належить до найбільш поширених у земній корі мінералів, які утворюють цілі величезні масиви (вапнякові гори). Цей мінерал утворюється в результаті найрізноманітніших геологічних процесів. Він має переважно гіпергенне походження. Широко розповсюджені кристалічні утворення кальциту гідротермального походження. Хоча у процесі вивітрювання кальцит не поширений великими скупченнями, але у вигляді новоутворень у ґрунтах і ґрунтотворних породах зустрічається досить часто. У даному випадку, джерелом для утворення кальциту в корі вивітрювання і ґрунтах є ендогенні мінерали, що містять у своєму складі вапно, а також вуглекислий газ атмосфери. У процесі вивітрювання гірських порід і насичення розчинів вуглекислим газом CO_2, досить значні маси вапна переходять в розчини у вигляді бікарбонату $Ca(HCO_3)_2$, котрий текучими водами виноситься дуже далеко у моря і океани. Така геохімічна міграція бікарбонату можлива, якщо на шляху міграції не виникнуть умови, що змусять бікарбонат випасти в осад у формі колоїдного або кристалічного карбонату $CaCO_3$.

Сталактитові утворення у вапнякових гротах є результатом випадання карбонату із перенасичених вапном розчинів.

Найбільші маси кальциту утворюються осадовим шляхом у морських басейнах. Великі маси $CaCO_3$ спочатку випадають у вигляді вапнякових мулів,

відмерлих морських рослин і безхребетних тварин із вапняковим скелетом. Потім всі ці речовини перетворюються у вапняк.

Яким би шляхом не утворювався кальцит, у ґрунтах і ґрунтотворних породах, як і в корі вивітрювання загалом, він є порівняно малостійким мінералом. Завдяки легкій розчинності у кислотах і при насиченні розчинів вуглекислим газом CO_2, в зоні елювію кальцит завжди переходить у розчини. В реакціях обмінного розкладу часто спостерігається заміщення кальциту на інші мінерали (гіпс, доломіт, малахіт тощо):

$$H_2SO_4 + CaCO_3 + H_2O = CaSO_4 + 2H_2O + CO_2 \uparrow$$

Магнезит – $MgCO_3$. Мінерал відомий з глибокої давнини і походить від назви Магнезія – область у Фесалії (Греція). Синонім: *магнезіальний шпат*. Хімічний склад магнезиту – MgO 47,6 %, CO_2 52,4 %. З ізоморфних домішок часто присутні Fe, інколи Mn, Ca. Сингонія тригональна; дитригонально-скаленоедричний.

Кристалічна структура така ж, як у кальциту. Вигляд кристалів зазвичай ромбоедричний. Найбільше поширений у вигляді грубозернистих агрегатів. Колір магнезиту білий з жовтуватим або сіруватим відтінком, інколи сніжно-білий. Блиск скляний. Твердість 4,0–4,5, крихкий. Питома вага 2,9–3,1.

У кристалічних різновидах, як і всі карбонати кальцитового ряду, відрізняється від інших мінералів за ромбоедричною спаністю. Дуже подібний до доломіту. Магнезит порівняно із кальцитом, у природі поширений значно менше, але зустрічається інколи у великих суцільних масах промислового масштабу.

Магнезит має екзогенне походження. Частина таких скупчень утворюється гідротермальним шляхом. У процесі вивітрювання великих масивів ультраосновних порід з утворенням потужної кори вивітрювання, накопичуються приховано-кристалічні (“аморфні”) маси магнезиту.

Доломіт – $CaMg[CO_3]_2$. Хімічний склад доломіту – CaO 30,4 %, MgO 21,7 %, CO_2 47,9 %. Вміст кальцію і магнію коливається у незначних межах.

Сингонія тригональна; ромбоедричний. Кристалічна структура відрізняється тим, що Ca і Mg позмінно чергуються вздовж потрійної осі. Кристали мають переважно ромбоедричний вигляд. Часто утворює пористі, зрідка брунькоподібні, лункуваті або округлі кристалічно-зернисті агрегати. Колір доломіту сірувато-білий, інколи із жовтуватим, буруватим, зеленуватим відтінком. Блиск скляний. Твердість 4,0–4,5, питома вага 1,8–2,9. Спайність досконала по ромбоедру {1011}. Хлоридна кислота на холоді розкладає доломіт дуже повільно, без “шипіння”.

Доломіт поряд із кальцитом є надзвичайно розповсюдженим породотворним мінералом. Утворюється гідротермальним шляхом і при вивітрюванні. Основні маси доломіту зв’язані з осадовими карбонатними товщами всіх геологічних періодів, переважно докембрійських і палеозойських. У цих товщах доломіти утворюють цілі масиви або перешаровуються із вапняками. При переробці гідротермальними розчинами доломітизованих вапняків часто утворюються крупнокристалічні масиви доломіту в асоціації з магнезитом, кальцитом, сульфідами, кварцом та іншими мінералами. В Альпах доломіти утворюють величезний масив – *Доломітові Альпи*.

У відновних умовах гідроморфних і напівгідроморфних ґрунтів часто утворюється карбонат закису заліза $FeCO_3$ – *сидерит*. Назва мінералу “сидерос” перекладається з грецької мови як – залізо. Як і всім карбонатам групи кальциту, кристалічному сидериту притаманна досконала спайність по ромбоедру. Цей мінерал дуже подібний до анкериту. У зоні інтенсивного окислення сидерит дуже не стійкий. На місці сидериту легко формуються пухкі землисті маси, що складаються з лімоніту, гетиту, інколи гідрогематиту

Розділ 11.

Ґенеза, трансформаційні зміни, руйнування і переміщення високодисперсних мінералів у ґрунті

Ґрунтотворний процес полягає у формуванні в товщі кори вивітрювання вихідної гірської породи специфічного біокосного тіла природи з ієрархічною ґрунтовою структурою, набутті новоутвореним ґрунтом особливих властивостей і функцій з постійним динамічним відтворенням цих структур, властивостей і функцій у загальній динаміці геосферних процесів на земній поверхні. Виникнення і відносно стійке функціонування різноманітних твердофазних продуктів ґрунтоутворення в області педосфери Землі є основним результатом направленого педоґенезу.

У ґрунтознавчій літературі багато уваги приділяється проблемам ґенези ґрунтів і встановленню зв'язків між умовами ґрунтоутворення і процесами утворення вторинних мінералів ґрунту. Головну роль при цьому виконують кліматичні умови, рослинність, мікроорганізми і фізико-хімічні процеси. Коли затухає життя за високої і низької температури або при висиханні ґрунту, відносна роль фізико-хімічних процесів зростає. Серед мінералів ґрунту найбільш залученими у ці складні трансформаційні процеси є глинистий метеріал: глинисті мінерали або тонкодисперсні шаруваті силікати, а також генетично зв'язані з ними високодисперсні неглинисті мінеральні речовини.

Шляхи утворення вторинних мінералів у ґрунтах є досить різноманітними: 1) кристалізація твердих мінералів із розчинів; 2) кристалізація твердих аморфних речовин; 3) гідроліз первинних і вторинних глинистих мінералів; 4) утворення мінералів у гідротермальних умовах земної поверхні (не у ґрунтах); 5) утворення мінералів при гідратації і дегідратації, окислювальних і відновних процесах; 6) утворення мінералів при диспергації; 7) синтез мінералів за участю рослин; 8) утворення мінералів у результаті ізоморфних заміщень. Цей перелік процесів мінералоутворення не вичерпує усі можливі шляхи утворення мінералів у ґрунтах. У природі спостерігаються дуже

складні поєднання умов мінералоутворення. Фактори утворення нових мінералів настільки різноманітні, наскільки різноманітними є чинники, умови і процеси ґрунтоутворення. Усі трансформаційні процеси мінеральної речовини у ґрунті відбуваються через посередництво ґрунтових розчинів і аморфних речовин.

У термодинамічних і геохімічних умовах земної поверхні мінеральна частина ґрунту змінюється значно повільніше за органічну. Такі консервативні зміни часто є однонаправленими і незворотними. Відповідно твердофазні продукти мінерального походження мають значний абсолютний і відносний період свого формування і стійкого функціонування.

11. 1. Функція “пам’яті” глинистого матеріалу

Педосфера Землі є важливим струкутрним ярусом біосфери земної суші. У цьому специфічному біокосному ярусі планетарної біосфери тривалий час накопичуються і зберігаються різноманічні твердофазні продукти функціонування біосфери (органічні, мінеральні, органо-мінеральні). Усі вони закономірно розподіляються з глибиною і по поверхні суші, формуючичи нескінченний ярус “пам’яті” як сучасної, так і палеобіосфери Землі [31].

Різні компоненти ґрунту володіють не однаковою здатністю до “запам’ятовування”. У силу своєї природи органічні сполуки характеризуються досить коротким часом свого існування і збереження у формі твердофазних продуктів ґрунту, тому роль “запам’ятовуючого” фактору виконують погано. З цього погляду значний інтерес представляє собою глинистий матеріал грунту, як найбільш хімічно активний і реакційно-здатний мінеральний компонент ґрунтів і порід. Серед мінеральних компонентів ґрунту він у найвищій мірі здатний змінюватись під впливом зовнішніх і внутрішніх умов і процесів, найперше біоти. Глинисті мінерали і високодисперсні неглинисті компоненти ґрунту є практично кінцевими продуктами руйнування і трансформації первинних мінералів. Вони здатні тривалий час не змінювати склад, зберігати

свої властивості і ознаки, тому можуть “запам’ятати” вплив процесів функціонування біосфери, що призвели до їхнього утворення. Здатність глинистого матеріалу ґрунтів “запам’ятовувати” умови їхнього утворення доповнюється властивістю їх змінюватись незворотньо, тобто зберігати ознаки цих змін у профілі ґрунтів дуже довгий час. На відміну від них, твердофазні продукти багатьох динамічних ґрунтових процесів (органічна речовина, склад розчинів, деякі новоутворення) швидко “стираються” у процесі еволюційних змін ґрунтів.

Сукупний вплив різноманітних процесів функціонування біосфери на глинисті мінерали ґрунтів реалізується, головним чином, через склад ґрунтових розчинів, які визначають напрям і швидкість зміни мінералів. У “пам’яті” глинистого матеріалу ґрунтів “записані” перш за все характеристики ґрунтового розчину. Теоретичною основою для вивчення взаємодії мінералів із ґрунтовими розчинами є закони термодинаміки рівноважних систем і хімічної кінетики [37].

У природних і мало освоєних людиною ґрунтах, три компоненти ґрунтового розчину відіграють найбільшу роль у змінах глинистого матеріалу. Саме взаємодії між ними, найперше “записуються у пам’яті” глинистого матеріалу: 1) концетрація карбонатної кислоти H_2CO_3; 2) концентрація органічних кислот; 3) концентрація і форми сполук елементів, що входять до складу кристалічних ґраток глинистих мінералів – Si, Al, Fe, Mg і K.

У різних ґрунтах вони виконують не однакову роль. Роль карбонатної кислоти особливо значна у ґрунтах, що мають слабокислу реакцію, оскільки в умовах кислої реакції H_2CO_3 слабо дисоціює на іони H^+ і HCO_3^-. У ґрунтах, що відзначаються кислою реакцією середовища, особливо велика роль належить неусередненим органічним кислотам, концентрація яких і здатність до дисоціації визначає найважливішу характеристику ґрунтового розчину – величину pH. Крім того, органічні аніони вступають у реакцію з елементами, що складають кристалічну ґратку глинистих мінералів, найперше з Fe і Al,

утворюючи з ними розчинні комплекси, котрі здатні мігрувати вниз по профілю ґрунту.

Вміст і форми сполук у розчині хімічних елементів, котрі входять до складу кристалічних ґраток глинистих мінералів, контролюють їхню термодинамічну стійкість. Особливо значну роль при цьому відіграє концентрація у розчині K^+, котра визначає можливість трансформаційних змін ілітів у лабільні структури (монтморилоніти, вермикуліти), і зворотнього процесу – ілітизації лабільних силікатів у нелабільні кристалічні структури (слюди, іліти). Всі ці характеристики ґрунтового розчину є результатом діяльності біоти у відповідних гідротермічних умовах [10]. Парціальний тиск CO_2 ґрунтового повітря, який контролює концентрацію карбонатної кислоти у розчині, визначається інтенсивністю дихання кореневої системи рослин і процесами розкладу органічних залишків у ґрунті. Вміст і склад низько- і високомолекулярних органічних кислот мінеральних компонентів у ґрунтовому розчині органогенних горизонтів також контролюється характером вищої рослинності, складом опаду, мікробіоти і особливостями водного і теплового режимів ґрунтів. Величина pH ґрунтового розчину може регулюватись також за рахунок прямих поступань протонів із кореневими виділеннями рослин, що відбувається при некомпесованому споживанні ними катіонів і аніонів із ґрунтового розчину.

Усі процеси утворення (ґенези) і зміни (трансформація, руйнування, переміщення) глинистого матеріалу у ґрунтах в результаті функціонування біосфери поділяються на чотири групи: 1) синтез глинистих мінералів (у широкому розумінні терміну “глинисті мінерали”); 2) трансформаційні зміни шаруватих глинистих силікатів; 3) руйнування глинистих мінералів (шаруватих алюмосилікатів); 4) механічне переміщення і зміна фізичного стану глинистих мінералів. У більшості ґрунтів ці процеси протікають не ізольовано, а у певних поєднаннях один з одним.

Перших три процеси безпосередньо або опосередковано контролюються функціонуванням біоти, особливо в гумусовому горизонті ґрунтів. З глибиною роль біологічного чинника у розвитку цих процесів зменшується. Процеси механічного переміщення високодисперсних мінералів у ґрунті більше контролюються абіотичними чинниками.

11. 2. Синтез мінералів

Найбільш поширені у ґрунтах первинні мінерали класу силікатів мають негіпергенне походження. Вони формуються і кристалізуються в термодинамічних і геохімічних умовах абсолютно не притаманних для педосфери і були успадковані ґрунтами від ґрунтотворних порід.

Найпростіший і досить поширений шлях кристалізації твердих мінералів у зоні гіпергенезу – це утворення різноманітних мінералів-солей. Солі ґрунтового розчину при випаровуванні води, інколи при зниженні температури розчинів, випадають в осад і кристалізуються у формі кристалічних мінералів. Аналогічні явища можуть відбуваютись у клітинах рослин. У ґрунтах, особливо засолених, таким шляхом можуть кристалізуватися галіт (хлористий натрій), мірабіліт (сірчанокислий натрій), гіпс (сірчанокислий кальцій), кальцит (карбонат кальцію) та інші мінерали-солі. Всі ці мінерали особливо активно кристалізуються в різних горизонтах ґрунтів степової зони із контрастним водним, тепловим і повітряним режимами, фізико-хімічними і біохімічними процесами.

Деякі мінерали синтезуються в рослинах, як наприклад накопичення в клітинах рослин *вевеліту* (щавелевокислого кальцію). Величезна роль організмів в утворенні мінералів полягає в тому, що вони можуть безпосередньо мобілізувати елементи живлення із кристалічних ґраток первинних мінералів, формуючи сприятливі умови для їхнього подальшого руйнування або перетворення. Організми своїми прижиттєвими кореневими

виділеннями змінюють середовище, котре постійно знаходиться у взаємодії з мінералами.

У зоні гіпергенезу дуже поширені процеси гідратації і дегідратації, окислення і відновлення. При обезводненні гіпсу останній перетворюється у напівгідрат або ангідрит. Так само відбувається перетворення гідрогетиту в гетит, галуазиту в метагалуазит. Утворення нових мінералів також відбувається при зміні окисно-відновних умов. Приміром, мінерали закису заліза і мангану можуть переходити у мінерали оксидів тих самих елементів. За відновних умов відбувається утворення сірки із сульфатів, і навпаки, утворення сульфатів із сульфідів при окисленні.

Співвідношення SiO_2 : R_2O_3 у золі рослин є близьким до аналогічного співвідношення у деяких вторинних мінералах. Це створює передумови для можливого синтезу вторинних мінералів із золи рослинного опаду. Однак речовинний склад далеко не достатня умова для синтезу кристалічної ґратки зі строгим розташуванням у ній атомів, шарів октаедрів і тетраедрів. Крім того, склад золи значно динамічніший за склад ґрунтових колоїдів. Оскільки рослини щорічно виносять з ґрунту значну кількість кремнезему та інші мінеральні речовини, які потім повертаються на поверхню ґрунту з опадом, існує велика ймовірність, що у ґрунтовому профілі із зольних елементів можуть утворитись вторинні мінерали. Існує правило, що наступні покоління рослин повторно споживають зольні елементи з обмінного фонду у значно більших кількостях, ніж із щойно звітрених первинних мінералів. Біогенні елементи обмінного фонду є більш мобільними і доступними для рослин. Якщо до біологічного вбирання елементів додати велику кількість зольних елементів що виносяться з ґрунту в процесі партлювації, то роль золи рослин у синтезі мінералів не така вже вагома.

Найважливішу роль у ґрунтоутворенні і формуванні властивостей ґрунтів, включаючи функцію родючості, виконує глинистий матеріал, який представлений шаруватими глинистими силікатами, тонкодисперсними

гідроксидами Fe і Al, алофанами та імоголітом. Глинистий матеріал може утворюватись як в негіпергенних умовах (постмагматичних, метаморфічних), так і в зоні гіпергенезу, котра охоплює педосферу і підґрунтя, тобто ґрунти і ґрунтотворні породи.

Синтез глинистих мінералів (шаруватих силікатів, гідроксидів Fe і Al, алофанів та імоголіту) – це процес їхнього осадження із ґрунтового розчину у формі гідрогелів, які можуть кристалізуватись або не кристалізуються у формі, відповідно, окристалізованих або аморфних твердих розчинів.

У ґрунтах позатропічних областей синтез власне глинистих мінералів, тобто тонкодисперсних шаруватих силікатів, або не відбувається або має вкрай обмежене поширення. Цей висновок підтверджується порівнянням рентген-дифракційних спектрів мулистих фракцій горизонту *Itm* текстурно-диференційованих ґрунтів з рентгенівськими спектрами мулистих фракцій ґрунтотворних порід тих самих профілів. Рентгенівські спектри виявились майже ідентичними. Практично неможливо уявити, щоб у процесі ґрунтоутворення із розчинів синтезувались аналогічні за кристалохімічними характеристиками і в тих самих пропорціях мінерали, що й у не зміненій ґрунтоутворенням породі.

Водночас, у багатьох дослідах були синтезовані глинисті мінерали у лабораторних умовах за кімнатної температури й атморферного тиску. Для цього штучні розчини містили високі концентрації Si, Mg, K та інших компонентів кристалічних ґраток.

Невідповідність даних польових досліджень щодо синтезу глинистих мінералів з результатами лабораторних дослідів пояснюються досить аргументовано. По-перше, у дослідах використовували високі концентрації іонів – компонентів кристалічних ґраток, котрі у природних ґрунтах практично ніколи не досягаються. По-друге, процес кристалізації будь-якої речовини передбачає тривале існування слабкого перенасичення розчину, чого в ґрунтових умовах майже ніколи не буває через динамічні зміни температури,

вологості та інших чинників, котрі визначають склад і концентрацію компонентів у ґрунтових розчинах.

Отже, синтез із розчинів тонкодисперсних шаруватих силікатів у ґрунтах бореального поясу або відсутній або має обмежене поширення. У більшості випадків наявність власне глинистих мінералів у ґрунтових горизонтах є наслідком успадкування їх від ґрунтотворної породи, або ці мінерали мають алохтонне (евсітне) походження. Даний висновок не такий однозначний, адже існує припущення, що глинисті мінерали синтезуються із первинних мінералів через перехідні структури. Цей процес, імовірно, розвивається за схемою переходу речовини зі стану іонного розчину в колоїдний стан гідрогелю з наступними трансформаціями до аморфних речовин, кристалізацією у слабо окристалізовані структури і кристалічні мінерали.

У певних горизонтах деяких ґрунтів позатропічних областей все ж відбувається синтез глинистих мінералів у широкому розумінні цього терміну. Із ґрунтового розчину осаджуються рентгеноаморфні та слабо окристалізовані мінеральні продукти типу алофанів, протоімоголітового комплексу та імоголіту. Ці мінерали синтезуються в ілювіальних горизонтах підзолів, підбурів, в ілювіально-метаморфічному горизонті буроземів, переважно ґрунтів, що сформувались на породах, збагачених мінералами, що легко звітрюються. При вивітрюванні цих мінералів в умовах кислої реакції середовища і промивного водного режиму, вивільнені з кристалічних ґраток первинних мінералів лужні та лужноземельні катіони виносяться у процесі партлювації. Молекули H_4SiO_4 і гідроксокомплекси Al, що залишились у розчині і здатні до полімеризації осаджуються, формуючи алофаноподібні рентгеноаморфні мінерали, імоголіт і перехідні між ними утворення – протоімоголітовий комплекс. Не випадково у ґрунтах завжди знаходять аморфні речовини. Найбільш імовірна реакція у ґрунті відбувається між гідроксидамиFe і Alта кремнеземом. Синтез глинистих мінералів відбувається швидше із розчинів, ніж з мінерального осаду. Механізм утворення нових

мінералів полягає у тому, що спочатку виникає октаедричний шар гідрооксиду алюмінію. Потім на нього накладається тетраедричний кремне-кисневий шар, або навпаки, спочатку формується тетраедричний шар як залишковий продукт руйнування первинного мінералу, а потім накладається октаедричний шар. Штучні експерименти із синтезу алофанів у нормальних умовах підтверджують можливість такого механізму утворення аморфних мінералів.

Процес синтезу імоголіту відбувається у подібний спосіб. Спочатку за рахунок полімеризації гідроксокомплексів Al у розчині формуються фрагменти октаедричної сітки, до якої приєднуються кремнекисневі тетраедри, які формують ділянки тетраедричної сітки. У деякій частині тетраедрів Si може бути заміщений на Al. У результаті ізоморфного заміщення виникає негативний заряд, який компенсується вбиранням катіонів. Процес синтезу алофанів, імоголіту і протоімоголітового комплексу переважно відбувається у середовищі з pH 5–7, за мольних відношень Al : Si у ґрунтовому розчині 2–3, і за низького вмісту у розчині органічної речовини і ряду неорганічних лігандів, особливо фосфат- і сульфат-іонів. Наявність у складі твердої фази ґрунтів алофанів, імоголіту і протоімоголітового комплексу є “пам’яттю” ґрунту про відповідний склад ґрунтового розчину і відповідні значення pH. Синтез алофанів, імоголіту і протоімоголітового комплексу характеризують собою процес, що співмірний з елементарними ґрунтотворними процесами (ЕГП), оскільки він складається щонайменше із двох мікропроцесів: полімеризації гідроксокомплексів Al і приєднання кремнекисневих тетраедрів до фрагментів октаедричної сітки.

Відомостей про швидкість утворення алофанів, імоголіту і протоімоголітового комплексу дуже мало. Зважаючи на умови утворення цих мінералів, на етапах становлення ґрунтового профілю цей процес може розтягнутись на сотні років, що контролюється вмістом у ґрунтотворній породі не стійких до вивітрювання мінералів.

Процеси синтезу і накопичення рентгеноаморфних і слабо окристалізованих силікатів відбуваються в різних ґрунтах на різних глибинах.

У буроземах вони поширені по всьому профілю, в альфегумусових підзолах тільки в ілювіальних горизонтах. Накопиченню алофанів та імоголіту у підзолистих ґрунтах протидіє кисла реакція і високий вміст органічної речовини, яка зв'язує Al у комплекси.

Алофани, імоголіт і протогімоголітовий комплекс у більшості випадків є результатом ґрунтотворного процесу, тому ці мінеральні утворення можна вважати новоутвореними педогенними твердофазними продуктами функціонування біосфери. Діагностують процес утворення цих мінералів за їх наявністю у складі твердої фази ґрунту тільки у тому випадку, якщо ці компоненти відсутні у ґрунтотворній породі.

Наочним прикладом кристалізації твердих аморфних речовин є перехід гідрогелів аморфних гідроксидів Fe і Al у кристалічні мінерали. Перші із них переходять у гетит, гематит і лімоніт, другі – у гібсит (гідраргіліт). У тропічних ґрунтах жовтоземах, червоноземах і латеритах, а в невеликих кількостях в ілювіальному горизонті деяких ґрунтів бореального поясу, ці мінерали часто зустрічаються у суміші з оптично орієнтованими глинами. У дерново-підзолистих ґрунтах, солонцях і ґрунтах гідроморфного ряду часто зустрічаються новоутворення у формі конкрецій, ортштейнів чи ортзандів. У їхньому складі також багато окристалізованих твердих аморфних речовин. Ці новоутворення при підвищенні температури, замерзанні та висушуванні можуть прискорено кристалізуватись у сесквіоксиди. Лабораторні моделі вказують на те, що процес кристалізації проходить дуже повільно.

Кристалізація в ґрунтових умовах аморфного кремнезему у вторинний кварц є дуже дискусійною. Вважається, що кварц може синтезуватись безпосередньо із розчину або шляхом кристалізації фітолітарій. Для кристалізації вторинного кварцу потрібні спеціальні умови: підвищення температури і тиску. Кристалічний кварц часто знаходять у скамянілих деревах, але він знаходиться там у суміші з великою кількістю халцедону і опалу – слабо окристалізованого кремнезему, хоча для його кристалізації було достатньо

часу. Найімовірніше, у педосфері кристалізація вторинного кварцу не відбувається. Вона обмежується синтезом із розчину халцедону і опалу. У ґрунтах абсолютно переважає первинний кварц, а вторинний кварц зустрічається зрідка і в невеликих кількостях. Багато кремнезему попадає на поверхню ґрунту разом з рослинним опадом. Менша частина цього кремнезему повторно залучається у біологічний кругообіг, а більша – у вигляді аморфного кремнезему, що мало розчинний у воді, виноситься у гідрографічну сітку через ґрунтовий стік.

11.3. Перетворення мінералів у ґрунтах

Природним джерелом вторинних мінералів ґрунтів і ґрунтотворних порід, переважно глинистих шаруватих силікатів і високодисперсних неглинистих мінералів, є польові шпати, слюди (мусковіт, біотит, флогопіт), хлорити, амфіболи, піроксени, кварц і багато інших різноманітних за складом і структурою мінеральних утворень.

На рівнинних просторах України ґрунти сформувались головним чином на покривних осадових породах різної ґенези. Завдяки осадовому походженню порід ґрунти характеризуються просторовою строкатістю гранулометричного, хімічного і мінералогічного складу. Навіть на лесових породах спостерігається незначна літологічна строкатість, природу якої часом важко встановити. Більшість вторинних мінералів успадковані від породи і тільки деяка частина з них є твердофазними продуктами ґрунтоутворення.

Коливання мінералогічного складу ґрунтів у межах профілю можна помилково оцінити як результат ґрунтотворного процесу по перетворенню первинних мінералів у вторинні і вторинних мінералів одного типу в інший. Одноманітність складу первинних мінералів зумовлює схожість асоціацій вторинних мінералів. Мінерали змінюються дуже повільно. Подібність складу первинних мінералів, повільність їх перетворення і строкатість по профілю утруднюють однозну оцінку стадій перетворення високодисперсних мінералів у

ґрунті. Крім того, в ґрунті одночасно з індивідуальними кристалічними мінералами присутні змішаношаруваті мінерали і аморфні речовини.

Із найголовніших мінералів, котрі майже завжди присутні в ґрунтах і ґрунтотворних породах, кварц і польові шпати є стійкішими за слюди і хлорити, оскільки перші мають каркасну структуру, а другі – шарувату. Кислі польові шпати (ортоклаз, мікроклин) більш стійкі ніж плагіоклази. З групи слюди мусковіт є більш стійким мінералом, порівняно з біотитом. Диоктаедричні слюди є стійкішими за триоктаедричні.

У зоні гіпергенезу два шляхи гіпергенного утворення глинистих мінералів є головними. Перший з них полягає у поступовій стадійній зміні первинних мінералів у глинисті з успадкуванням їхньої кристалічної структури. Такий шлях змін характерний для шаруватих силікатів – слюд і хлоритів. Другий шлях спостерігається при вивітрюванні польових шпатів, ортосилікатів, вулканічного скла. У цьому випадку глиноутворення відбувається у спосіб повного (конґруентного) руйнування вихідних мінералів з наступним синтезом нових мінералів з новоутворених продуктів руйнування (істинні та колоїдні розчини, аморфні речовини, зольні елементи) при їх взаємодії (коагелі) і кристалізації.

11. 3. 1. Перетворення мінералів грубих фракцій

Серед найхарактерніших для ґрунтів і ґрунтотворних порід мінералів кварц є найбільш термодинамічно стійким мінералом в умовах земної поверхні. Однак його стійкість не є абсолютною. Після фізичного вивітрювання і подрібнення він дещо розчиняється у кислому середовищі з утворенням аморфного кремнезему. Останній входить до складу тетраедричних сіток, котрі у поєднанні з гібситовими (октаедричними) утворюють різні шаруваті матеріали, а також алофаноїди з різноманітними співвідношеннями кремнезему, алюмінію і води: аморфні R_2O_3 → текстуровані R_2O_3 → гібсит або гетит.

Перетворення аморфних R_2O_3 у кристалічні структури широко розповсюджений процес у ґрунтах при їхньому промерзанні і висушуванні. У кислому середовищі при великій вологості такі перетворення є незначними, а за присутності гумусових речовин вони проблематичні через утворення комплексних сполук. У тонкодисперсному стані аморфні речовини можуть переміщатись по профілю або залишатись на місці.

При контрастному водно-тепловому режимі, періодичному висушуванні та зволоженні, R_2O_3 будуть “старіти”, кристалізуватись і брати участь у синтезі нових алюмосилікатів. Особливо вагома роль алофаноїдів характерна для злитих ґрунтів і для розвитку оглеєння.

Помилково вважають, що підзолистий і осолоділий горизонти ґрунтів складаються з аморфного кремнезему. Це не так. Насправді вони складаються переважно з кварцу та інших первинних мінералів, серед яких у невеликій кількості є аморфний кремнезем.

Найменш стійким мінеральним утворення постмагматичного походження на земній поверхні є вулканічне скло. Процес його перетворення з утворенням аморфних речовин і алофанів називається *алофанізацією*. Алофанізація вулканічного скла проходить через стадію десилікації, гідратації і заміщення зв’язків Si—O—Si. Одночасно з переходом одного мінералу в інший також утворюються аморфні речовини, котрі потім служитимуть джерелом для виникнення шаруватих силікатів. Наприклад, при переході слюди в гідрослюду (іліт) відбуваються не тільки заміна катіонів на гідроксоній H_3O^+ або інший катіон, але й руйнування поверхневих шарів ґратки, тобто утворення аморфних речовин. Останні можуть потім переміщатись, або частково кристалізуватись і залишатись на місці, отже накопичуватись in situ (оглинення). За певних умов гідроксид Al і аморфний кремнезем формують алофани, які потім перетворюються у глинисті мінерали.

Перетворення мінералів проходить поступово через декілька перехідних стадій. Наприклад, з мусковіту при заміщенні калію на гідроксоній формується

диоктаедричний іліт. Така сама заміна калію може призвести до утворення пакетів що набухають, хоча б у частині мінеральної маси. Таким чином формуються мінерали зі стабільними (“жорсткими”) і лабільними пакетами, так звані *змішаношаруваті мінерали*: іліт-монтморилоніт, або мусковіт-монтморилоніт. Такі мінеральні утворення зустрічаються убільшості ґрунтів. У ґрунтах і ґрунтотворних породах помірного і холодного поясів вони переважають у складі глинистого матеріалу. Оскільки змішаношаруваті утворення й аморфні речовини появляються на проміжних стадіях перетворення індивідуальних мінералів, на деяких трансформаційних схемах їх не показують. Такі мінерали як хлорити і вермикуліти насправді потрібно розглядати як змішаношаруваті мінерали.

Залежно від інтенсивності дренажу території виникають різні умови для десилікації, накопичення кремнезему, заліза і алюмінію. Всі ці сполуки беруть активну участь в утворення вторинних мінералів: галуазиту, монтморилоніту і вермикуліту. При ослабленому дренажі складаються оптимальні умови для утворення монтморилоніту. Навпаки, при посиленому дренажі і промивному водному режимі, активно формуються галуазит та іліти.

Процеси перетворення мінералів грубих фракцій тісно зв’язані зі стадіями розвитку трансформаційного процесу в підзолистих ґрунтах[29]. Перша стадія характеризується стійкістю мінералів і незначним вмістом аморфних речовин. На другій стадії іліт переходить в іліт-хлорит, алюмінієве ядро входить на місце міжпакетного калію. На третій стадії накопичуються аморфні SiO_2 і R_2O_3 за рахунок вивітрювання 2 : 1 мінералів і відбувається диференціація профілю: SiO_2 накопичується у підзолистому горизонті, а сесквіоксиди R_2O_3 – в ілювіальних горизонтах.

Аморфні речовини, як продукти перетворення первинних мінералів, відіграють роль індикатора руйнування мінералів і необхідної ланки в ланцюгу наступних перетворень у кристалічні мінерали. Водночас можливий механізм перетворення мінералів шляхом ізоморфних заміщень міжпакетних катіонів, а

також катіонів октаедричної і тетраедричної сіток. Наприклад, польовий шпат трансформується за схемою: польовий шпат → аморфні SiO_2, R_2O_3→ відразу в гетит і гібсит, або в →алофани → серицит → гідрослюда (іліт) диоктаедрична → мінерал монтморилонітового типу → колініт → гетит, гібсит.

Оскільки польовий шпат має каркасну структуру, то перехід його у мінерали з шаруватою структурою можливий тільки після попереднього руйнування до аморфної фази. Проміжною фазою при перетворенні первинних мінералів у кінцеві продукти їхнього розкладу є глинисті шаруваті силікати.

Схем перетворення мінералів є багато, але вони не відоброжають усе різноманіття перетворень мінералів грубих фракцій. Кожен мінерал перетворюється в інший не обов'язково за однією схемою. Залежно від складу вихідної породи, дисперсності та природних умов, один і той же мінерал може утворюватись різними шляхами. Наприклад, монтморилоніт може утворитись із вулканічного скла, або із слюди. Але загальний напрям трансформаційних процесів залишається спільним: на перших стадіях перетворень первинних мінералів виникають гідрослюди, монтморилоніт, на останніх – каолініт і гібсит. Інші мінерали займають проміжні позиції.

Перетворення або трансформаційні зміни глинистих мінералів – це сукупність таких змін їхніх кристалічних ґраток, за котрих змінюється хімічний склад і величина заряду, але зберігається окристалізованість мінералу і його приналежність до підкласу шаруватих силікатів.

Перетворення найбільш поширених у ґрунті мінералів підкласу шаруватих силікатів відбувається по-різному.

11. 3. 2. Монтморилонітизація

Мусковіт. Цей мінерал буває первинний і вторинний. Згаданий вище продук перетворення польового шпату – серицит, є вторинним дрібнолускуватим мусковітом. Первинний мусковіт відноситься до диоктаедричних калієвих слюд. Він трансформується за схемою: мусковіт →

гідромусковіт → каолініт. Заміщення міжпакетного калію у мусковіту відбувається повільно, тому цей мінерал зустрічається не тільки в ґрунтах і ґрунтотворних породах, але й давніх корах вивітрювання. Процеси диспергації, кисле середовище, промивний режим і біологічна активність ґрунту прискорюють процес перетворення мусковіту. Гідрослюда (іліт) по мусковіту при подальшій трансформації може перейти в диоктаедричні мінерали з лабільною кристалічною ґраткою, наприклад у диоктаедричний вермикуліт і монтморилоніт.

У загальній формі трансформаційний ряд мінералів групи слюди виглядає таким чином: слюда → іліт → вермикуліт → монтморилоніт. Більш уточнена схема трансформації іліту виглядає так: іліт → змішаношаруватий іліт-вермикуліт → монтморилоніт[31]. Особливо активні процеси перетворення слюдистих мінералів характерні для злитих ґрунтів. У відновних умовах можлива заміна катіонів октаедрів на Fe^{2+}, котрий в окисних умовах переходить у Fe^{3+}. Такий гетеровалентний ізоморфізм розвивається повільно. Загалом у глинистих мінералах обмінні реакції протікають швидко тільки на поверхні кристалітів. Виключно в цеолітних мінералах ізоморфізм відбувається швидко і в усій масі мінералу.

Як видно з уточненої схеми, у межах цього трансформаційного ряду зміни відбуваються найчастіше через стадії змішаношаруватих мінералів. Аналогічний шлях трансформаційних процесів експериментально підтверджений для хлоритів, які також перетворюються у вермикуліт через стадію хлорит-вермикулітових змішаношаруватих мінералів.

Трансформація слюд та ілітів через стадії змішаношаруватих мінералів у лабільні структури відповідає рівню ЕГП (монтморилонітизація), який складається щонайменше із двох мікропроцесів: заміщення міжпакетного K^+ гідратованими катіонами і механізму, що забезпечує зниження заряду тришарових пакетів. Перший мікропроцес зводиться до стандартної реакції катіонного обміну. Виникнення лабільних мінералів або змішаношаруватих

структур з лабільними пакетами є “пам’яттю” ґрунту про те, що відношення активності K^+ до активності інших катіонів у розчині є нижчим певного рівня, котрий контролюється константою реакції обміну, тобто коефіцієнтом селективності. Для різних слюдистих силікатів цей коефіцієнт буде різний. Навіть для одного і того ж мінералу величина коефіцієнту селективності змінюється залежно від ступеня заповнення калієм обмінних позицій.

Механізм зниження заряду в процесах перетворення слюдистих мінералів у лабільні структури недостатньо вивчений. В умовах нейтральної реакції він інколи зводиться до окислення октаедричного Fe (якщо трансформуються триоктаедричні залізисто-магнезіальні слюди). У цьому випадку поява лабільних мінералів як продуктів трансформації – це “пам’ять” не тільки про певні співвідношення (активність) іонів K^+ та інших катіонів у розчині, а також про певні окисно-відновні умови, що характеризуються відповідною величиною окисно-відновного потенціалу (ОВП). Гіпотетичність такого механізму зниження заряду підтверджується тим, що окислення силікатного Fe триокраедричних слюд зазвичай супроводжується депротонуванням гідроксильних груп кристалічної ґратки, тому зниження заряду тришарових пакетів може і не відбуватись. У процесі трансформації флогопіту і мусковіту також знижується зар’яд, але в цих мінералах немає Fe у складі кристалічної ґратки. Ще один гіпотетичний механізм зниження заряду полягає у протонуванні оксигенів кристалічних ґраток у кислому середовищі. Ця гіпотеза підтверджується появою у процесі ґрунтоутворення більш низькозар’ядних лабільних мінералів типу бейделіту в умовах більш кислого середовища і більш високо зар’ядних структур у ґрунтах з менш кислою реакцією. Отже, поява у складі тонкодисперсних фракцій ґрунтів бейделіту і/або вермикуліту і бейделітових і вермикулітових пакетів у складі змішаношаруватих мінералів – це “пам’ять” ґрунту про вплив на слюдисті мінерали ґрунтового розчину із певними значеннями $pH_{вод.}$ (<4 при утворенні бейделіту, >4 при утворенні вермикуліту).

Представлені механізми формування лабільних структур із слюдистих мінералів є прямим прикладом біокосних взаємодій. Склад органічних кислот, pH розчинів, співвідношення катіонів у розчині – все це є прямим наслідком діяльності біоти. Утворені в результаті трансформаційних змін слюд лабільні силікати можна вважати як сформовані in situ твердофазні залишкові продукти функціонування біосфери. Швидкість процесу переходу слюд у лабільні мінерали найперше залежить від їх вихідного складу. За рахунок різної орієнтації OH-груп у кристалічній ґратці швидкість трансформаційних змін для триоктаедричних слюд буде вищою, ніж для диоктаедричних структур.

Процес трансформації слюд і хлоритів у лабільні мінерали діагностують у ґрунтах за результатами накопичення у складі тонких фракцій ґрунтів нових кристалічних фаз – вермикуліту, бейделіту і змішаношаруватих мінералів із вермикулітовими і бейделітовими пакетами. Така діагностика буде однозначно правильною тільки у випадку, якщо вказаних мінералів немає у складі мулистих фракцій ґрунтотворної породи.

Біотит і флогопіт. Обидва мінерали є триоктаедричними слюдами. За хімічним складом біотит – залізисто-магнезіальна слюда, флогопіт – магнезіальна. У процесі перетворення ці слюди утворюють триоктаедричні різновиди гідрослюд (іліти) з наступним переходом у триоктаедричний вермикуліт. Перехід відбувається поступово і за попередньою схемою, тобто через стадію змішаношаруватих утворень. Останні можуть утворюватись і з аморфних речовин. Підтвердженням цього є одночасне існування у ґрунті індивідуальних мінералів, змішаношаруватих утворень і їхніх сумішей. Швидкість перетворення біотиту і флогопіту залежить від тих же умов, що й для мусковіту.

При вивітрюванні із слюдистих мінералів утворюється значно більше аморфних сполук SiO_2 і сесквіоксидів R_2O_3, ніж із польових шпатів. Із продуктів руйнування можуть синтезуватись різні мінерали, у тому числі каолініт.

Процес перетворення слюд та ілітів у лабільні структури називається *монтморилонітизацією*. За цією ж схемою можлива також зворотна трансформація мінералів з лабільними структурами у мінерали із “жорсткою” кристалічною ґраткою, тобто в гідрослюди (іліти). Називається такий зворотний трансформаційний процес *ілітизація*. Такі зворотні переходи можливі найперше через подібність їхніх кристалічних структур. Для перетворення необхідно в слюдах (гідрослюдах, ілітах) замінити калій на інші катіони (мнтморилонітизація). Оскільки реакція заміщення є зворотною, тому допускається ілітизація (гідрослюдизація) монтморилоніту (і вермикуліту) при заміщенні катіонів на калій. Аналогічним чином можливий процес хлоритизації монтморилоніту (і вермикуліту), якщо виникнуть умови для заміщення міжпакетних катіонів на бруситовий шар.

Механізми процесів ілітизації і хлоритизації детально описані нижче.

11. 3. 3. Ілітизація

Процес ілітизації – це утворення слюдоподібних мінералів – ілітів – у результаті необмінного вбирання (фіксації) K^+ лабільними структурами (вермикулітом, найбільш високозарядним монтморилонітом, лабільними пакетами змішаношаруватих структур).

Характер і механізм процесу ілітизації визначаються особливостями кристалічної структури мінералів монтморилонітової групи. Докази ілітизації монтморилоніту часто бувають недостатні, тому що в ґрунтах на осадових породах мінерали типу монтморилоніту в різних горизонтах можуть мати різне походження. Оскільки монтморилоніт є досить гідрофільним мінералом і знаходиться у високодисперсному стані, він може переміщатись вниз по профілю. Такому переміщенню сприяють органічні та інші гідрофільні колоїди. Завдяки різній вологості верхніх та нижніх горизонтів можливе утворення монтморилоніту на місці – in situ. Зазвичай у вологіших шарах ґрунту новоутворення монтморилоніту відбувається швидше. Можливий синтез

монтморилоніту також з аморфних речовин. Усе це вказує на різноманіття схем перетворення монтморилоніту.

Монтморилоніт, бейделіт і нонтроніт входять до однієї групи тришарових мінералів із лабільною кристалічною ґраткою що набухає. Перші два мінерали зустрічаються в ґрунті як індивідуальні мінерали, або у складі змішаношаруватих утворень з ілітами, хлоритами і вермикулітами. Нонтроніт за хімічним складом відрізняється від монтморилоніту підвищеним вмістом заліза.

Надлишкові заряди в монтморилонітах розташовані в октаедрах, а в гідрослюдах (ілітах) в тетраедрах. Тому монтморилоніти мають лабільну кристалічну ґратку, а іліти – "жорстку", тобто стабільну. У ґратці ілітів калій фіксується міцно у міжпакетному просторі, тому його важко витіснити іншими катіонами, а з монтморилонітів – легко.

Закріпленню K^+ у міжпакетних позиціях лабільних мінералів сприяють не тільки збільшення заряду, але й близькість іонного радіусу K^+ до розмірів гексагональних пустот тетраедричних сіток. Експериментально доведено, що трансформація лабільних мінералів в іліти здійснюється через стадію змішаношаруватих структур, у котрих пакети слюди (А) і лабільних мінералів (В) чергуються впорядковано або з тенденцією до впорядкованості за законами АВАВ…, ААВААВ… або АААВАААВ… – залежно від кількості фіксованого K^+. При впорядкованому чергуванні за законом АВАВ… сила зв'язку між катіонами K^+ і силікатними шарами збільшується.

Механізм утворення ілітів досліджений не достатньо. Для утворення іліту у кристалічній ґратці вихідної лабільної структури повинен не тільки закріпитися калій, але й збільшитись заряд (іліти є більш високозарядними шаруватими силікатами, ніж лабільні структури). Якщо механізм закріплення калію цілком зрозумілий, то механізм збільшення заряду при ілітизації поки що гіпотетичний (експериментально не підтверджений). Ймовірно, що збільшення відбувається за рахунок втрати з кристалічної ґратки Si (ізоморфізм), тобто

часткового руйнування тетраедричної сітки. Закріплення K^+ при ілітизації відбувається необмінно, тому цей механізм дещо складніший за типові обмінні реакції. Стійкість новоутворених ілітів оцінюється як функція активності K^+ у рівноважному розчині. Виникнення у ґрунті вторинних “педогенних” ілітів є “пам’яттю” ґрунту про те, що активність іонів K^+ у ґрунтовому розчині перевищувала певну величину.

Оскільки концентрація K^+ у розчині, особливо у верхніх горизонтах, найперше залежить від кількості даного іону, що поступає при розкладі рослинних залишків і вбирається біотою, утворення ґрунтових ілітів контролюється переважно функціонуванням ґрунтової біоти. В умовах агроландшафтів режим калійного живлення рослин забезпечується також калійними добривами. Рослини споживають калій з усієї зони ризосфери, а повертається він назад при розкладі рослинних залишків і при удобренні ґрунту, головним чином в орний і підорний шари гумусового горизонту. Тому процес ілітизації обмежується переважно верхніми ґрунтовими горизонтами.

У ґрунтах великих депресій рельєфу геохімічна міграція калію дещо складніша. Ґрунти знижень рельєфу додатково отримують калій з талими і дощовими водами, що стікають із суміжних підвищень з поверхневим і латеральним (внутрішньо-ґрунтовим) стоком. У таких ґрунтах (лучно-чорноземні, лучно-каштанові, лучні, солоді) накопичення “педогенного” іліту відбувається в межах усього профілю ґрунтів мезопонижень, на відміну від ґрунтів навколишніх територій. У цьому випадку в “пам’яті” глинистого матеріалу “записуються” процеси функціонування біосфери які розвиваються не тільки in situ, але й процеси перерозподілу хімічних елементів (калію) в геохімічних ландшафтах.

Щодо швидкості розвитку процесу ілітизації у природних умовах і на різних етапах становлення й еволюції ґрунтового профілю дуже мало даних. Відомо тільки, що швидкість трансформації глинистого матеріалу ґрунту по-різному відображається різними рослинними угрупуваннями. В

багаточисельних модельних лабораторних експериментах утворення вторинних ілітів по лабільних структурах відбувалось у різні терміни (години, дні, тижні), але не враховувались витрати калію на споживання рослин. Складність таких експериментів полягає у тому, що одночасно можуть розвиватись взаємопротилежні процеси (ілітизація – монтморилонітизація, біогенна фіксація калію – повернення калію із золою рослин), швидкість яких часто співмірні.

Утворені з лабільних силікатів "педогенні" іліти, так само як лабільні силікати, що сформовані зі слюдистих мінералів, усі вони є твердофазними продуктами функціонування біосфери. Але їх не можна вважати "залишковими" продуктами ґрунтотворного процесу, тому що процес ілітизації представляє собою аградаційну трансформацію, при котрій кристалічна ґратка доповнюється матеріалом (іонами калію), що проник у ґрунтовий розчин з інших ґрунтових компонентів (органічна речовина, звітрені калійвмісні мінерали, поверхневі води тощо).

Діагностика процесу ілітизації затруднена тим, що у більшості ґрунтотворних порід іліти присутні у значних кількостях. Навіть використання сучасних методів зіставлення рентген-дифракційних спектрів орієнтованих препаратів не дає змоги провести роздільну ідентифікацію новоутворених "педогенних" ілітів і успадкованих від породи.

11. 3. 4. Хлоритизація

Ґрунтові хлорити є мінералами з перехідною від 2 : 1 до 2 : 1 : 1 структурою, у котрій тришарові пакети слюдяного типу (2 : 1) чергуються з прошарками гідроксиду Al (зрідка – Fe), котрі в кристалічному відношенні представляють собою фрагменти додаткового октаедричного шару.

Дослідження процесу хлоритизації має надзвичайно велике значення як "пам'ять" глинистого матеріалу про відповідні біокосні взаємодії, оскільки мінеральні продукти хлоритизації – ґрунтові хлорити, тільки в одиничних

випадках виявляються у складі мулистих фракцій ґрунтотворних порід. Натомість, ґрунтові хлорити є типовими продуктами ґрунтоутворення, які у великих кількостях присутні у складі глинистого матеріалу багатьох типів ґрунтів.

У цьому розділі детальніше висвітлені три основні гіпотези утворення ґрунтових хлоритів. Найбільш поширеною є наукова гіпотеза про аградаційне походження цих типово ґрунтових мінералів. Відповідно до цієї гіпотези ґрунтові хлорити формуються за рахунок вторгенення у міжпакетний простір струкутр з лабільною кристалічно ґраткою (вермикулітів і монтморилонітів) мономерних гідроксокомплексів Al різної основності $Al(OH)^{2+}$ і $Al(OH)^{+}_{2}$. З появою цих мономерів у міжпакетних позиціях починається їхня полімеризація у вигляді фрагментів додаткової октаедричної сітки. Оскільки максимальна концентрація іонів $Al(OH)^{2+}$ і $Al(OH)^{+}_{2}$ у розчині спостерігається при pH від 4 до 6, ґрунтові хлорити максимально формуються саме у цьому діапазоні pH. Такий погляд підкріплений багаторазовими модельними експериментами [33]. Роботами Рейнджера експериментально показано, що вермикуліт, який був поміщений у верхні горизонти буроземів з високою міграційною здатністю сполук алюмінію, через 1–3 роки перетворюється у ґрунтовий хлорит. Цей процес супроводжується зменшенням ЄКО і здатності до фіксації K^{+} [37].

Необхідною умовою для формування хлоритоподібних структур при хлоритизації є відсутність або низька концентрація у розчині неспецифічних органічних кислот з високою комплесотворною здатністю (щавелева, лимонна, саліцилова), а також фульвокислот. Ці кислоти здатні розчиняти міжпакетні прошарки гідроксиду Al і Fe.

Другу гіпотезу професора Блюма можна назвати автоградаційною [20]. У цьому випадку процес хлоритизації полягає у надходженні Al у міжпакетні проміжки не зі сторони, тобто з розчинів, а з тетраедричної сітки вихідної кристалічної структури (переважно триоктаедричних слюд), в умовах кислого середовища. Вплив на триоктаедричні слюди здійснюють органічні кислоти з

відносно малою комплексотворною здатністю (молочна, оцтова, гідроксобензольна тощо), які є донорами протонів, котрі приєднуються до оксигенів тетраедричної сітки, але при цьому не розчиняють Al, який одночасно вивільняється із тетраедрів. Кисла реакція забезпечує можливість протонування оксигенів кристалічних ґраток, вивільнення Al із дефектних тетраедрів і зміну координації Al.

Третя гіпотеза, по суті, характеризує процес дехлоритизації індивідуального хлориту шляхом часткового розчинення при ґрунтоутворенні додаткового октаедричного шару досконалих хлоритів. Ця версія утворення ґрунтових хлоритів швидше є не типовою, оскільки вона експериментально змодельована в умовах впливу на досконалі хлорити лужними розчинами.

Перші дві гіпозези є основними. Згідно з аградаційним механізмом хлоритизації цей процес відповідає рівню ЕГП, оскільки він складається із двох мікропроцесів: 1) проникнення іонів $Al(OH)^{2+}$ і $Al(OH)^{+}_{2}$ у міжпакетний простір лабільних структур і 2) полімеризації вказаних гідроксокомплексів до стану фрагментів додаткової октаедричної сітки. Відповідно до автоградаційної теорії хлоритизації, цей процес також відповідає рівню ЕГП, бо складається із декілької мікропроцесів: протонування оксигенів кристалічних ґраток; вивільнення Al з дефектних тетраедрів; його міграція у міжпакетний простір; гідроліз і полімеризація утворених гідроксокомплексів.

Виходячи з обох гіпотез, наявність ґрунтових хлоритів у складі мулистих фракцій ґрунтів розглядають як “пам’ять” глинистого матеріалу про відповідний кислотно-основний стан системи – ґрунт–розчин (pH 4–6), відсутність або низьку концентрацію у складі рідкої фази ґрунту органічних кислот з високою комплексотворною здатністю, або навпаки, наявність у розчині неспецифічних органічних кислот із середньою і низькою комплесотворною здатністю, присутність у ґрунтовому розчині гідроксокомплексів Al.

У будь-якому разі утворення ґрунтових хлоритів є типовим прикладом біокосних взаємодій між успадкованими від породи тришаровими структурами і ґрунтовим розчином, головні характеристики якого повністю контролюються діальністю біоти.

Даних про швидкість процесу хлоритизації практично немає. Можна припустити, що на етапі становлення ґрунтового профілю ґрунтових хлоритів майже немає. На цій стадії ґрунтоутворення pH більшості розчинів ще досить високе, порівняно зі зрілими ґрунтами, що не сприяє розвитку хлоритизації через низьку міграційну здатність Al.

На противагу скупим даним про швидкість хлоритизації, інформації про просторову локацію активного розвитку цього процесу досить багато. В кислих ґрунтах гумідних областей ґрунтові хлорити формуються в зоні найінтенсивнішого вивітрювання і ґрунтоутворення у межах 30–50 см товщі, якщо значення pH там вкладається у вище згаданий діапазон від 4 до 6. Ця група мінералів зазвичай відсутня в гумусовому горизонті безпосередньо під підстилкою, через велику кількість там органічних кислот з високою комплесотворною здатністю.

Ґрунтові хлорити, педогенні іліти, вермикуліти і монтморилоніти є типовими твердофазними продуктами функціонування біосфери. Якщо керуватися виключно атоградаційною гіпотезою процесу хлоритизації, то тільки ґрунтові хлорити можна вважати залишковим твердофазним продуктом, оскільки їхнє утворення із вихідних структур відбувається з втратою речовини, без надходження матеріалу ззовні.

Діагностика ґрунтових хлоритів практично завжди буває однозначною, оскільки ці мінерали зрідка трапляються у складі тонкодисперсних фракцій ґрунтотворних порід.

1. 3. 5. Каолінітизація і фералітизиція

Каолініт відноситься до мінералів передостанньої стадії перетворення, якщо останньою вважати утворення гібситу і гетиту. Процес накопичення у дрібноземистій масі ґрунту значної кількості вторинного каолініту з його домінуванням у складі глинистого матеріалу називається *каолінітизацією*, а відповідного складу глини називаються *каоліновими*. Здебільшого каолініт міститься у латеритах і червоноземах. Для нього завжди супутніми є гібсит і гетит. Такий речовинний склад, що відображає стадійність вивітрювання, характерний для *алітної* кори вивітрювання (SiO_2 : Al_2O_3 < 2), яка відповідно поділяється на власне алітну або бокситову (SiO_2 : Al_2O_3 < 2; абсолютно переважає гібсит), фералітну (SiO_2 : Al_2O_3 < 2; Fe_2O_3 < Al_2O_3), альферитну (SiO_2:Al_2O_3 < 2; Fe_2O_3 > Al_2O_3) і феритну або озалізнену (абсолютно переважає гетит).

Утворенню алітної кори вивітрювання і відповідних на ній ґрунтів сприяє жаркий і вологий клімат, значний вік земної поверхні, промивний режим, кисле середовище і піддатливість мінералів до вивітрювання. Ці чинники обумовили видалення з кори вивітрювання кремнезему (десилікація), тому характерним для алітної кори є співвідношення SiO_2 : $Al_2O_3 \leq 2$.

У невеликих кількостях каолініт міститься майже в усіх ґрунтах. У ґрунтах аридних зон каолініту багато тільки у тому випадку, якщо мінерал успадкований від породи. В позатропічних областях ґрунти формуються на сіалітній корі вивітрювання (SiO_2 : Al_2O_3 > 2), тому каолініт знаходиться у складі глинистого матеріалу тільки у якості домішку. На молодому елювії вулканічної лави (300–1000 років) знайдені сліди каолініту. Цей мінерал має переважно вторинне походження і утворюється шляхом синтезу з аморфних речовин після руйнування польових шпатів, слюд і хлоритів, або при десилікації інших глинистих мінералів. Якщо в каолінітових ґрунтах чи корах присутні карбонати, значить вони мають стороннє походження (привнесені з іншими породами або розчинами).

Представниками останньої стадії перетворення мінералів є гетит і гібсит. Вони у значних кількостях присутні в латеритах і червоноземах на алітній корі вивітрювання. В інших ґрунтах або горизонтах гетит і гібсит містяться у невеликих кількостях. Формуються ці мінерали з аморфних гідроксидів Fe і Al у процесі їхньої кристалізації. У сильнокислому середовищі гетит і гібсит можуть розчинятись і служити матеріалом для утворення октаедричних шарів, а частково тетраедричних.

Основні закономірності перетворення первинних мінералів у вторинні:

1. Головним джерелом вторинних високодисперсних мінералів є польові шпати, слюди, хлорити, амфіболи, піроксени. Вторинні мінерали генетично зв'язані між собою взаємними перетвореннями.

2. Кожен мінерал має свій шлях перетворень і залежить він від структури, хімічного складу, дисперсності, всіх чинників і умов ґрунтоутворення.

3. При трактуванні перетворень мінералів у ґрунті необхідно враховувати успадкованість його мінералогічного складу від породи, диференціацію порід за гранулометричним і мінералогічним складом.

4. Перетворення кожного мінералу супроводжується утворенням аморфних речовин (SiO_2, R_2O_3), котрі є матеріалом для синтезу алофанів, шаруватих, змішаношаруватих та інших мінералів. З каркасних мінералів (польові шпати) аморфні речовини формуються повільніше, ніж із шаруватих силікатів (слюди, хлорити).

5. Найшвидший темп перетворень характерний для процесу заміщення міжпакетних катіонів і кристалізації аморфних речовин. Заміщення катіонів октаедрів і тетраедрів відбувається повільніше.

6. Стійкість первинних і вторинних мінералів залежить від багатьох причин, тому обидві групи мінералів є не тільки в ґрунтах і ґрунтотворних породах, але й у давніх відкладах.

11. 4. Руйнування високодисперсних мінералів

Руйнування мінералів відбувається у різних формах: фізичне подрібнення (диспергація), розчинення, ізоморфне заміщення, реакції гідролізу з глибоким руйнуванням кристалічної структури мінералів тощо.

Стійкість і руйнування первинних і вторинних мінералів залежать від трьох основних причин: 1) зовнішні – біокліматична ситуація, реакція середовища, окисно-відновні умови; 2) внутрішні – кристалохімічна природа мінералів; 3) фізичний стан мінералів – дисперсність, характер поєднання одних мінералів з іншими (асоціації мінералів) і з органічними речовинами.

Серед мінералів-солей розчинення кальциту залежить від концентрації карбонатної кислоти у воді, реактивність якої визначається кількістю діоксиду карбону CO_2 у ґрунтовому повітрі. Натомість, для розчинення багатьох інших мінералів-солей присутність карбонатної кислоти у розчині немає суттєвого значення (середньо- і легкорозчинні мінерали-солі).

Розчинність у кислотах силікатних мінералів у великій мірі залежить від їхньої природи і ступеня дисперсності. Розчинність подрібнених мінералів різко збільшується. Залежно від кристалохімічної природи мінералів їхня стійкість проти вивітрювання буде різною. Наприклад, з мусковіту можна видалити калій водою (обмін калію на гідроксоній), у результаті чого мусковіт повільно перетворюється у гідрослюду (іліт). Якщо впливати водою на кварц, каолініт, гібсит або гетит, то за нейтральної реакції розчинення цих мінералів буде мізерним. Розчинність мінералів залежить також від природи кислоти і її концентрації, кристалохімічної природи мінералів, біохімічних процесів і біологічного чинника.

Руйнування глинистих мінералів – це повне (конґруентне) їхнє “розчинення” або інконґруентне “розчинення” із втратою окристалізованості й утворенням залишкових аморфних продуктів або окристалізованих сполук, які не відносяться до підкласу шаруватих силікатів.

Глинисті мінерали за своєю природою є гетеродесмічні, тобто у їхніх кристалічних ґратках між іонами діють різні типи хімічних звязків. Найміцніший, переважно ковалентний, зв'язок існує в тетраедрах між іонами Si і O. Менш міцні, головним чином іонні, сили утримують у кристалічній ґратці елементи першої і другої груп періодичної системи. Розчинення мінералів зазвичай розпочинається з виходу із кристалічної ґратки лужних і лужно-земельних катіонів (Na^{+}, Mg^{2+}, Ca^{2+}). Зв'язки Al—O в тетраедрах менш міцні, ніж Si—O, тому при розчиненні у середовщі, яке забезпечує можливість міграції Al (pH 4–6), спостерігається його переважаючий порівняно з Si перехід у розчин. При цьому, залишково накопичується Si у формі рентгеноаморфного мінералу – *опалу*. Переходу Al у розчин сприяє кисла реакція середовища і наявність у розчині неспецифічних органічних кислот з високою комплесотворною здатністю (щавелева, лимонна, саліцилова), а також фульвокислот. Коли умови середовища не сприяють переходу Al у розчин, спостерігається переважне винесення Si і залишкове накопичення сполук Al, які зазвичай представлені гідроксидами Al.

Діагностику процесу руйнування глинистих мінералів проводять за наявністю у ґрунті аморфних (або окристалізованих, але не приналежних до підкласу шаруватих силікатів) залишкових продуктів, якщо неглинисті компоненти ґрунту представлені достатньо стійкими мінералами, котрі нездатні при вивітрюванні давати у помітних кількостях залишкові продукти руйнування.

Коли у ґрунті спостерігається конґруентне розчинення глинистих мінералів, тоді найнадійнішим критерієм діагностики процесу руйнування глинистих мінералів є негативний баланс мулистої фракції та окремих груп глинистих мінералів. Абсолютна втрата глинистої плазми із ґрунтового горизонту або профілю в цілому, порівняно із вихідним матеріалом ґрунтотворної породи, є "пам'яттю" ґрунту про те, що у цій біокосній системі

відбувався процес руйнування глинистого матеріалу і винесення продуктів руйнування за межі зони елювіювання.

Руйнування глинистих мінералів зазвичай здійснюється поступово і диференційовано, відповідно до кінетичних характеристик процесу розчинення і термодинамічної стійкості мінералів, котра зростає у ряду: триоктаедричні слюди і хлорити < диоктаедричні слюди < вермикуліти < смектити < ґрунтові хлорити < каолініти. У результаті цього складного процесу відбувається відносне накопичення найстійкіших мінералів і, як наслідок, зміна співвідношення мінералів у ґрунтах порівняно з породою. Зміни відсоткового вмісту успадкованих від породи мінералів у відповідності з їхньою стійкістю до вивітрювання у тих чи інших ґрунтах або горизонтах порівняно з ґрунтотворною породою, є “пам’яттю” біокосної системи про їх диференційоване руйнування.

Враховуючи суттєве збільшення розчинності глинистого матеріалу з пониженням pH і важливу роль при цьому специфічних і неспецифічних органічних кислот, можна стверджувати, що розчинення глинистого матеріалу в ґрунтах є типовим прикладом біокосних взаємодій, оскільки величина pH ґрунтового розчину і вміст у ньому органічних кислот – це характеристики, що контролюються, найперше, діяльністю біоти.

Наслідком процесу руйнування глинистого матеріалу є його поступове зникнення з ґрунту. У такому разі відбуається “стирання” інформації, записаної в “пам’яті” глинистого матеріалу на попередніх стадіях розвитку екосистеми.

Щодо швидкості процесу руйнування окремих глинистих мінералів на різних етапах формування ґрунтового профілю, даних дуже мало. Непрямі і дуже приблизні відомості про швидкість процесів руйнування окремих груп глинистих мінералів оримують при оцінці абсолютних втрат того чи іншого глинистого мінералу з профілю ґрунту і його абсолютного віку. Приймаючи вік ґрунтів позатропічних областей за 10 тис років, за цей час абсолютні втрати із

профілю підзолистого ґрунту каолініту, іліту і мінералів монморилонітової групи приблизно склали, відповідно 20, 40 і 60 кг на рік/га.

Глибина, з якої відбуваються некомпенсовані втрати глинистого матеріалу, залежить не тільки від типу ґрунту, але й від типу мінералу. Наприклад, у цих самих суглинистих підзолистих ґрунтах руйнування каолініту та іліту охоплює всю елювіальну товщу (горизонти НЕ, Е і ЕІ) потужністю біля 50 см, а руйнування лабільних мінералів проникає до глибини 100–120 см, охоплюючи горизонти I_1he та I_2tm.

11. 5. Переміщення і зміни фізичного стану глинистого матеріалу

Ця група процесів головно зв'язана з абіотичними чинниками, серед яких гравітаційні й атмосферні явища є провідними. Переміщення високодисперсних часток у ґрунтах відбувається без їхнього руйнування і з руйнуванням. В одних випадках переміщення відбувається у формі істинних розчинів, в інших – у формі колоїдів і суспензій. За хімічним складом мігруючі речовини можуть мати мінеральну, органічну і органо-мінеральну природу. Транзитними шляхами для міграції є поровий простір ґрунту [10]. У різних ґрунтах переміщення глинистого матеріалу може відбуватись у різних формах.

При заповненні ґрунтових пор водою глинисті мінерали на стінках пор стають поляризованими. Поляризована глина представляє собою орієнтовані кристали глинистих мінералів. Здатність глинистих мінералів орієнтуватись є їхньою природною властивістю, яка зумовлена шаруватою будовою кристалітів та їх пластинчастою формою. Водне середовище сприяє орієнтованому розташуванню кристалів мінералів. Орієнтація глини відбувається у порах ґрунту при заповненні їх водою. Найімовірніше, орієнтована глина представляє собою полімінеральне утворення, яке складається із високодисперсних мінералів у сіміші з аморфними речовинами, у тому числі з гумусом. Лабораторні дослідження з промиванням ґрунту водою показали, що переміщення і орієнтування глинистих мінералів відбуваються майже у

кожному ґрунті. Утворенню орієнтованої глини перешкоджають висушування, замерзання і наявність у ґрунті іонів-коагуляторів.

11. 5. 1. Лесиваж

Колоїди і мул можуть переміщатись у ґрунті тільки тоді, коли вони знаходяться у стані золя або сильно набухлих гелів. Поляризована глина представляє собою один із цих станів. Висушування і замерзання ґрунту збільшують концентрацію іонів-коагуляторів у розчині, знижують заряд і гідратацію колоїдів, що викликає зменшення рухомості глини. Найбільш гідрофільні високодисперсні мінерали: монтморилоніт, алофани, деякі гідрослюди (іліти), органічні речовини, свіжоосаджений кремнезем в однакових умовах будуть переміщатися швидше, ніж гідрофобні мінерали (каолініт, хлорит, сесквіоксиди Fe і Al). Останні переміщаються у ґрунті під захистом гідрофільних. Наприклад, сесквіоксиди, мінерали каолінітової групи, часточки кварцу набувають мобільності під захистом органічних речовин, а гідрофільні мінерали (монтморилоніт, алофани) переміщаються без участі захисних колоїдів.

У ґрунті речовини переміщаються з переходом із колоїдного стану в істинний розчин, і навпаки. Наприклад, солі двовалентного Fe^{2+} можуть перебувати у розчині за широкого діапазону pH і переміщаються разом з поверхневими і ґрунтовими водами у формі істинних розчинів. Якщо розчини потрапляють в окисні умови, тоді Fe^{2+} переходить у Fe^{3+} і випадає у формі гелю гідроксиду, який з часом кристалізується і разом з часточками ґрунту утворює конкреції. При зміні окисних умов на відновні залізо знову може перейти у стан істинного розчину. В утворенні залізистих конкрецій велику участь беруть мікроорганізми.

Низхідна міграція незруйнованих глинистих часток по тріщинах і порах ґрунту під впливом гравітаційних сил і їх перевідкладання у долішніх горизонтах – називається *лесиважем* [10]. Процес лесиважу відбувається у

більшості ґрунтів бореального поясу, особливо в гумідних районах. В аридній зоні цей процес найчастіше діагностується в солонцях і солонцюватих ґрунтах, які піддались диспергуючому впливу іонів Na^+.

Процес лесиважу діагностується за наявністю в ілювіальних горизонтах глинистих кутан, що збагачені глинистими часточками порівняно із вміщуючим їх горизонтом. Натічний характер і розташування кутан на стінках тріщин, поверхнях педів і пустот вказує на те, що вони утворились за рахунок міграції і перевідкладання глинистого матеріалу. Глинисті кутани є “пам’яттю” глинистого матеріалу про його переміщення, головним чином низхідне, і перевідкладання. Глинисті кутани є твердофазним продуктом функціонування біосфери.

Сама наявність глинистих кутан не вказує на які відстані і з якою швидкістю мігрують глинисті часточки, і в який період розвитку ґрунтового профілю це відбувалось. Якщо у ґрунтовому профілі відсутня така “пам’ять” про переміщення глинистого матеріалу, це не означає, що процес лесиважу у таких ґрунтах ніколи не відбувався. Процеси зволоження – висихання, промерзання – відтаювання, особливо у ґрунтах важкого гранулометричного складу, можуть призводити до розвитку педотурбаційних процесів, у результаті яких скупчення глинистого матеріалу в пустотах, тріщинах і на поверхні педів, можуть механічно руйнуватись, а окремі фрагменти механічно “розірваних” кутан опиняються втягнутими у внутрішні частини педів.

Процес лесиважу треба розглядати на рівні окремого ЕГП, який складається не менше ніж з трьох мікропроцесів: диспергування глинистого матеріалу, його міграції і перевідкладання на стінках тріщин, пор і на поверхнях структурних агрегатів (педів). Мікропроцеси лесиважу чітко стратифіковані за глибиною: у верхніх мінеральних горизонтах здійснюється диспергація і утворення глинистих суспензій і золів; у нижніх ілювіальних горизонтах – їх перевідкладення і накопичення. У перехідних транс-

акумулятивних горизонтах можливі одночасні винесення, привнесення і транзитне переміщення глинистих часток.

При цьому в елювіальних горизонтах винесення глинистих мінералів, як і їхнє руйнування, це своєрідна “пам’ять” ґрунту про процеси функціонування ґрунтів, у результаті яких із цих горизонтів зникає сам глинистий матеріал, як “пам’ять” про те, що в цих горизонтах відбувалось на попередніх етапах розвитку ґрунтового профілю. Іншими словами, змінюється місцеположення цього “пам’ятного запису”, який переміщується у долішні горизонти.

Домінуючим чинником у формуванні процесу лесиважу є гравітаційні сили. Але без прямої участі біотичного чинника при цьому не обходиться. Поскільки саме біота контролює структурний стан ґрунту і здатність глинистого матеріалу до диспергації, винесення і перевідкладення. Крім того, біота суттєсо впливає на склад ґрунтового розчину, визначаючи його пептизацію або коагуляційну здатність.

Лесиваж є окремим випадком процесу *партлювації* – низхідного переміщення у ґрунтовому профілі ґрунтових часточок різних розмірів, у тому числі пилуватих і піщаних у формі суспензій.

11. 5. 2. Оглинення

Фізичний стан глинистого матеріалу залежить не тільки від зовнішніх, переважно абіотичних процесів, але й від результатів функціонування біосфери. Найперше це відображається на ступені дисперсності мінеральних компонентів ґрунту. Функціональна роль біосфери полягає в перетворенні первинних мінералів грубих фракцій у високодисперсні вторинні мінерали з набагато кращими для біоти властивостями. У результаті вивітрювання і ґрунтоутворення збільшується ступінь дисперсності не тільки глинистого матервалу. В міру фізичного подрібнення мінеральної маси ґрунтів і порід змінюється мінералогічний склад гранулометричних фракцій (рис. 58).

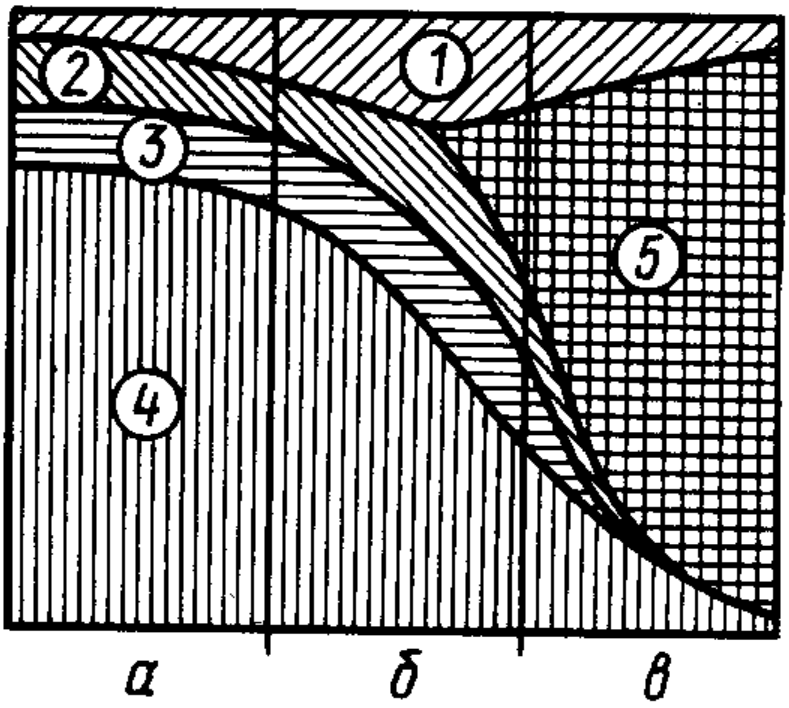


Рис. 58. Зміна мінералогічного складу гранулометричних елементів ґрунтів у міру їхнього подрібнення

а – піщана фракція; *б* – пилувата фракція; *в* – мулиста фракція; *1* – мінерали гідрооксидів Fe; *2* – первинні силікати, без слюд; *3* – слюди; *4* – кварц; *5* – глинисті мінерали

У багатьох типах ґрунтів спостерігається поповнення запасів глинистого матеріалу тонкодисперсних фракцій за рахунок фізичного подрібнення глинистих часток, що знаходяться у складі грубіших фракцій. У пилуватих і в піщаних фракціях багатьох ґрунтотворних порід присутні слюди, іліти, хлорити, або й інші глинисті і неглинисті мінерали, котрі при подрібненні переходять до фракції <1 мкм. Крім того, в крупних фракціях багатьох ґрунтотворних порід і ґрунтів зустрічаються зерна каркасних, стрічкових, ланцюгових і острівних силікатів, які частково перетворені у глинисті мінерали постмагматичними процесами. Такі зерна глинистих мінералів постмагматичного походження називаються – “*зерна-контейнери*”.

У ґрунтах ці “зерна-контейнери” зазнають впливу протилежних ґрунтотворних процесів: зволоження-висихання, замерзання-розмерзання, набухання-стискування, нагрівання-охолодження. У результаті такої комплексної фізичної дії “зерна-контейнери” піддаються фізичному подрібненню, поповнюючи тим самим загальні запаси глинистого матеріалу у тонких фракціях ґрунтів. В умовах кори вивітрювання і педосфери такі процеси є головним механізмом оглинювання у ґрунтах бореального поясу. Процес оглинювання діагностується за акумулятивним типом розподілу і/або позитивним балансом мулистої фракції у профілі, при перерахунку вмісту мулу на безгумусну наважку. Якщо абсолютної акумуляції мулу в профілі ґрунту не виявлено, це ще не означає, що у ґрунті не відбувається (або не відбувалось) оглинювання. Якщо воно здійснюється одночасно з руйнуванням і винесенням глинистих часток, тоді накопичення глинистих мінералів у ґрунті, порівняно з породою, не спостерігається.

Механізм оглинювання полягає у фізичному подрібненні часточок шаруватих силікатів, яке здійснюється, насамперед по площинах спайності, хоча може проходити і по інших кристалографічних напрямках. Рушійною силою такого подрібнення є гідратація і дегідратація міжпакетних проміжків глинистих кристалітів у циклах зволоження-висихання і замерзання-розмерзання. Таким чином, абсолютне накопичення у ґрунтовому профілі, порівняно з породою, часточок розміром <1 мкм, представлених шаруватими силікатами, слід вважати “пам’яттю” глинистого матеріалу і ґрунту про умови фізичного подрібнення часточок.

Процес фізичного подрібнення відповідає рівню ЕГП, оскільки він складається з декількох мікропроцесів: входження молекул води у міжпакетні проміжки при зволоженні, кількість якої залежить від складу обмінних катіонів; вихід води із цих позицій при висушуванні; розрив відповідних хімічних зв’язків і сам процес розпаду крупної часточки на дрібніші. Теоретично, сам процес диспергації і оглинення може відбуватись і без участі біоти, за рахунок

тільки атмосферних факторів. У реальних ґрунтах, функціонування біоти суттєво прискорює процеси фізичного подрібнення за рахунок розчинної дії на кристалічні ґратки органічних кислот і протону. Всі ці органічні агенти послаблюють зв'язки між іонами, даючи можливість бути задіяними у процеси подрібнення додаткових біологічних чинників – кореневих волосків і гіфів грибів, що проникають у міжпакетні проміжки.

Визначення швидкості оглинювання у ґрунтах бореального поясу затруднюється тим, що ця швидкість може бути рівною, або навіть меншою за супутні процеси руйнування і винесення глинистого матеріалу. Швидкість оглинення контролюється кліматичними умовами, котрі визначають кількість і тривалість циклів зволоження-висихання і промерзання-відтаювання. Важливе значення при цьому мають запаси у ґрунті мінералів, що легко звітрюються, і "зерен-контейнерів".

У найпоширеніших ґрунтах бореального поясу глибина процесу оглинювання відповідає верхньому 0–30 см шару, де найчастіше змінюються процеси зволоження-висихання і замерзання-розмерзання. В ґрунтах, де температура переходить через 0°С максимальну кількість разів не у верхніх горизонтах, а на глибині другого півметрового шару, глибина оглинювання поширюється ще й на середню частину профілю.

11. 5. 3. Супердисперсність глинистих мінералів

Окремий випадок посиленої диспергації глинистого матеріалу і оглинювання ґрунту припадає на солонці і солонцюваті ґрунти. Цей локальний випадок збільшення дисперсності глинистих мінералів визначається як явище *супердисперсності*. Механізм формування супердисперсності полягає у розпаді кристалітів лабільних силікатів на часточки настільки тонкі, що їхні розміри стають співмірними з довжиною хвилі рентгенівського випромінювання. За законами дифракції, величина міжплощинних відстаней для площин 001 у Mg-насичених препаратах зростає до 1,5–1,8 нм. Це означає, що при

супердисперсності часточки лабільних силікатів складаються з невеликої кількості тришарових пакетів, що вільно “плавають” в інтраміцелярному розчині.

Виникнення супердисперсності зв’язане із впливом прісної води на лабільні мінерали, що містять у ґрунтово-вбирному комплексі (ГВК) обмінний Na^+. Оскільки лабільні мінерали групи смектитів характеризуються практично необмеженим набуханням, за певної вологості починається розпад тактоїдів по площинах спайності і виникає супердисперсність.

У ґрунтових умовах цей процес є незворотним, тому вихідна тактоїдна структура знову не утворюється, навіть після висихання і насичення ґрунту Ca^{2+}. Тому стан супердисперсності, як “пам’ять” глистого матеріалу і ґрунту про функціонування біосфери в умовах насичення глинистого матеріалу Na^+ (стадія солонця і солонцюватого ґрунту), може зберігатися у ґрунтах довгий час. Явище супердисперсності притаманне не тільки ґрунтам, але й ґрунтотворним породам, котрі у своєму складі містять лабільні силікати і контактують з натрієвими розчинами.

Явище супердисперсності відповідає рівню ЕГП, так як його механізм включає входження у міжпакетні проміжки гідратованого іону Na^+ і молекул води, що не входять у гідратні оболонки іонів, з наступним роз’єднанням тактоїду на тоньші часточки.

Точних відомостей про швидкість розвитку явища супердисперсності у природних умовах немає. У лабораторних дослідах це явище розвивалось за перші години експерименту. Відповідної глибини, на якій би це явище розвивалось з максимальною швидкістю, також немає. Теоретично, явище супердисперсності може проявлятись на будь-якій глибині, де насичені Na^+ лабільні мінерали контактують з джерелом прісної води. Цей процес, так само як оглинення, протікає без участі біоти, за рахунок сукупної дії літологічних і атмосферних чинників.

Розвиток супердисперсності негативно впливає на водно-фізичні властивості ґрунтів, які є несприятливими для функціонування біоти (супроводжуються деградацією структури, збільшенням щільності та брилуватості ґрунту). Поява мулистих часток глинистих силікатів за рахунок фізичного подрібнення піщаних, пилуватих і дрібніших фракцій унаслідок розпаду тактоїдів, розглядається як утворення твердофазних продуктів функціонування біосфери.

11. 6. Міцність зв'язків кальцію, магнію і калію у мінералах

Мінерали ґрунтів і ґрунтотворних порід представляють собою твердіхімічні розчини, кристалічні ґратки яких складаються з відповідних асоціацій хімічних елементів. Головними структуротворними елементами кристалічних ґраток мінералів є Si, Al і Fe. Не менш важливими для утворення структури мінералів і їхніх властивостей, живлення і розвитку рослин, формування сприятливого екологічного середовища ґрунтової екосистеми є Ca, Mg і K. У складі кристалітів мінералів усі вони знаходяться у різних криталографічних позиціях, де утримуються під впливом різних форм зв'язку (іонний, ковалентний, міжмолекулярний).

Для живлення рослин дуже важливим є доступність біофільних елементів, що виражається через їхню мобільність. Основними причинами виникнення рухомості хімічних елементів є міцність зв'язку кальцію, магнію і калію у структурі мінералів.

Кальцій – це необхідний елемент живлення для рослин. Вони практично ніколи не відчувають його браку через високий вміст кальцію у ґрунті (більше 1%). Майже весь кальцій високодисперсної фракції ґрунтів знаходиться в обмінній формі, тобто на поверхні колоїдів або мулу, або у міжшаровому просторі мінералів з лабільною кристалічною ґраткою: монтморилоніт, бейделіт тощо. Ця властивість не залежить від того, чи мінерали є індивідуальними, чи у формі змішаношаруватих зростків. У первинних

мінералах (польові шпати, слюди, хлорити) кальцій компенсує надлишковий зар'яд тетраедричної сітки, якщо частина Si^{4+} заміщена на Al^{3+}. Кальцій може також знаходитись в октаедрах, частково заміщаючи там Mg^{2+}. Позиції магнію в октаедрах є переважаючими тому, що радіус магнію становить 0,78 Å, а кальцію – 1,06 Å.

Серед первинних мінералів кальцієм збагачені анортит і рогова обманка. В решті мінералів його менше. Велика кількість кальцію міститься в мінералах-солях: гіпс, кальцит, доломіт. Нарешті, багато кальцію є у ґрунтовому розчині та вбирному комплексі. В гумінових кислотах кальцій утворює солі – гумати кальцію. В органічному, мінеральному та органо-мінеральному ґрунтово-вбирних комплексах кальцій виконує дуже важливу функцію коагулятора, що має значення для формування структури і фізичних властивостей ґрунтів. Наприклад, у ґрунті кальцію міститься на кілька порядків більше (чорнозем – 1,5–2,0%), ніж у мулі того ж чорнозему (0,3–1,0 %). Вбирний комплекс більшості ґрунтів з нейтральною реакцією на 70–80 % зайнятий кальцієм. Навіть у кислих ґрунтах кількість кальцію зазвичай переважає над магнієм і калієм разом взятих. Енергіч вбирання кальцію колоїдами досить велика, тому він займає у ліотропному ряду катіонів перше місце, поступаючись тільки Al^{3+}, інколи H^{+}.

Плагіоклази, які містять різну кількість кальцію, менш стійкі, порівняно з польовими шпатами. При цьому важить кількість кальцію в плагіоклазах. Кислі плагіоклази (альбіт, анортоклаз), які мають менше кальцію, є стійкішими до вивітрювання, порівняно з основними плагіоклазами (бітовніт, анортит). На стійкість мінералів впливає не тільки енергія кристалічних ґраток, яку розраховують за хімічним складом, але й структура, дисперсність, реакція і окисно-відновні умови середовища, водний, тепловий і біохімічний режими. Вплив структури мінералу на його стійкість до вивітрювання добре ілюструється на прикладі слюд та хлоритів. Ці мінерали по осі *c (z)* мають слабкий зв'язок і легко розшаровуються при фізичному впливі вздовж основних

базальних поверхонь (*001*), але вздовж осей *a (x)* і *b (y)* зв'язок дуже міцний. Польові шпати легше руйнуються по гранях спайності.

Порівняно з кальцієм магній займає інше положення. У мулистій фракції його зазвичай у 3–4 рази більше, ніж кальцію. Це пояснюється тим, що магній входить не тільки до складу октаедрів глинистих мінералів, він може займати позиції також у тетраедричному шарі, міжпакетному положенні, у вбирному комплексі. Оскільки радіус Mg^{2+} (0,78 Å) близький до радіусу Al^{3+} (0,57 Å), вони можуть заміщати один одного. Триоктаедричні слюди (біотит, флогопіт) містять більше магнію, ніж диоктаедричні (мусковіт). Магній у значних кількостях присутній у магнієвих хлоритах, де він входить до складу гібситового шару, в бейделіті, монтморилоніті, вермикуліті (до 18 %). Загальна кількість магнію у мулистій фракції ґрунтів зазвичай становить 3–4 %, а в ґрунті загалом більш ніж у двічі менше (0,5–1,5 %). Завдяки тому, що значна кількість магнію знаходиться у кристалічній ґратці мінералів, а не у вбирному комплексі, деякі ґрунти потребують магнієвих добрив. Як наслідок, магнію багато у ближньому і потенційному резервах, але мало у безпосередньому. Магній інколи акумулюється у формі мінералів-солей: магнезит, доломіт.

Кальцій і магній відіграють велику роль у зв’язуванні фосфатів. Залежно від реакції середовища у ґрунтах можуть утворюватися три-, дво- або однозаміщені фосфати кальцію і магнію, які мають різну розчинність.

Залежно від структури мінералів, їхньої дисперсності і хімічного складу, мобільність кальцію і магнію різко змінюється. Положення кальцію і магнію у кристалічній ґратці впливає на вихід цих елементів з ґратки у розчин. Серед мінералів-солей (кальцит, магнезит, доломіт) мобільність кальцію і магнію залежить від розчинності цих мінералів. Найбільший вихід кальцію у водну витяжку відбувається з анортиту, біотиту, флогопіту, вермикуліту, а найменший з – рогової обманки. Багато виходить кальцію з ґрунтів у випадку вмісту в них високодисперсних мінералів. Вода витісняє кальцій з мінералів тільки завдяки гідролізу поверхневих сполук. У сольових витяжках

(оцтовокислий амоній NH_4COOH) мобілізація кальцію з кристалічних ґраток мінералів значно вища за рахунок обмінних реакцій між катіонами NH_4^+ солі і Ca^{2+} мінералів. Мобільність кальцію в мінералах зменшується у такому ряду: анортит > біотит > флогопіт > вермикуліт.

Магнію виходить з мінералів значно менше ніж кальцію (у будь-яких витяжках, водній чи оцтово-амонійній). Основна причина відмінностей ступеня мобілізованості кальцію і магнію з кристалічної ґратки мінералів полягає у різному розташуванні елементів у ґратці, та формах їхнього зв'язку. Мобільність магнію в мінералах зменшується у такому ряду: анортит > вермикуліт > флогопіт > біотит > рогова обманка.

Джерелом поповнення ґрунтового розчину і вбирного комплексу калієм є мінерали ортоклаз, мусковіт, іліт, біотит, гідробіотит, гідрофлогопіт і змішаношаруваті утворення. Калій надходить у розчин, а потім у рослини не тільки з мінералів, але й з органічних речовин. Із мінералів K^+ вивільняється у результаті гідролізу, обмінних реакцій і біохімічного вивітрювання. Калій досить добре засвоюється з мусковіту. Ступінь засвоєння калію залежить від дисперсності мінералів. З деяких калієвмісних мінералів K^+ засвоюється тільки у результаті їхнього подрібнення до часточок розміром 1 мк. Калієвмісні мінерали із каркасною структурою розкладаються повільніше, ніж такі ж калієвмісні шаруваті силікати як мусковіт. При подрібненні мінералів калій поступає у розчин спочатку із поверхневих шарів будь-якого мінералу, що містить цей елемент. Коли K^+ з поверхневих шарів буде вичерпаний, інтенсивність його виходу обумовиться структурно-хімічними особливостями мінералів і характером середовища. У мінералах з подібною структурою міцність зв'язків K^+ залежить від координаційного числа. У триоктаедричних слюдах (біотит, флогопіт) калій слабше зв'язаний, ніж у диоктаедричних (мусковіт) тому що цей елемент у мусковіті має координаційне число 14, а в триоктаедричних слюдах – 12.

Від природи і стану мінералів, а також умов середовища (реакція, висушування тощо) залежить фіксація K^+ у необмінній формі.

Найміцніше калій зв'язаний у польових шпатах. На початкових етапах диспергації мінералів, особливо легко калій мобілізується водною витяжкою з мусковіту, менше з біотиту. Потім спостерігається обернена закономірність. Такі порушення відбуваються завдяки змінам розчинності мінералів у часі в міру руйнування кристалічної ґратки. Причин нерівномірного виходу калію з кристалічної ґратки мінералів є декілька: структурні особливості мінералів, їхня дисперсність, загальний вміст калію, співвідношення між розчином і калієвмісними мінералами. При взаємодії мінералів і ґрунту з водою атмосферних опадів у першу чергу розчиняються найбільш нестійкі мінерали, потім більш стійкі. Завдяки тому, що одних і других у ґрунті є різна кількість, то на початку у розчин перейде одна кількість калію, а наприкінці – інша кількість. При взаємодії мінералів з кислотними агентами (кислі опади) спочатку будуть розчинятись амюмогідроксильні октаедри, а потім, коли зруйнуються всі елементи ґратки, вивільниться не тільки калій октаедрів і тетраедрів, але й калій у міжпакетному просторі.

Розділ 12.

Мінералогічний склад основних типів ґрунтів і порід

Первинні мінерали практично повністю успадковуються ґрунтами від ґрунтотворних порід. Виразно це проявляється на ранніх стадіях ґрунтоутворення і в умовах екстрааридного жаркого або холодного сухого клімату. У такому разі мінералогічний склад ґрунтів буде значно відповідати мінералогічному складу порід, на яких вони утворились. При цьому найбільші відмінності у складі мінералів спостерігаються між ґрунтами на пухких породах і на елювії щільних порід.

Первинні мінерали майже цілковито зосереджені у гранулометричних фракціях розміром >1 мкм (0,001 мм). Дані фракції гранулометричних елементів об'єднуються у так звану грубу або крупну фракцію ґрунтів і порід, котра визначається вихідними розмірами мінеральних зерен у складі щільних материнських порід, а також гранично можливими розмірами їхнього максимального подрібнення при механічних і температурних впливах.

12. 1. Мінералогічний склад ґрунтотворних порід

Серед пухких ґрунтотворних порід рівнинних територій Північної Америки і Євразії, найбільш поширеними континентальними утвореннями є моренні відклади, леси і лесоподібні породи, лесовидні і покривні суглинки, а також флювіогляціальні піски і супіски. Всі вони є вторинними (ґрунтотворними) породами, що сформувались у результаті вивітрювання, перевідкладання і транслокації продуктів руйнування елювію щільних магматичних і метаморфічних порід. Маючи спільного попередника (вивержені породи), вони характеризуються також подібністю складу первинних мінералів, що проявляється у домінуванні кварцу і польових шпатів, на фоні зниженого вмісту важких (темних) мінералів. Незважаючи на подібність асоціацій первинних мінералів, між різними типами ґрунтотворних порід спостерігаються

певні відмінності вмісту окремих груп мінералів. Ця різниця зумовлена відмінностями у ґенезі порід. Зазвичай, вміст важких (темних) мінералів зменшується від морен до покривних і лесоподібних суглинків, а від них до флювіогляціальних пісків і супісків. Основною причиною таких відмінностей є особливості сортування і гранулометричного складу цих відкладів. Певним відхиленням від цього правила є пухкі піщані відклади озерно-алювіальної ґенези, в яких вміст важких мінералів може збільшуватись до 3–4 %.

У складі первинних мінералів різних типів ґрунтотворних порід рівнинних територій і ґрунтів що на них формуються, можуть спостерігатись регіональні відмінності у складі окремих компонентів важкої і легкої фракцій. При переміщенні з півночі на південь Руської рівнини у ґрунтотворних породах і ґрунтах помітно зменшується вміст польових шпатів і нестійких до вивітрювання важких мінералів, що зумовлено збільшенням ступеня звітреності відкладів у даному напрямку.

Ґрунти на елювії щільних порід характеризуються присутністю у складі первинних мінералів значної кількості польових шпатів та інших породотворних мінералів. У ґрунтах на елювії щільних порід основного складу (базальтів, долеритів, туфів) у складі первинних мінералів переважають середні та основні плагіоклази, піроксени, вулканічне скло.

У ґрунтах на елювії магматичних кислих порід (гранітів, гранодіоритів) у складі первинних мінералів переважають польові шпати, кварц, біотит, рогова обманка.

У ґрунтах на елювії кристалічних сланців у складі первинних мінералів часто переважають слюди і хлорити, а в ґрунтах на елювії карбонатних порід (вапняків, мергелів) – тонкоуламковий матеріал карбонатних порід, а також кальцит і доломіт, за високої частки (50–80 % від дрібнозему) тонкодисперсних гідрослюд (ілітів) і глинистих мінералів. Часто кристалічні сланці збагачені органічними речовинами, внаслідок чого мають темно-сіре до чорного забарвлення.

За співвідношенням вмісту основних груп і асоціацій породотворних мінералів пухкі ґрунтотворні породи (і відповідно ґрунти, що на них сформувались), суттєво відрізняються від щільних порід. Порівняно з магматичними породами пухкі осадові породи характеризуються різким зменшенням вмісту польових шпатів, піроксенів, амфіболів, а порівняно зі щільними метаморфічними і осадовими породами, крім того, зменшенням кількості слюд і карбонатів на фоні абсолютного домінування у складі первинних мінералів кварцу. Головна причина цих відмінностей полягає у тому, що пухкі ґрунтотворні породи (за виключенням елювію вивержених порід) є продуктами багаторазового перевідкладання і тривалої зміни матеріалу щільних порід під впливом фізичних і біохімічних агентів. Це призводить до відносного накопичення більш стійкого до вивітрювання кварцу.

Залежно від гранулометрії пухких ґрунтотворних порід частка первинних мінералів у формуванні їхнього складу суттєво відрізняється: первинні мінерали складають 90–98 % від маси дрібнозему пісків, 50–80 % суглинків і 10–12 % глин. На рисунку 59 наочно показані співвідношення головних груп породотворних мінералів і загальна частка участі первинних мінералів у складі різних типів ґрунтотворних щільних і пухких порід.

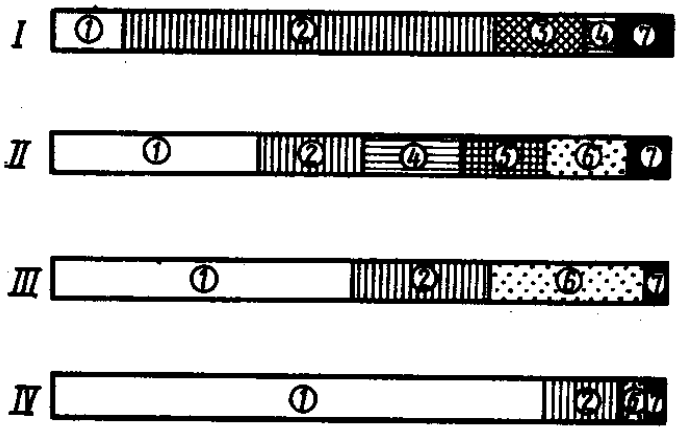


Рис. 59. Мінералогічний склад різних типів ґрунтотворних порід:
(*I* – щільних магматичних, *II* – щільних осадових, *III* – пухких суглинистих, *IV*– пухких піщаних); *1* – кварц, *2* – польові шпати, *3* – піроксени і амфіболи, *4* – слюди, *5* – карбонати, *6* – глинисті мінерали, *7* – інші мінерали

На фоні загальної відповідності складу первинних мінералів у ґрунтотворних породах і ґрунтах відзначається диференціація їхнього вмісту за горизонтами. Ця обставина зумовлена ґрунтотворним процесом і проявляється у збідненні первинними, нестійкими до вивітрювання легкими і важкими мінералами верхньої частини профілю ґрунтів. Найпомітніше таке збіднення проявляється у підзолистих ґрунтах, де вплив агентів вивітрювання і кислотного гідролізу найактивніший у верхніх горизонтах.

Незважаючи на те, що первинним мінералам, на відміну від глинистих, не притаманні такі важливі фізико-хімічні властивості як вбирна здатність, їхній вплив на формування фізичних властивостей ґрунтів, навіть на їхню ґенезу, дуже значний. Роль окремих груп первинних мінералів при ґрунтоутворенні буде різною, що визначається стійкістю мінералів до вивітрювання та їхнім вмістом і поширенням у ґрунтах.

Немає абсолютного корелятивного зв’язку між різними видами глинистого матеріалу з одного боку, і головними типами ґрунтів і ґрунтотворних порід, з іншого. У кожному ґрунті і породі можуть бути присутні декілька груп і асоціацій глинистих мінералів. За відсутності строгої приуроченості мінералогічного складу до відповідних типів ґрунтів, спостерігається його чіткий зв'язок з гранулометричним складом ґрунтів (рис. 60).

Серед усіх первинних мінералів ґрунтів, унаслідок великої нестійкості до вивітрювання, дуже зрідка і в невеликих кількостях зустрічаються олівін, ромбічні піроксени, середні та основні плагіоклази. Виключенням є ґрунти на відносно молодому елювії щільних порід, де ці мінерали присутні.

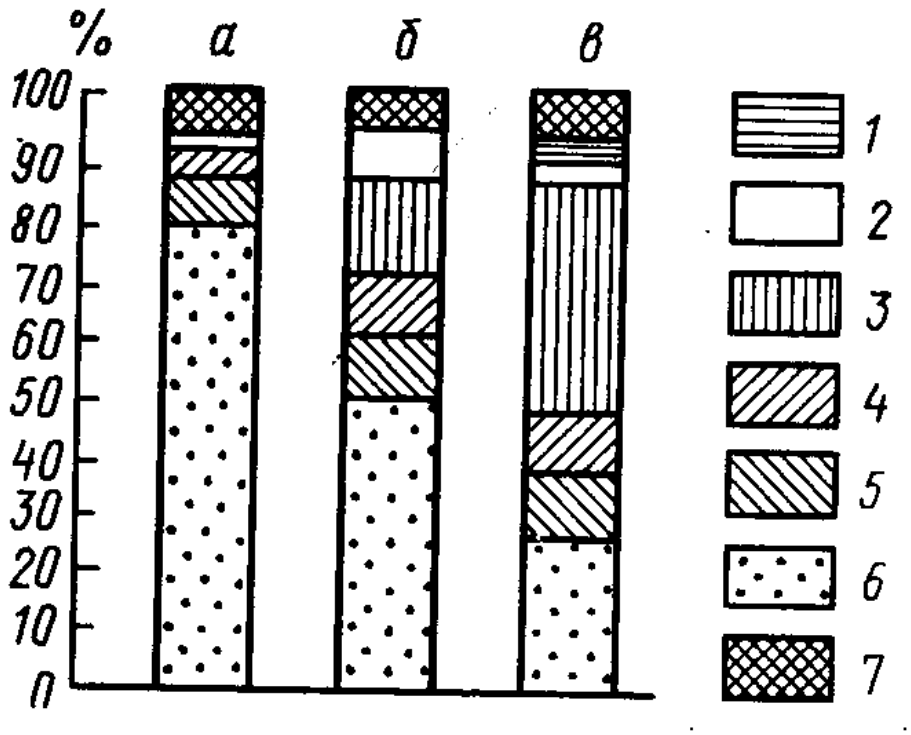


Рис. 60. Мінералогічний склад ґрунтів різного гранулометричного складу: *а* – піщаний ґрунт на дюнних пісках; *б*–суглинистий ґрунт на лесах; *в* – глинистий ґрунт на алювії; *1* – каолініт; *2* – монтморилоніт; *3* – іліт і перехідні мінерали; *4* – слюди; *5* – польові шпати; *6* – кварц; *7* – інші мінерали

Характер і швидкість руйнування первинних, а також синтез вторинних глинистих мінералів у більшій мірі залежать від зволоження і температурних умов. У холодних гумідних областях у продуктах вивітрювання основних порід переважають аморфні гідроксиди і органо-мінеральні сполуки, за відсутності новоутворених глинистих мінералів. У вологих тропічних ґрунтах глинисті мінерали можуть утворюватись за відносно короткий час. Наприклад, мінерали групи гідрослюд (іліти) і монтморилоніту в невеликих кількостях присутні у ґрунтах на елювії лави вулканів тропічної зони 300–1000-літнього віку.

Переважна більшість ґрунтів формуються на дериватах щільних осадових порід і пухких ґрунтотворних породах, у котрих глинисті мінерали могли утворитись ще до накладання на них сучасного ґрунтоутворення. Крім того, у випадку ґрунтоутворення на елювії магматичних порід глинисті мінерали

могли утворитись у процесі постмагматичної гідротермальної переробки вихідних порід, переходячи у дрібнозем при їхньому руйнуванні.

12. 2. Закономірності поширення глинистих мінералів у ґрунтах

Мінералогічний склад високодисперсних мінералів основних типів ґрунтів показаний у розширеній і уточненій схемі (табл. 12. 1)

Таблиця 12. 1

Мінералогічний склад фракції <1–2 мк основних типів ґрунтів

Ґрунт і порода		Мінерали (зліва направо у порядку зменшення кількості)
1	Дерново-підзолистий на льодовикових глинах	Гідрослюди (іліти), каолініт, вермикуліт, хлорит, кварц. Донизу кількість ілітів збільшується, а каолініту, хлориту зменшується; R_2O_3.
2	Дерново-підзолистий з ілювіальним гумусовим горизонтом на давньоалювіальних пісках	Вермикуліт, іліти, каолініт, хлорит, кварц, R_2O_3; розподіл мінералів по профілю нерівномірний.
3	- те ж -	Іліти, вермикуліт, каолініт, хлорит, кварц, R_2O_3.
4	Дерново-підзолистий на карбонатній породі	Монтморилоніт, іліти, каолініт, хлорит, кварц; розподіл мінералів по профілю досить рівномірний.
5	Дерново-середньопідзолистий на моренних суглинках	Іліт, каолініт, вермикуліт, хлорит, кварц. Кількість вермикуліту, каолініту, хлориту донизу зменшується, а ілітів – збільшується.
6	Дерново-підзолистий на покривному суглинку	Іліт, іліт-монтморилоніт, монтморилоніт (донизу збільшується), хлорит, кварц, R_2O_3.
7	Дерново-підзолистий на елювії давніх гранітів	Іліт, каолініт, монтморилоніт, хлорит, кварц, R_2O_3, інколи змішаношаруваті 10 і 14Å – мінерали.
8	Бурозем на валунному супіску	Вермикуліт, іліт, каолініт, хлорит. Хлорит утворює з ілітом змішаношаруваті структури, кварц, R_2O_3.
9	Бурозем на льодовикових пісках	Іліт, каолініт, вермикуліт, хлорит.
10	Сірий лісовий на покривному суглинку	Іліт, іліт-монтморилоніт, монтморилоніт, каолініт, кварц, хлорит, R_2O_3.
11	Чорнозем на лесоподібному суглинку	Іліт, іліт-монтморилоніт, каолініт, хлорит, кварц; донизу кількість монморилоніту збільшується.
12	Чорнозем на елювії крейди	Карбонати, іліти, інколи цеоліти, палигорськіт.
13	Чорнозем на піску	Іліти, кварц.
14	Чорнозем на червоно-бурій пліоценовій глині	Іліти, каолініт, монтморилоніт, кварц, R_2O_3, інколи змішаношаруваті 10 і 14Å – мінерали.
15	Солонці різних зон	Залежно від породи і кліматичної зони: а) монтморилоніт, іліт; б) іліт, монтморилоніт; в) монтморилоніт, хлорит; г) іліт, хлорит; майже завжди у невеликих кількостях хлорит, каолініт, інколи цеоліти; зустрічаються солонці з домінуванням

		каолініту. Кількість монтморилоніту в ілювіальному горизонті збільшується, а ілітів зменшується. Ілітами збагачений верхній горизонт; 10 і 14Å – мінерали інколи утворюють змішаношаруваті структури.
16	Сіроземи на лесі, такири	Іліти, монтморилоніт, хлорит, інколи каолініт, палигорськіт; 10 і 14Å – мінерали інколи утворюють змішаношаруваті структури, кварц.
17	Червонозем на елювії андезито-базальту і базальту	Каолініт, гетит, хлорит, гібсит, інколи хлорит-іліт, R_2O_3.
18	Червонозем на елювії граніту	Іліт, каолініт, гетит, гібсит, інколи хлорит, аморфні R_2O_3, кварц.
19	Латерит на елювії базальту	Каолініт, гетит, гібсит, аморфні R_2O_3.

Відповідно до даної таблиці 12. 1, строгої приуроченості вторинних мінералів до типів ґрунтів майже немає. Одні і ті ж мінерали можуть зустрічатись у різних типах ґрунтів, і навпаки, – різні мінерали в одному і тому ж типі ґрунтів. Така закономірність зумовлена двома причинами: успадкованістю глинистих мінералів від породи і генетичним зв’язком між мінералами.

Сучасні методи дають змогу в кожному ґрунті виявити 3–7 високодисперсних індивідуальних мінералів або груп. Змішаношаруваті структури в ґрунтах зустрічаються інколи так часто, що визначити, які з них є індивідуальними, а які знаходяться у зростках, дуже важко.

Головні джерела для утворення глинистих і високодисперсних неглинистих мінералів є одні і ті ж. Більше 70–85 % первинних мінералів представлені польовими шпатами, слюдами, хлоритами, піроксенами, роговими обманками і кварцом. З глинистих мінералів у ґрунтах часто зустрічаються мінерали монтморилонітової групи (монтморилоніт, бейделіт, нонтроніт), гідрослюдистої (ілітової) і каолінітової (каолініт, галуазит) груп. Інколи у якості домішку присутні гетит, гібсит, вермикуліт, хлорити, палигорськіт, цеоліти. Практично завжди зустрічаються аморфні речовини: сесквіоксиди Fe і Al, кремнезем.

Ґрунтоутворний процес часто змінює мінералогічний склад, але він не обов'язково призводить до присутності у конкретному ґрунті особливої мінералогічної асоціації, притаманної тільки даному ґрунту.

Подібність складу високодисперсних мінералів у різних типах ґрунтів викликана також генетичним зв'язком між собою і з первинними мінералами. Під впливом клімату, породи, часу, рельєфу, організмів, реакції, окисно-відновних умов первинні мінерали перетворюються у вторинні. При цій трансформації вони проходять через різні стадії, між якими існує певний зв'язок. Часто такі стадії є проміжними. Для різних мінералів проміжні стадії відбувається через стадію іонного чи колоїдного розчину, а для інших – через проміжні змішаношаруваті структури. Допоки існують первинні мінерали, завжди будуть утворюватись вторинні.

У кожному ґрунті одночасно розвиваються два протилежних процеси: утворення і руйнування мінералів. У результаті накладання різних процесів у ґрунтах часто виявляються одночасно різні за положенням у генетичному ряду мінерали: іліти, каолініт, монтморилоніт, бейделіт, вермикуліт, хлорит, гетит і гібсит. Інколи ці мінерали знаходяться у сумішах, а інколи у вигляді складних поєднань – у формі змішаношаруватих структур. Швидкість руйнування залежить від багатьох причин. Сухий жаркий, як і сухий холодний клімат тормозять вивітрювання і руйнування. За таких обставин, при фізичному вивітрюванні подрібнення первинних мінералів зупиняється щонайбільше на розмірі лесового пилу (фракція 0,05–0,01 мм). Кисле середовище прискорює руйнування, а нейтральне – сповілюнює. Руйнування основних порід відбувається швидше, ніж руйнування кислих. У мулистій і крупніших фракціях можуть переважати одні мінерали, а в колоїдній – інші.

Найбільш розповсюдженими є монтморилонітова та гідрослюдиста групи мінералів. Мінерали каолінітової групи (каолініт, галуазит), хлорит, гетит і гібсит зустрічаються у ґрунтах часто, але в менших кількостях. Каолінітові мінерали переважають у ґрунтах, що сформувались на давніх корах

вивітрювання в умовах тривалого інтенсивного впливу чинників вивітрювання і ґрунтоутворення: у латеритах, червоноземах і жовтоземах. У дерново-підзолистих ґрунтах, що сформувались на молодих породах четвертинного віку, каолініт зустрічається часто, але у невеликих кількостях. Якщо ці ґрунти утворились на давніх породах, тоді мінерали каолінітової групи тут домінують. Підвищена кількість каолініту зустрічається у молодих ґрунтах легкого гранулометричного складу, а також у підзолистому і надсолонцевому горизонтах (порівняно з долішніми горизонтами). Для утворення і накопичення каолініту необхідно видалення кремнезему і основ. Тому важливою причиною накопичення каолініту в ґрунтах є промивний водний режим в умовах доброго дренажу. Чим більше розчинів проходить через ґрунт, тим більша ймовірність утворення каолініту. У давніх і легких за гранулометричним складом ґрунтах каолініту є більше, ніж у молодих і важких. Навпаки, непромивний режим і поганий дренаж сприяють утворенню мінералів монтморилонітової групи. Збільшення монтморилонітових мінералів донизу може бути наслідком їхнього переміщення (лесиваж) або утворення in situ.

Для утворення високодисперсних мінералів багато важить порода. У рівних умовах основні базальти вивітрюються швидше, ніж кислі граніти. Тому в ґрунтах на елювії основних порід каолініт зустрічається частіше і у більшій кількості, ніж на елювії кислих. Збільшення кількості каолініту як правило супроводжується зменшенням кількості первинних мінералів, за виключенням найстійкішого кварцу.

Кисла реакція середовища не є головним чинником руйнування мінералів і утворення каолініту, як вважали раніше. Оскільки каолініт не містить у своєму складі калію та інших основ (магнію і кальцію), крім незначної кількості обмінних, то переважання каолініту в ґрунті є ознакою бідності ґрунту на калій і основи.

Високодисперсний кварц не є глинистим мінералом, але його кількість служить мірилом інтенсивності розкладу грубозернистого кварцу. Інколи, крім

первинного, зустічається також вторинний кварц з витягнутими кристалами. Інші первинні мінерали, такі як польові шпати і слюди в мулистих фракціях не зустрічаються, або їх мало.

Утворення глинистих мінералів із первинних відбувається дуже повільно. Тому не дивлячись на тривалий час вивітрювання і ґрунтоутворення, вони зустрічаються у сучасних голоценових ґрунтах у невеликих кількостях. Сучасний ґрунтотворний процес викликає утворення і переміщення високодисперсних мінералів по профілю. Підтвердженням цього є наявність колоїдів у лізиметричних водах і новоутворення в ґрунті: глинисті кутани, конкреції, ортштейни, ортзанди, псевдофібри, білувати присипки кремнезему, переважно кристалічного.

Для утворення мінералів велику роль відіграють організми. Рослини і мікроорганізми своїми виділеннями розчиняють первинні і вторинні мінерали, викликають їхнє руйнування або перетворення. Захоплюючи з розчинів мінеральні речовини вони активно змінюють рівновагу між рідкою і твердою фазами ґрунтів. Організми активно змінюють реакцію середовища, окисно-відновні умови. Останніми дослідженнями виявлено безпосередню участь мікроорганізмів у синтезі мінералів, особливо залізовмісних.

12. 2. 1. Підзолисті і дерново-підзолисті ґрунти

Ґрунти підзолистого ряду відзначаються виразною текстурною диференціацією профілю за гранулометричним складом, котра безпосередньо відображається на мінералогічному складі ґрунтів. Верхні горизонти підзолистих ґрунтів збіднені на глинисті мінерали внаслідок руйнування глинистого матеріалу в умовах промивного водного режиму. Під впливом кислотного гідролізу відбувається руйнування як глинистих, так і не глинистих мінералів і відносне накопичення кварцу. Функцію руйнування глинистого матеріалу при підзолоутворенні виконують специфічні і неспецифічні органічні кислоти. Додатковим агентом кислотного руйнування мінералів є періодичне

перезволоження і розвиток аеробних і анаеробних умов у верхній частині профілю підзолистих ґрунтів. Такий пульсаційний окисно-відновний режим призводить до суттєвого підкислення середовища і заміщення обмінних основ на іони H^+, Al^{3+} і Fe^{3+}. Основним механізмом підкислення є реакція гідролізу, яка призводить до розвитку процесів розчинення кристалічних ґраток мінералів.

На моренних і покривних суглинках текстурна диференціація профілю підзолистих ґрунтів може підсилюватись також сукупним впливом на профіль поверхневого оглеєння і лесиважу. Причому, на ранніх стадіях розвитку підзолистих ґрунтів основну роль у диференціації профілю відігравав процес лесиважу, а на більш пізніх – процес руйнування глинистого матеріалу та інших мінеральних компонентів ґрунту.

Профіль підзолистого ґрунту виразно диференційований за складом глинистого матеріалу. Елювіальні за мулом горизонти збіднені на лабільні мінерали монтморилонітової групи аж до повного їх зникнення в горизотах *HE* і *E*. Цей мінерал появляється у складі мулистих фракцій, тільки починаючи з глибини горизонту *EI*. Його вміст поступово збільшується з глибиною. Ні в одному із горизонтів не спостерігається накопичення монтморилоніту порівняно з породою. Мулиста фракція в горизонтах *HE* і *E*, порівняно з долішніми горизонтами, характкризується значно більш високим вмістом мінералів групи каолініту, дещо зниженим вмістом ілітів і появою вермикуліту і ґрунтового хлориту, які у породі відсутні.

Баланс окремих груп глинистих мінералів вказує на те, що із сукупних втрат мулистої фракції з профілю підзолистого ґрунту порівняно з породою, приблизно 50 % припадає на частку лабільного мінералу монтморилонітової групи, 30 % – на долю іліту і 15 % – на каолініт.

Серед ґрунтознавців, агрохіміків і геологів дотепер широко розповсюджена думка про переважання каолініту в ґрунтах і породах, котрі мають кислу реакцію. Насправді це далеко не так. У підзолистих і дерново-

підзолистих ґрунтахзустрічаються різні високодисперсні мінерали. Мінерали каолінітової групи присутні, але не завжди у переважаючих кількостях. Вони домінують тільки в тих підзолистих і дерново-підзолистих ґрунтах, котрі сформувались на елювії давніх вивержених порід або в ґрунтах з інтенсивним промивним режимом, зокрема у ґрунтах легкого гранулометричного складу. Інтенсивний вплив на первинні мінерали всіх чинників мінералоутворення, у тому числі породи, часу і клімату, супроводжується вимиванням основ і кремнезему, що призводить до накопичення у ґрунті каолініту. Кисла реакція в умовах доброго дренажу тільки прискорює процес утворення каолініту.

Дерново-підзолисті грунти на елювії давніх порід (гранітів) зустрічаються переважно на Житомирському Поліссі. Більшість дерново-підзолистих ґрунтів сформувались на моренних і покривних суглинках, а вних каолініт зустрічається часто, але у невеликих кількостях.

У більшості випадків в дерново-підзолистих ґрунтах на елювії граніту, а також в піщаних і супіщаних різновидах, каолініт є переважаючим глинистим мінералом. Причому, в ґрунтах на гранітах каолініту більше ніж на легких породах. З інших високодисперсних мінералів присутні гідрослюди (іліти), вермикуліт, мінерали монтморилонітової групи, невелика кількість високодисперсного кварцу і значна кількість аморфних сесквіоксидів Fe і Al та їх сумішів з кремнеземом. Гетит і гібсит присутні у невеликих кількостях. Монтморилоніт з ілітом і вермикулітом часто утворюють змішаношаруваті мінерали, у складі яких переважають ілітові пакети. Оскільки профіль ґрунтів текстурно-диференційований за мулистою фракцією, тому вертикальний розподіл високодисперсних мінералів також диференційований за складом. Каолініт у цих ґрунтах переважно успадкований від породи, хоча його утворення повільно відбувається і в сучасних умовах.

У дерново-підзолистих ґрунтах на моренних і покривних суглинках спостерігається цілковито інший склад високодисперсних мінералів. У цих ґрунтах каолініт зустрічається у вигляді незначного домішку. У тонкій фракції

ґрунтів переважають іліт-монтморилонітова (інколи іліт-вермикулітова) асоціації мінералів, при цьому іліту більше ніж лабільних структур. Ще однією особливістю дерново-підзолистих ґрунтів на моренних і покривних суглинках є високий вміст аморфних речовин. Гетит і гібсит міститься у невеликих кількостях і переважно в аморфному стані. Внаслідок вимивання з підзолистого горизонту в ілювіальний, несилікатні сесквіоксиди Fe і Al зосереджені переважно в ілювіальному горизонті, де вони часто утворюють конкреції і ортштейни. Цьому сприяють промивний режим, наявність високодисперсних органічних колоїдів і кисла реакція середовища, котрі у своїй сукупності сприяють диспергації і переміщенню тонких часточок, у тому числі глинистих.

У підзолистих і дерново-підзолистих ґрунтах переважають мінерали, які характерні для початкової стадії – іліти і монтморилоніти, часто у формі іліт-вермикулітових та іліт-монтморилонітових змішаношаруватих структур. Так як каолініт є однією з останніх стадій вивітрювання мінералів, а його кількість у цих ґрунтах незначна, то підзолисті і дерново-підзолисті ґрунти сформувались на молодій сіалітній корі вивітрювання. У цих ґрунтах багато незвітрених первинних мінералів: польових шпатів, кварцу, слюд, та інших мінералів, що вказує на значний резерв зольних елементів у ґрунтах.

12. 2. 2. Сірі лісові ґрунти

Сірі лісові ґрунти сформувались на різних за ґенезою ґрунтотворних породах. Поза межами України, переважно у нечорноземних районах Руської рівнини, ними є покривні і моренні суглинки різного гранулометричного складу. У межах широколистяно-лісової та лісостепової зон вони поступово змінюються лесоподібними суглинках. Унаслідок періодично-промивного водного режиму з профілю ґрунтів вимиваються колоїдна і мулиста фракції. Наслідками вилуговування, лесиважу і пульсаційного окисно-відновного режиму у верхніх горизонтах ґрунтів є твердофазні продукти цих ґрунтотворних процесів, – білувата присипка SiO_2 на гранях структурних

агрегатів, та інші ознаки стягування і акумуляції плівок глинистої плазми з поверхні крупних зерен первинних мінералів і мікроагрегатів (глинисто-гумусові кутани). Середньо- або сильнокисла реакція середовища і періодично-промивний режим сприяють частковому руйнуванню силікатів, знемуленню мінеральних зерен, переміщенню колоїдів і нерівномірному перерозподілу високодисперсних часточок по профілю. Внаслідок цього утворився менш диференційований, ніж у підзолистих і дерново-підзолистих ґрунтах профіль.

У мулистих фракціях сірих лісових ґрунтів переважають мінерали монтморилонітової групи та іліти. Ці мінерали часто присутні не у формі індивідуальних структур (монтморилоніт як індивідуальний мінерал зустрічається зрідка), а у змішаношаруватих утвореннях. В одних випадках переважає монтморилоніт, в інших – іліт. У складі мулистих фракцій присутні також домішки вермикуліту, каолініту, хлориту і аморфних речовин. З високодисперсних неглинистих мінералів присутні у невеликих кількостях гібсит і гетит.

В усіх підтипах сірих лісових ґрунтів різних природних регіонів спостерігається чітка закономірність профільного розподілу мінералогічного складу глинистого матеріалу. З верху вниз по профілю спостерігається збільшення вмісту лабільних мінералів і зниження кількості ілітів у складі мулистих фракцій. Ця закономірність пояснюється переважним винесенням у процесі лесиважу лабільних мінералів як найбільш тонкодисперсних і гідрофільних. У ясно-сірих лісових ґрунтах втрата монтморилонітової фракції можлива за рахунок переважання кислотного руйнування цих мінералів над їх колоїдним переміщенням при лесиважі. Цей висновок підтверджується відсутністю у профілі ясно-сірих лісових ґрунтів ілювіального накопичення монтморилонітової фази, де б її кількість була більша ніж у породі.

У сірих лісових ґрунтах профільна диференціація мінералогічного складу мулистої фракції відбувається внаслідок сукупної дії диференційованого руйнування глинистих мінералів (мінерали монтморилонітової групи і хлорити

руйнуються у більшій мірі, ніж каолініт та іліт), і диференційованого винесення у процесі лесиважу, відповідно до розмірів часточок. Монтморилоніт виноситься у першу чергу, як найдисперсніший мінерал. У результаті такого поєднання процесів руйнування глинистого матеріалу і лесиважу, мулиста фракція елювійованих горизонтів збіднюється на мінерали монтморилонітової групи (елювіальний тип розподілу монтморилоніту) і відносно збагачується каолінітом та ілітом (акумулятивний тип розподілу іліту в суміші з каолінітом і хлоритом). На різних етапах еволюції ґрунтів ці процеси просуваються глибше по профілю, захоплюючи все більшу товщу ґрунтового профілю.

У темно-сірих лісових ґрунтах співвідношення процесів руйнування і лесиважу глинистої плазми відбуваються на користь останнього. В умовах слабокислої реакції середовища на карбонатних лесоподібних суглинках кислотний гідроліз мінералів дуже ослаблений. Профіль менш текстурно-диференційований за мулистою фракцією, мінералогічний склад якої часто подібний до сірих лісових ґрунтів і чорноземів. У верхніх горизонтах темно-сірих лісових ґрунтів під природними широколистими дібровами досить інтенсивно розвивається процес утворення педоґенних ілітів. Споживання калію рослинністю відбувається із досить потужної товщі, у той час як його надходження з опадом здійснюється переважно на поверхні ґрунту. Високий вміст калію в золі рослин створює сприятливі передумови для процесу вторинної ілітизації у верхніх ґрунтових горизонтах. У більшості лесоподібних суглинків присутні високозарядні лабільні мінерали, котрі здатні фіксувати калій. Ймовірно, у верхніх горизонтах темно-сірих лісових ґрунтів відбувається вторинний синтез ілітів із високозарядних лабільних структур, які містять деяку кількість Fe в октаедричній сітці. Очевидно, що тут також присутній протилежний процес, – трансформація педогенних ілітів у лабільні структури, непрямим свідченням чого є підвищений вміст вермикулітів серед лабільних мінералів мулистої фракції верхніх горизонтів.

Негативний баланс мулистої фракції в усіх підтипах сірих лісових ґрунтів формується переважно за рахунок лабільних мінералів групи монтморилоніту, у той час як баланс іліту і каолініту в сумі з хлоритом за окремими профілями може бути позитивним, нульовим або негативним. На ранніх етапах розвитку ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів домінує процес диспергації і винесення глинистих суспензій, тобто процес лесиважу. На більш пізніх етапах еволюції цих ґрунтів, при суттєвому підкисленні середовища, процес лесиважу міг змінюватись руйнуванням глинистого матеріалу. Такий сценарій розвитку сірих лісових ґрунтів на лесоподібних суглинках широколистяно-лісової і лісостепової зон України ускладнювався неодноразовими природними і антропогенними змінами біокліматичних умов і ландшафтів у після середньоголоценовий час (остепнення ландшафтів на пограниччі між лісом і степом). Внаслідок цього у деяких сучасних сірих лісових ґрунтах профільний розподіл глинистих мінералів може бути реліктовим, тобто успадкованим від попередніх стадій ґрунтоутворення. Оскільки природно-антропогенні зміни біокліматичних умов наступили наприкінці стадії прогресивного формування профілю сірих лісових ґрунтів (енеоліт), процеси остепнення ландшафтів суттєво сповільнили розвиток процесів глибокого руйнування глинистих мінералів (опідзолення).

Трансформаційні зміни в ряду іліт – вермикуліт є цілком сучасними, оскільки у будь-яких біокліматичних умовах відбувається споживання калію біотою з ілітів, і навпаки, – процес фіксації калію кристалічними ґратками високозар’ядних лабільних силікатів. Втрата глинистого матеріалу з профілю будь-яких ґрунтів, незалежно від причини і механізму цього процесу, – явище незворотне, а його ознаки можуть зберігатись у ґрунтовому профілі протягом довгого часу і незважаючи на любі зміни біокліматичних умов.

12. 2. 3. Чорноземи

За складом високодисперсних мінералів чорноземи поділяються на дві великі групи. У першій з них присутні мінерали монтморилоніт-ілітової групи з абсолютним переважанням монтморилоніту (>50%), а в другій, не типовій для ґрунтів чорноземної зони – мінерали каолінітової групи. Різниця у складі високодисперсних мінералів пояснюється породою, віком і умовами вивітрювання первинних мінералів.

Чорноземи, що сформувались на суглинках і глинах четвертинного віку, у мулистій і колоїдній фракціях містять диоктаедричні слюди і монтморилоніт як компоненти змішаношаруватих іліт-монтморилонітових утворень. На рентгенограмах мулистих фракцій зазвичай спостерігається дифузне відображення 12–13 Å. Воно є проміжним для монтморилоніту та іліту і мало змінюється після насичення мінералів етиленгліколем, що свідчить про тісний зв’язок між обома мінералами. У рідкісних випадках серед чорноземів присутній індивідуальний монтморилоніт. Змішаношаруваті мінерали іліт-монтморилоніт чи іліт-вермикуліт притаманні також дерново-підзолистим і сірим лісовим ґрунтам, але у чорноземах зазвичай переважає монтморилоніт, а в ґрунтах лісової ґенези – гідрослюди (іліти).

Крім монтморилонітів та ілітів, чорноземам у незначних кількостях притаманні окристалізовані сесквіоксиди (гетит, гібсит). Вони зустрічаються у верхній частині профілю, де окислювальні процеси і висушування сприяють кристалізації аморфних гідрооксидів Fe і Al.

У чорноземах на лесових породах також присутні у невеликих кількостях каолініт і хлорит (12–15 %). У значних кількостях їх знаходять у чорноземах на гранітах і пліоценових глинах (Запорізька область). Каолініт тут успадкований від породи, де він утворився протягом тривалого часу при вивітрюванні польових шпатів і слюд, котрі входять до складу гранітів або глин давнього віку. Цей факт підтверджує велике значення породи, віку ґрунту і умов вивітрювання первинних мінералів для утворення вторинних. З інших

мінералів, у мулистих фракціях чорноземів у невеликих кількостях присутні аморфні речовини і кластогенні мінерали, серед яких кварц, калієві польові шпати і плагіоклази.

У глибоко вилугуваних і лесиважних глинисто-ілювіальних чорноземах (опідзолених) завжди спостерігається елювіально-ілювіальний або елювіальний розподіл у профілі мулистої фракції. У типових і звичайних чорноземах профільний розподіл мулу також може бути аналогічний (у перерахунку на безгумусну наважку), але переважають профілі з рівномірним, навіть акумулятивним розподілом мулистої фракції. У чорноземах південних розподіл мулу також елювіально-ілювіальний, але за рахунок розвитку сучасних або реліктових ознак солонцюватості.

Вертикальний розподіл різних підфракцій мулу в чорноземах України і Молдови вказує на глинистий матеріал, за рахунок якого відбувається диференціація профілю за мулом. У глибоко вилугуваних чорноземах збіднення гумусових горизонтів на мул відбувається переважно за рахунок фракції тонких колоїдів (часточки розміром <0,02 мкм). Середні за розміром колоїди (часточки 0,2–0,02 мкм) відзначаються акумулятивним розподілом у профілі з накопиченням у горизонті *H*, а грубі колоїди (часточки 1–0,2 мкм) розподілені по профілю відносно рівномірно. У чорноземах типових і звичайних спостерігаються ті ж закономірності у розподілі окремих підфракцій мулу, але з меншим ступенем збіднення гумусових горизонтів на фракцію тонких колоїдів порівняно з породою [11].

Для чорноземів притаманна єдина закономірність у профільному розподілі окремих груп глинистих мінералів, котра проявляється у різних підтипах чорноземів, що розвинулись на породах різної ґенези і складу. Ця закономірність полягає в тому, що гумусові горизонти (*H* і *Hp*) порівняно з перехідними (*PHk* і *Phk*) та ґрунтотворною породою, завжди містять у складі мулистих фракцій більше ілітових мінералів і менше – лабільних мінералів монтморилонітової групи.

Проблема диференціації глинистих мінералів у чорноземах має географічний та еволюційний вимір. У різних підзонах суббореального поясу і на різних етапах еволюції чорноземів профільна диференціація окремих груп глинистих мінералів здійснювалася під впливом і за участі різних чинників і механізмів. У карбонатних чорноземах, які є молодшими за віком, досить активно розвивається процес оглинювання через механізм подрібнення шаруватих силікатів, що знаходяться у складі грубіших фракцій, до розмірів мулистих часточок. У глибоко вилугуваних глинисто-ілювіальних (опідзолених), у меншій мірі типових міграційно-міцелярних чорноземах, інтенсивно розвивається процес лесиважу. Він доповнюється кислотним гідролізом і ферозізом при сезонному оглеєнні ґрунтів, а також деградаційними змінами ілітів у більш низькозар'ядні мінерали монтморилонітової групи. У сучасних глибоко вилугуваних глинисто-ілювіальних (опідзолених) чорноземах ознаки руйнування (присипка SiO_2), винесення і деградаційні зміни глинистих мінералів у багатьох випадках є реліктовими, що успадковані від попередніх стадій ґрунтоутворення, коли території, що зайняті зараз цими ґрунтами, знаходились під лісовою рослинністю.

Органічні речовини чорноземів утворюють із сесквіоксидами і глинистими мінералами міцні адгезійні комплексні сполуки. З цієї причини гумус міцно склеює мінеральні часточки у структурні агрегати [10]. Однак гумус не входить у міжпакетний простір монтморилоніту, а залишається на його поверхні.

У профілі більшості підтипів чорноземів, окрім глибоко вилугуваних відмін, присутні також мінерали-солі, переважно у формі кальциту і магнезиту. У засолених і солонцюватих відмінах у якості домішку, в дрібноземі розсіяні кристали галіту і мірабіліту. Зазвичай гіпс знаходиться поза межами ґрунтового профілю, переважно на глибині 2–3 м, маркуючи максимальну глибину промочування ґрунту.

12. 2. 4. Каштаноземи

На південь від зони чорноземів поширена зона сухих степів з каштаноземами у ґрунтовому покриві. Вони часто утворюють комплекси з солонцями і солонцюватими ґрунтами. Ґрунтотворними породами є лесоподібні породи важкосуглинкового або глинистого гранулометричного складу. Подібність ґенези каштаноземів до чорноземів характеризує значну подібність мінералогічного складу високодисперсних фракцій між цими ґрунтами.

У каштаноземах переважає іліт-монтморилонітова асоціація мінералів, а на елювії гранітів – каолініт-ілітова. У мулистій фракції каштаноземів темних міститься головно монтморилонітовий компонент. Разом з ілітом вони утворюють змішаношаруваті структури з поперемінним домінуванням монтморилонітових чи ілітових пакетів. У каштаноземах Присивашшя і північного Криму в складі змішаношаруватих мінералів переважають ілітові пакети. Через присутність підвищеної кількості карбонатів у каштаноземах, процес утворення глинистих мінералів тут затримується на гідрослюдистій (ілітовій) стадії. Внаслідок цього, в каштаноземах немає виразного домінування пакетів монтморилоніту над ілітовими пакетами у складі змішаношаруватих структур.

З інших мінералів, у мулистій фракції каштаноземів присутні у невеликих кількостях кластогенні мінерали (кварц, К-польові шпати, плагіоклази), мінерали сесквіоксидів Fe і Al (гібсит, гетит) і аморфні речовини.

Оскільки каштаноземи розвиваються в умовах засушливого клімату і непромивного водного режиму, розподіл високодисперсних мінералів по профілю зазвичай рівномірний. При розвитку солонцюватості спостерігається помітне переміщення мулистих фракцій зверху вниз (лесиваж).

Кліматичні причини й особливості геології території півдня Руської рівнини стали причиною активізації процесів засолення каштаноземів. У межах ґрунтового профілю присутні у значній кількості мінерали-солі, серед яких домінують кальцит і магнезит. Горизонт гіпсу часто фіксує глибину

максимального промочування ґрунту. В умовах активізації засолення у профілі каштаноземів можуть акумулюватись солі натрію у формі галіту чи мірабіліту.

12. 2. 5. Сіроземи, такири і сіро-бурі ґрунти

За відсутності біокліматичних умов для їхнього утворення, в Україні такі ґрунти не зустрічаються. Найближче до наших земель вони поширені у напівпустелях і пустелях Центральної Азії. Ґрунтотворними породами для цих ґрунтів є леси і лесоподібні суглинки, а також алювіальні і делювіальні відклади, зрідка елювій корінних порід.

У ґрунтах напівпустельної і пустельної зон із високодисперсних мінералів переважають іліти, мінерали монтморилонітової групи, хлорит, вермикуліт, інколи палигорськіт і аморфні речовини. У верхніх горизонтах часто переважають іліти, а в більш глибоких спостерігається деяке збільшення вмісту монтморилоніту. Ці два мінерали зазвичай присутні в асоціації, тобто у формі чергування пакетів змішаношаруватих структур. Монтморилоніт, як більш високодисперсний мінерал вимивається з горішніх горизонтів. Не виключено, що на певній глибині відбувається монтморилонітизація in situ. У якості незначного домішку інколи присутні мінерали сесквіоксилів Fe і Al, а також високодисперсний кварц.

Домінування ілітів у складі мулистих фракцій викликане тим, що в умовах сухого клімату трансформація первинних мінералів у вторинні не доходить до утворення мінералів, що притаманні зрілим стадіям (каолініт, гібсит, гетит). Непромивний режим, лужна реакція середовища і наявність карбонатів не сприяють руйнуванню ілітів і вимиванню основ. Тому серед сіроземів і сіро-бурих ґрунтів, які навіть сформувались на давніх породах (елювій гранітів), каолініту дуже мало. У зрошуваних умовах руйнування гідрослюд (ілітів) з утворенням монтморилоніту прискорюється. За таких обставин у змішаношаруватих структурах часто переважають пакети

монтморилоніту. Каолінт у ґрунтах сухої зони здебільшого відсутній або зустрічається у незначних кількостях.

У сіро-бурих ґрунтах монтморилоніт, іліти й аморфні речовини за незначного вмісту гумусу і в умовах сухого клімату сприяють утворенню ґрунтової кірки. Для всіх ґрунтів напівпустельної і пустельної зон характерна присутність карбонатів (кальцит, магнезит), гіпсу і мінералів водорозчинних солей (галіт, мірабіліт). На динаміку солей великий вплив мають рослини.

12. 2. 6. Солонці і солонцюваті ґрунти

Солонці і солонцюваті ґрунти становлять велику групу солонцевих ґрунтів, що утворились унаслідок розвитку солонцевого процесу. *Солонцевий процес* – це комплекс взаємозв'язаних явищ при ґрунтоутворенні, зумовлений відповідним поєднанням кількості обмінного натрію у ґрунтово-вбирному комплексі (ҐВК) і загальною концентрацією та складом солей у ґрунтовому розчині. З часом, розвиток цього комплексу явищ призводить до формування специфічного ґрунтового профілю, який характеризується вертикальною текстурною диференціацією по елювіально-ілювіальному типу.

Комплекс явищ утворення солонцевих ґрунтів відбувається через механізм декількох мікропроцесів: 1) пептизації мулу і колоїдів; 2) високої розчинності гумусових речовин; 3) високої лужності ґрунтового розчину, викликаної наявністю або утворенням соди; 4) трансформації і руйнування мінералів і гумусових речовин у лужному середовищі (лужний гідроліз); 5) перемішенні пептизованих мулистих і колоїдних часток, а також розчиненні гумусових речовин. У результаті послідовного розвитку цих мікропроцесів формуються специфічні властивості ґрунтів: висока пластичність, липкість, набухання, деградація структури, вкрай низька водопроникність у вологому стані, сильне ущільнення ґрунту з утворенням призматичних, стовпчастих або брилистих агрегатів високої механічної міцності.

Солонцеві ґрунти поширені у степовій, сухо-степовій, напівпустельній і пустельній зонах у комплексі з чорноземами, каштаноземами і сіроземами. Сформувались солонцеві ґрунти на тих самих породах, що й зональні ґрунти. Важливою особливістю солонцевих ґрунтів є вміст у їхньому ҐВК обмінного Na^+, який викликає розвиток супердисперсності лабільних шаруватих силікатів, пептизацію колоїдів, вимивання їх з поверхневого шару і навіть руйнування вбирного комплексу. У випадку високої інтенсивності розвитку таких процесів відбувається еволюція солонцевих ґрунтів у солоді й осолоділі ґрунти. Солонці у вбирному комплексі містять більше 15 % обмінного Na^+, а солонцюваті відміни: сильно- (15–10 %), середньо- (10–5 %) і слабосолонцюваті – 5–3 %.

Солонцеві ґрунти в горизонтах глибше *НЕ* або орного шару містять мінерали-солі, серед яких карбонати, гіпс, інколи й легководорозчинні солі, такі як галіт і мірабіліт. Відсутність солей у гумусовому чи орному шарі створює умови для переміщення високодисперсних мінералів і нерівномірного їхнього розподілу по профілю. Верхній корковий горизонт, зазвичай збіднений на вторинні мінерали порівняно із більш глибоким солонцевим чи солонцюватим. Вимивання вторинних мінералів призводить до відносного збагачення коркового горизонту первинними мінералами, зокрема кварцом, який надає ґрунту білувате забарвлення. Крім кварцу, тут присутній незначний домішок аморфного кремнезему за рахунок фітолітарій – кремнієвих утворень, що сформувались у клітинах рослин. Білувата присипка SiO_2 в солонцях головно спричинена кварцом, а не аморфним кремнеземом. Присутність вбирного натрію, кремнезему і карбонатів на фоні зруйнованої і розпиленої структури є причиною утворення щільної поверхневої кірки.

Найчастіше солонцям притаманний елювіально-ілювіальний тип профільного розподілу мулистої фракції. Тільки в окремих ґрунтах цей розподіл є елювіальним. Зниження вмісту мулистої фракції в елювіальних горизонтах відбувається за рахунок колоїдної фракції, аж до її повного

зникнення. Передколоїдна фракція також диференційована по профілю, але менше, ніж колоїдна.

Вниз по профілю у складі тонкодисперсних фракцій зменшується кількість ілітових мінералів і збільшується кількість лабільних силікатів. Ця закономірність має загальне поширення серед солонців усіх природних регіонів. Накопичення ілітів у верхніх горизонтах солонців зумовлене процесами ілітизації, а накопичення алофаноїдів –процесами руйнування Mg-вмісних мінералів групи хлориту і монтморилоніту. Великі втрати монтморилонітових мінералів серед мулистої фракції верхніх горизонтів є наслідками їхнього руйнування при лужному гідролізі і винесення продуктів руйнування вниз по профілю. Важливим чинником руйнування монтморилоніту у профілі солонців при лужному гідролізі є стан у якому цей мінерал перебуває – супердисперсність.

Мінералогічний склад ґрунтових колоїдів і мулу в солонцях і солонцюватих ґрунтах зазвичай успадкований від породи і ґрунтів, із яких вони утворились. Сучасний солонцевий процес відображається на перерозподілі цих мінералів по профілю, з частковим їхнім розпиленням і руйнуванням.

Мулиста фракція солонцевого ґрунту на четвертинних відкладах переважно складається з монтморилоніт-ілітової асоціації мінералів з домішкою вермикуліту й аморфних речовин. Наявність вермикуліту вказує на те, що у складі цієї асоціації у значній кількості присутні монтморилоніт-ілітові та іліт-вермикулітові змішаношаруваті структури.

У солонцевих ґрунтах на пліоценовій глині, крім того, присутні, інколи у великих кількостях, мінерали каолінітової групи. Останні успадковані від породи й утворились у ній внаслідок тривалого вивітрювання первинних мінералів у субтропічних умовах дочетвертинного часу. Загострена форма кривих нагрівання при 515–550° і 920–945°C, а також відображення 7,1Å на рентгенограмах мулистих фракцій підтверджують наявність домішку каолінітових мінералів. Насправді, у більшості зразків солонцевих ґрунтів

каолініту є небагато. Про значний вміст ілітів свідчить вміст калію у мулистих фракціях 2–4 %. ЄКО мулистих фракцій досить висока, більша ніж в ілітів, але менша, ніж у монтморилоніту, що підтверджує присутність у складі високодисперсних фракцій змішаношаруватих структур. Останній висновок також ґрунтується на широкому співвідношенні SiO_2 : R_2O_3 в мулистій фракції.

З інших мінералів у мулистих фракціях зустрічається невелика кількість кварцу, а у верхніх горизонтах інколи незначна кількість гетиту і гібситу. Обидва мінерали сформувались з аморфних гідрооксидів Fe і Al, які могли бути принесені з розчинами або вивільнитись із мінералів на місці у результаті їхнього руйнування.

12. 2. 7. Солоді

Ці ґрунти представляють собою складний еволюційний ряд ґрунтів по перетворенню солончаків, через проміжну стадію солонця, у кінцевий еволюційний продукт ґрунтоутворення – солодь. Солоді і осолоділі ґрунти формуються у лісостеповій, степопій і сухостеповій зонах. Вони приурочені до плоских безстічних мезопонижень рельєфу, які у степовій зоні України називаються подами. Площа подів вимірюється десятками і сотнями гектарів, а глибина – першими метрами (найбільший в Україні Асканійський под має площу 30,0 тис га, а відносне перевищення висот не перевищує 1 м). У період весняного сніготанення поди зазвичай надовго заливаються талими водами. У ґрунтовому покриві навколишніх підвищених рівнин поширені чорноземи, каштаноземи або солонцеві ґрунти.

Солоді, як і солонці, є виразно текстурно-диференційованими ґрунтами з будовою профілю по елювіально-ілювіальному типу. Вміст мулистої фракції в елювіальному (осолоділому) горизонті солодей значно нижчий, а в ілювіальному – вищий, порівняно з породою. В ілювіальних горизонтах солодей наявні багато глинистих кутан ілювіювання. В осолоділих горизонтах спостерігається відносне накопичення аморфної кремнекислоти SiO_2, яка має

біологічне походження і представлена панцирами діатомових водоростей і фітолітаріями.

Оскільки солоді формуються у великих степових подах, то їхня ґенеза виразно пов'язана з розвитком періодичного перезволоження прісними водами від сніготанення. Розвиток перезволоження з наступним оглеєнням в умовах застійно-промивного водного режиму підкреслюють, що процес осолодіння є однією з форм глеєутворення. З цієї самої причини на ґрунтових картах України ці ґрунти показані як глеє-солоді. Окисно-відновні процеси призводять до мобілізації і сегрегації сполук Fe і утворення в елювіальних горизонтах солодей численних морфологічно добре оформлених Fe-Mn конкрецій.

Мінералогічний склад мулистої фракції виразно диференційований по профілю солодей. На фоні елювіально-ілювіального розподілу мулистої фракції у профілі солодей в складі мулу спостерігається виразне накопичення ілітів у верхніх горизонтах – як наслідок процесу ілітизації. Підвищені концентрації калію у талих водах подів сприяють розвитку цього процесу. Верхні горизонти солодей характеризуються також зниженим вмістом хлоритів за рахунок їхнього руйнування до алофаноїдів і значної звітреності мінералів, що містять залізо. Вниз по профілю відбувається поступове збільшення вмісту лабільних мінералів і хлоритів.

Профільна диференціація мінералогічного складу мулу проявляється в змінах по профілю валового хімічного складу. Синхронно зі зменшенням з глибиною кількості ілітів знижується валовий вміст K_2O. Натомість, збільшення з глибиною кількості хлоритів супроводжується підвищенням кількості MgO і Fe_2O_3 у валовому складі мулистої фракції.

Оскільки солоді є закономірною стадією еволюції солонців, то характерною особливістю їхнього профілю є наявність ознак супердисперсності лабільних мінералів, що проявляється у збільшенні міжплощинних відстаней до значень >1,5 нм на дифрактограмах.

Диференціація вмісту і складу глинистого матеріалу в солодях є наслідками декількох груп процесів, які можуть розвиватись одночасно або послідовно. Збіднення верхніх горизонтів на мулисту і колоїдну фракції у поєднанні з глинистими кутанами ілювіювання в горизонті *Itm* є виразними ознаками процесу лесиважу. Пептизація глинистого матеріалу може бути результатом сучасної або давньої солонцюватості і сучасного розвитку елювіально-глейового процесу. Низхідне переміщення глинистого матеріалу в процесі лесиважу може супроводжуватись або не супроводжується переважним накопиченням монтморилонітових мінералів в ілювіальних горизонтах. Негативний баланс лабільних мінералів монтморилонітової групи і хлоритів, з одночасним накопиченням у верхніх горизонтах солодей аморфної SiO_2, є діагностичною ознакою руйнування глинистого матеріалу. Збагачення профілю солодей ілітовими мінералами у складі мулистої фракції також може бути результатом оглинювання in situ через механізм фізичного подрібнення ілітів у складі грубих фракцій. Головним механізмом накопичення ілітів у солодях є процес ілітизації шаруватих силікатів.

12. 2. 8. Буроземи

Буроземи займають величезні площі в Європі. В Україні вони поширені переважно у Карпатській геосинклінальній області, зокрема на Передкарпатті і Закарпатті, а також у гірському Криму. Приурочені ці ґрунти до помірного вологого і теплого клімату з горбисто-гірським рельєфом, хоча зустрічаються також на рівнинах. Типовою рослинністю для буроземів є букові широколистяні і широколистяно-хвойні ліси.

Ґрунтотворні породи, на котрих формуються буроземи, досить різноманітні за хімічним і гранулометричним складом, віком і походженням. У середньогір'ї Карпат ці ґрунти сформувались на палеогеновому дрібно- і середньоритмічному карпатському фліші (чергування пісковиків, аргелітів і алевролітів). Обабіч складчастого гірського масиву Карпат, на

Передкарпатській височині і в Закарпатській низовині, ґрунтотворною породою є пухкі продукти руйнування флішу – делювіальні й алювіальні відклади. На високих яйлах Кримських гір ґрунтотворними породами виступають переважно карбонатні породи – вапняки і карбонатні пісковики мезозою. Буроземів на вивержених породах (лаколітах) у Карпатах і в Криму дуже мало.

Усе це різноманіття порід відображається на складі високодисперсних мінералів. Значну роль у формуванні цих мінералів відіграють біокліматичні умови. Особливості ґрунтотворних порід буроземів (висока скелетність, багатство мінерального складу), збагаченість листяного опаду зольними елементами (основами), промивний тип водного режиму, на фоні помірно теплого і вологого клімату створюють специфічні умови для розвитку ґрунтотворних процесів, що характерні для рівнин Західної і Центральної Європи. Ґрунтоутворення на буроземах має таку особливість, що мінеральна частина ґрунту ніби функціонує дещо в іншому режимі ніж рідка фаза цього ж ґрунту [8]. На відміну від кислого складу мінеральної речовини, у профілі буроземів циркулюють розчини, що насичені кальцій-бікарбонатом $Ca(HCO_3)_2$. У результаті цього реакція ґрунтового розчину стає слабокислою або нейтральною. З цієї ж причини блокується розвиток процесів руйнування первинних і вторинних мінералів, що відображається на складі високодисперсних мінералів.

У мулистих фракціях буроземів зустрічаються різні високодисперсні мінерали, особливо мінерали каолінітової групи ґрунтів, що сформувались на вивержених породах. Крім каолініту, в них часто присутні мінерали монтморилонітової і гідрослюдистої (ілітової) груп у вигляді змішаношаруватих утворень, аморфні речовини, у невеликій кількості гетит і гібсит. Різноманіття мінералогічного складу відображається на хімічному складі. У ґрунтах на вивержених породах мінерали каолінітової групи або переважають, або присутні у значній кількості. Каолініт у буроземах переважно успадкований від породи. В сучасних геохімічних умовах буроземів

(відсутність десилікації, багато основ) немає передумов для синтезу каолініту. У більшості розрізів буроземів каолініт відсутній, а переважають іліти і монтморилоніт, переважно у формі змішаношаруватих структур.

Буроземи на елювії вивержених порід мають деяку схожість у складі високодисперсних мінералів із жовтоземами, але відрізняються від останніх великим різноманіттям мінеральних видів, що пояснюється більш інтенсивним характером біокліматичних умов і ґрунтотворними породами.

Каолініт трапляється в буроземах, що сформувались на осадових породах, особливо на тих, що мають легкий гранулометричний склад. Промивний режим цих ґрунтів сприяє десилікації і видаленню основ, що створює хороші умови для утворення каолініту. Однак у більшості буроземів на осадових породах переважають мінерали монтморилонітової і гідрослюдистої (ілітової) груп, а також присутні у невеликих кількостях гетит і гібсит, значна кількість аморфних речовин, а також кварц.

12. 2. 9. Жовтоземи

В Україні немає жовтоземів. Найближчі до наших земель ареали жовтоземів приурочені до Ленкоранської низовини (Азербайджан), що на Кавказі. За мінералогічним складом високодисперсних фракцій буроземи мають деяку схожість з жовтоземами і червоноземами. Можливо тому, в окремих наукових публікаціях згадуються жовтоземи на Закарпатті, але цей факт не варифікований [2]. Високодисперсні мінерали жовтоземів досліджені недостатньо. На Чорноморському узбережжі Кавказу жовтоземи сформувались на сланцях різного гранулометричного складу. На вивержених породах жовтоземи не виявлені.

У високодисперсних фракціях жовтоземів завжди зустрічаються мінерали каолінітової групи, але у меншій кількості, ніж у червоноземах. Присутні також мінерали монтморилонітової і гідрослюдистої груп, які між собою утворюють

змішаношаруваті мінерали. У якості невеликого домішку в жостожемах інколи присутні мінерали сесквіоксидів Fe і Al, аморфні речовини і небагато кварцу.

Виявленим асоціаціям мінералів відповідають дані хімічних і фізико-хімічних аналізів. Співвідношення SiO_2 : R_2O_3 у мулистій фракції жовтоземів близьке до 2, тобто трішки більше, ніж у каолініту.

Якщо порівняти кількість каолініту в ґрунтах вологих субтропіків і тропіків, тоді спостерігається закономірне збільшення мінералів каолінітової групи в ряду: жовтоземи < червоноземи < латерити. Звідси випливає, що у міру збільшення тепла та опадів зростає вміст каолініту в ґрунтах. Одночасно зменшується вміст гідрослюд і монтморилоніту, а також первинних мінералів (польових шпатів, слюд тощо). Єдиний мінерал, котрий зазнає мінімальних змін, є кварц, як найстійкіший проти руйнування.

12. 2. 10. Червоноземи і латерити

Подібні до червоноземів ґрунти в Україні формувались тільки у середньому пліоцені (севастопольський педокомплекс). У сучасній географічній оболонці червоноземи поширені в зоні вологих субтропіків, а латерити – вологих тропіків. Найближчі до українських земель території з червоноземами у ґрунтовому покриві приурочені до південно-східного побережжя Чорного моря (південніше Сухумі). Латеритні ґрунти поширені в Африці, а також у Південно-Східній і Південній Азії.

Жаркий і вологий кліматичний пояс здебільшого приурочений до давніх геологічних структур (палеозойських платформ) на Землі. Червоноземи і латерити розвиваються на різних породах, але здебільшого на елювії давніх вивержених порід: гранітів, базальтів, андезито-базальтів, зрідка на стрічкових глинах і галечниках. На четвертинних глинах вони поширені у Китаї.

Унаслідок давності порід, на котрих сформувались червоноземи і латерити, теплого вологого клімату, промивного водного режиму ґрунтів, кислої реакції, швидкої мінералізації рослинних залишків, інтенсивної

мікробіологічної діяльності, в цих ґрунтах первинні мінерали сильно зруйновані та перетворені на вторинні. У таких умовах найстійкішими є квард і деякі польові шпати.

З вторинних мінералів у червоноземах і латеритах майже завжди присутні у великих кількостях мінерали каолінітової групи (зазвичай каолініт, менше – галуазит), а також практично завжди гетит і гібсит. Такий вузький спектр цієї асоціації високодисперсних мінералів – типова риса для цих ґрунтів. Залежно від породи, віку і біокліматичних умов кількість мінералів із вказаної асоціації, а також співвідношення між первинними і вторинними мінералами, коливаються у різних межах. Наприклад, латерити в умовах інтенсивного вивітрювання містять більше мінералів каолінітової групи, ніж червоноземи на цих породах. Гетиту більше у тих ґрунтах, котрі містили у вихідній породі багато темнозабарвлених слюд, піроксенів, хлоритів. Оскільки базальти вивітрюються легше і швидше за граніти, то в ґрунтах на елювії базальтів більше мінералів каолінітової групи.

Утворення вторинних мінералів у ґрунтах вологих субтропіків і тропіків супроводжується десилікацією (вимиванням) кремнезему з продуктів руйнування силікатів. Каолініт майже не містить основ, тому в мулистій фракції червоноземів і латеритів мало калію, кальцію і магнію. Дещо більше основ у ґрунтах на гранітах. Тільки кварц руйнується повільно. Втрата кремнезему неминуче призводить до відносного збагачення ґрунту сесквіоксидами Fe і Al. Наявність у теперішніх лізиметричних водах кремнезему свідчить про розвиток процесів руйнування мінералів у сучасних умовах.

Для червоноземів і латеритних ґрунтів характерний вузький спектр вторинних мінералів. Серед них є значна кількість мінералів каолінітової групи, гетиту і гібситу. Всі ці мінерали входять до асоціації мінералів, що властиві останній стадії руйнування первинних мінералів. Високодисперсні мінерали у

червоноземах і латеритах, безперечно, є успадковані від кори вивітрювання і тільки частково утворюються в теперішній час із первинних мінералів.

Розділ 13.

Методи дослідження глинистих мінералів ґрунтів

У мінералогії ґрунтів використовують широкий спектр інструментальних і хімічних методів. Дослідження і діагностика глинистих мінералів головно проводиться трьома групами інструментальних методів: термічний аналіз, рентгенівський фазовий аналіз, електронно-мікроскопічний аналіз. Додатково використовують методи мікродифракції і Месбауерівську спектроскопію.

Для підтвердження результатів, отриманих інструментальними методами, виконують певні хімічні визначення. В деяких випадках бажано також визначати вміст гумусу, валовий хімічний склад дрібнозему і мулистої фракції, максимальну гігроскопічність, конституційну воду і ємність вбирання катіонів. Усі ці непрямі аналізи мають не тільки самостійне значення, але й допомагають правильно інтерпретувати дані мінералогічного аналізу.

Не завжди доцільно застосовувати весь інструментарій методів. Наприклад, для виявлення крупнозернистого кварцу достатньо оглянути об’єкт під мікроскопом і визначити показник переломлення світла. Для визначення присутності високодисперсного кварцу досить отримати рентгенограму. Для визначення гетиту в ґрунті доцільно застосувати термічний метод і розчинне у витяжках залізо.

Якщо метою дослідження є визначення мінералогічного складу мулистої фракції, виявлення переважаючих глинистих мінералів і кількісна оцінка вмісту цих мінералів у мулі, тоді насамперед використовують результати рентгенівського фазового аналізу, деякі хімічні визначення (валовий аналіз), а в окремих випадках – дані термічного аналізу. Термічний і рентгенографічний методи дослідження мінералогічного складу тонкодисперсних фракцій є основними.

Термічний аналіз –один із найдавніших методів мінералогії, крім хімічних. Він не тільки ефективний, але й відносно простий і надійний, виконується досить швидко і з великою об’єктивністю.

Основним і сучасним методом дослідження мінералогії глинистої речовини є рентгенографічний або рентгендифрактометричний метод. Для ідентифікації відображень і розшифрування рентгенограм досліджувані зразки піддають рентгенозйомці після приготування орієнтованих препаратів, до і після їх насичення етиленгліколем або гліцерином, а також до і після обробки різними реагентами. Рентгенографічний метод оснований на використанні даних про кристалічну структуру речовини, тому використовується для вивчення мінералогічного складу колоїдних і мулистих фракцій ґрунтів.

Якщо потрібно визначити повний мінералогічний склад ґрунту або його тонкодисперсної фракції, тоді необхідна досить складна і тривала підготовка і найперше відокремлення мулистої фракції розміром <1 мкм (0,001 мм) від крупної фракції розміром >1 мкм.

Відокремлення мулистої фракції від крупної необхідно проводити цілеспрямовано. По-перше, ця необхідність полягає у тому, що крупна фракція вивчається імерсійним методом, а мулиста – рентгенографічним, термічним і електронно-мікроскопічним. Для рентгенографічного і термічного аналізів потрібно брати фракіцю <1 мкм (0,001 мм), або <2 мкм (0,002 мм), як це прийнято в певних зарубіжних дослідженнях.

Доцільність відокремлення фракції диктується тим, що в ній міститься мало кварцу та інших первинних мінералів, які перешкоджають діагностиці вторирінних, особливо глинистих мінералів вище названими методами. Крім того, в Україні при визначенні гранулометричного аналізу прийнято виділяти фракцію розміром <0,001 мм, що дає можливість пов’язувати ці дані з мінералогічними дослідженнями. Більш оптимально при мінералогічних дослідженнях розділяти мулисту фракцію на дві підфракції: колоїдну (0,0002–0,0003 мм) і передколоїдну фракцію або грубого мулу (<0,001 мм). Потрібно пам’ятати, що глинисті мінерали містяться в обох підфракціях, тому вагомої необхідності в роздільному визначенні мінералогічного складу глинистих мінералів немає.

Відділення мулистої фракції від грубих фракцій необхідне також для того, щоб звільнити останні від плівок вторинних мінералів, які перешкоджають визначенню мінерального складу грубих часток (розміром >0,001, або >0,005 чи навіть >0,01 мм) імерсійним методом, які замасковані цими плівками. Важливо максимально відокремити тонкодисперсні часточки від грубих фракцій.

Методика і техніка підготовки ґрунтів до мінералогічного аналізу представляє собою поєднання хімічного обробітку ґрунтів з механічним впливом, щось подібне з підготовкою ґрунтів до гранулометричного аналізу. Головне завдання підготовки ґрунту до мінералогічного аналізу полягає у пептизації тонкодисперсних часточок і створенні умов для поділу ґрунту на окремі фракції.

13. 1. Методика і техніка підготовки ґрунтів і відмучування різних фракцій

Ґрунти представляють собою полідисперсні та полімінеральні системи, які складаються з часточок різного розміру і з декількох мінералів. Крім того, вони містять у своєму складі органічні і мінеральні аморфні речовини (SiO_2, R_2O_3, алофани), часто розчинні і малорозчинні солі.

Щоб отримати виразні рентгендифрактограми мулистої і колоїдної фракцій рекомендується видалити зі зразків гумус, карбонати і мінеральні аморфні речовини (несилікатні сесквіоксиди і кремнезем), котрі можуть перешкоджати дослідженню вторинних, особливо глинистих мінералів, інструментальними методами [4]. Тобто, дослідження виконують переважно на безгумусну і безкарбонатну наважку. Оскільки аморфні сесквіоксиди є важливими компонентами ґрунтів і впливають на родючість, тому ці речовини необхідно визначати хімічними методами.

Видалення гумусу. Для видалення гумусу достатньо 0,5–1,0 г зразка обробити у фарфоровій чашці 30 %-им розчином водню пероксиду H_2O_2. Гумус

видаляють зі зразка також перед термічним аналізом. Втрату ваги зразка потрібно врахувати при відборі проби. Для термоаналізу наважка має бути близько 0,3–0,5 г. Після дворазового обробітку зразка перигідролем, зразок залишають на водяній бані на 2–3 години для завершення реакції окислення гумусу. Коли зразок посвітліє, його висушують на бані або батареї, потім розтирають і піддають подальшому обробітку. Якщо гумусу в зразку дуже мало або він зовсім відсутній, то операцію з його видалення проводити недоцільно, оскільки внесення окислювача може змінити властивості зразка.

Видалення карбонатів, аморфних сесквіоксидів і кремнезему. Після видалення гумусу необхідно із цього самого зразка видалити карбонати й аморфні сесквіоксиди. Карбонати видаляються додаванням до зразка хлоридної кислоти HCl, а для видалення сесквіоксидів застосовують реактиви Тамма або Міра і Джексона, які дають подібні результати (якщо немає відповідних реактивів, можна застосувати метод Тамма) [30].

До зразка (0,5–1,0 г) додають 40 мл 0,5 М розчину лимоннокислого натрію і 5 мл 1 М розчину натрій бікарбонату. Суміш нагрівають у колбі на бані до 80°С і до неї додають 0,5 г натрію гідросульфіту $Na_2S_2O_4$. Після перемішування протягом 1 хв суміш ставлять на кип'ячу баню на 14 хв. За цей час сесквіоксиди переходять у розчинну форму (забарвлення змінюється з іржавого на синє), тоді їх потрібно відділити шляхом центрифугування. Для цього суміш поміщають у пробірку і ставлять на 5 хв у центрифугу зі швидкістю обертання 4–6 тис об/хв. Після центрифугування рідину над осадом зразка зливають і додають другу порцію суміші реактивів для повторного видалення сесквіоксидів. Потім осад звільняють від надлишку реактиву дворазовим промиванням дистильованою водою у тій самій пробірці. Кожен раз осад збовтують і центрифугують протягом 10–14 хв.

Відразу за видаленням сесквіоксидів доцільно видалити аморфний кремнезем. Для цього до зразка, перенесеного у колбу, добавляють 100 мл 0,5 М їдкого натрію NaOH, кип'ятять 2–3 хв, охолоджують і на центрифузі

відділяють розчин від зразка. Зразок двічі промивають дистильованою водою, використовуючи цю ж центрифугу. Якщо аморфного кремнезему мало, тоді його можна не видаляти.

Зразок, котрий позбавлений від аморфних кремнезему і сесквіоксидів, насичують магнієм. Така процедура дуже важлива для діагностики монтморилоніту і вермикуліту. При насиченні магнієм і етиленгліколем d_{001} монтморилоніту дорівнює 17,8Å, а вермикуліту 14,5Å. Насичення магнієм проводять, додаючи до зразка 1 М розчин магній хлориду $MgCl_2$. Зразок збовтують з розчином, поміщають у пробірку, після 12 год на центрифузі відділяють розчин від осаду. Потім розчин з допомогою цієї ж центрифуги двічі відмивають дистильованою водою від магній хлориду, висушують на бані або батареї, розтирають і приступають до рентгенівського фазового аналізу. Інколи приходиться насичувати зразок іншими катіонами, наприклад Na.

Залежно від того, на якому рентген-дифрактометрі передбачається виконувати аналіз, зразки у подальшому готують різними способами.

Найчастіше зразки ґрунтів піддаються аналізуванню на рентгенівському дифрактометрі з наступним вивченням їх під скануючим електронним мікроскопом та дослідженням хімічного складу з метою ілюстрації структури порід і морфології мінералів. Зразки розділяють на чотири частини, а потім половину кожного зразка для його повної пептизації піддають стандартній процедурі хімічної обробки, яка включає: 1) видалення карбонатів, сульфатів і двовалентних обмінних катіонів при застосуванні ацетатного буфера; 2) окислення органічної речовини ґрунту з використанням суміші пероксиду Гідрогену з оцтовим буферним розчином; 3) насичення іонами Na^+.

У подальшому зразки піддаються діалізу, висушуванню і з низх виготовляють седиментаційні орієнтовані препарати з поверхневою щільністю ~ 5 mg/cm^2. У такий спосіб приготовані препарати піддають рентген-дифракційному аналізу з використанням дифрактометра PHILIPSX’PertAPD (з генератором PW 1870 і вертикальним гоніометром PW 3020). Застосовують

CuKά-випромінювання монохроматизоване монохроматором графіту зі зміщеним (викривленим) кристалом. Аналізи виконують (отримують небазальні відображення-рефлекси) в області кутів 2º–52º 2Θ зі швидкістю 0,02º/1s, при наростаючій напрузі 40 кV і силі струму 30 мА. Орієнтовані препарати піддають аналізуванню в повітряно-сухих умовах (Na_{air}) і після насичення парами етиленгліколю (EG-sat). Графічний аналіз дифрактограм часто проводять з використанням програмного забезпечення фірми Philips, а також програми ClayLab.

Перед рентгенструктурним аналізом відповідно готують ґрунт, відділяючи у ньому мулисті часточки від грубих фракцій шляхом відмучування різних фракцій [4]. Техніка виконання підготовки ґрунту до мінералогічного аналізу проводиться у декілька етапів.

1. Найперше зразок перевіряють на наявність у ньому карбонатів, гіпсу і розчинних солей. Карбонати виявляють шляхом обробітку зразка ґрунту 1 М розчином хлоридної кислоти. Шипіння (виділення CO_2) вказує на присутність у ґрунті карбонатів. Потрібно пам’ятати, що на холоді не всі карбонати реагують з кислотою. Тому дослідження виконують спочатку на холоді, а якщо шипіння немає, то при нагріванні зразка на водяній бані. Присутність сульфатів, у тому числі гіпсу, можна виявити за допомогою барій хлориду $BaCl_2$, після якого з’являється нерозчинний осад сірчанокислого барію у солянокислому середовищі.

2. Якщо карбонати або гіпс виявлені, тоді їх потрібно зруйнувати спочатку 1 М хлоридною кислотою HCl, а потім більш слабкою кислотою – 0,1 М HCl.

Руйнування карбонатів і розчинення гіпсу потрібно проводити у широкій фарфоровій чашці (діаметр 12–15 см) або у великому стакані. Якщо реакція кислоти з карбонатами буде проявлятись дуже бурхливо, тоді варто її ослабити, додаючи воду. Після руйнування карбонатів і гіпсу, залишки хлоридної кислоти й утворені з нею солі потрібно відмити 5–6 разів дистильованою водою шляхом

декантації. Не слід досягати повного відмивання, інакше можна втратити значну кількість високодисперсних часточок. Як тільки ґрунт почне пептизуватись, відмивання залишку кислоти і солей можна припинити, а надалі робити так, як сказано у § 4 і 5.

Для руйнування карбонатів обробіток зразка кислотою неминучий, оскільки карбонати заважають рентгенографічному, частково й термічному аналізам. Експериментально доведено, що при тривалому промиванні зразків ґрунту 1 М HCl кислота розчиняє мінеральну частину не більше ніж на 0,5–1,0 %, що значно менше від неминучих втрат і чутливості мінералогічних методів. Тільки в окремих випадках, наприклад при дослідженні мобільних форм сесквіоксидів, або при послідовному вивченні поверхневих властивостей колоїдів, доцільно уникати застосування кислоти. Тим більше це недоцільно робити, оскільки повного виділення колоїдів або мулу з ґрунту досягнути неможливо.

3. Величина наважки зразка залежить від вмісту у ній фракції розміром <0,001 мм. Суглинистий ґрунт потрібно брати вагою 50 г, для того щоб одержати не менше 10 г фракції <0,001 мм: 3 г на термічний аналіз, 0,1 г на рентгенографічний, 3 г на валовий хімічний аналіз, включаючи визначення калію і натрію, 1–2 г на визначення ємкості катіонного обміну фракції <0,001 мм, 0,1–0,3 г на електронно-мікроскопічні дослідження, 0,5–1,0 г на визначення максимальної гігроскопічності, 1,0 г на визначення вмісту гумусу. Всі ці розрахунки стосуються оптимальної програми дослідження. Якщо плануються не всі види аналізів, тоді немає необхідності брати 50 г наважки. Якщо ж планується досліджувати не тільки передколоїдну фракцію (грубий мул), але й колоїдну, тоді наважку слід збільшити.

4. Після видалення карбонатів кожен зразок за допомогою дистильованої води переносять у батарейні стакани або вегетаційний скляний посуд ємністю 1,0–2,0 л. Рекомендується брати стакани висотою близько 20 см, шириною 10–12 см, які для лаконічності називаємо стаканами № 1. На кожному стакані слід

зробити восковим олівцем три помітки: першу на висоті 3–4 см від дна, другу на 7 см вище першої мітки, третю на висоті 7 см вище за другу. Одночасно надписують на стакані номер зразка і його назву. Помітки потрібні для того, щоб знати, на яку глибину потрібно занурювати сифон при відмучуванні фракції розміром <0,001 мм.

Крім стакана № 1, потрібно приготувати стакани № 2 або так звані стакани-приймачі, котрі повинні мати ємність дещо більшу (3–4 л) за ємність стаканів № 1. У стакани № 2 буде зливатись суспензія часточок <0,001 мм. На стаканах № 2 тим же восковим олівцем вказують номер зразка і його назву. Отже, для кожного зразка потрібно мати два стакани – № 1 і № 2.

Якщо немає лабораторних чи вегетаційних стаканів-приймачів № 2 великого об'єму (батарейні стакани), можна використовувати замість одного 2–3 стакани, або інший великооб'ємний посуд. Стакани № 1 мають бути також великого об'єму. Якщо немає спеціальних батарейних стаканів, можна використовувати великогабаритні 2,0 л лабораторні циліндри з діаметром не менше 10–12 см. Від діаметра і ємності стаканів № 1 залежить швидкість відмучування й оптимальна концентрація суспензії (близько 1%), що особливо важливо у перші дні відмучування, коли концентрація суспензії буде найвищою. Крім того, завищена концентація суспензії у малогабаритних стаканах може перешкоджати вільному падінню часточок у стоячій воді (закон Стокса). Одночасно рекомендується відмучувати 12–15, а якщо є достатньо робочого місця і посуду, то й 20–25 зразків.

5. У стакані № 1 потрібно продовжувати відмивання зразка від солей і кислоти. Для цього доливають у стакан № 1 дистильовану воду до третьої мітки. Лабораторним збовтувачем з гумовим наконечником (палка з гумовим перфорованим кружком внизу) збовтують суспензію і залишають на 24 год у спокої для відстоювання. Освітлений стовп води над суспензією повільно зливають. У стакан № 1 знову доливають дистильовану воду. Процедуру відмивання продовжують до того часу, поки суспензія не перестане осідати.

Якщо суспензія вже не осідає, а часточки залишаються у звішеному стані, процес відмивання від залишку солей і кислоти припиняють. Після цього приступають до відмучування часточок розміром <0,001 мм і збору суспензії у стакан-приймач № 2, як вказано у § 6.

6. У стакан № 1 наливають дистильовану воду до останньої мітки і збовтують суспензію. Через 24 год у суспензію повільно занурюють сифон до передостанньої мітки (глибина 7 см від поверхні). З допомогою сифона відбирають потрібну фракцію розміром <0,001 мм. Для цього у трубку сифона втягують суспензію зі стовпа рідини, в якому містяться звішені часточки мулистої і колоїдної фракцій. Глибину занурення сифона визначають за температурою рідини і щільністю твердої фази ґрунту. З огляду на те, що щільність твердої фази залежить від мінералогічного складу ґрунту, який ще невідомий, тому що вивчається у досліджуваному зразку, тоді точно вказати глибину важко. У таблиці для визначення гранулометричного складу ґрунту за Качинським, для відбору мулистої фракції рекомендується занурювати сифон при 20°С на глибину 7 см. Беручи до уваги, що на початку відмучування концентрація суспензії буде вищою, ніж у кінці, рекомендується, з обережності, на початку роботи занурювати сифон на глибину 6,0–6,5 см, а в кінці – на 7 см. Така обережність необхідна для того, щоб не забрати у сифон крупніших часточок суспензії. Глибина занурення 7 см є умовною, оскільки вона прийнята без урахування мінералогічного складу досліджуваного ґрунту і форми часточок при їх вільному падінні у стоячій воді. Відомий факт, що від ваги часточок, тобто щільності твердої фази ґрунту і форми часточок, злежить швидкість їхнього падіння, яка розраховується за відомим законом Стокса. Про мінералогічний склад і форму часточок можна буде довідатись тільки наприкінці дослідження.

Не варто забувати, що щільність твердої фази суспензії буде змінюватися протягом досліду: на початку відмучування будуть виділятися переважно гідрофільні, тобто легкопептизовані часточки, а в кінці – більш гідрофобні.

Зрозуміло, що щільність гідрофільних і гідрофобних часточок буде різною. Це і є головна причина умовності глибини занурення сифону в суспензію.

Відібрану суспензію із сифона зливають у стакан-приймач № 2. Після кожного зливання суспензії сифон потрібно промити водою від залишку суспензії у ньому, перед тим як занурити його у новий стакан № 1. Для цього, перед промиванням не потрібно із сифону зливати всю суспензію, а перенести сифон у стакан із чистою дистильованою водою і пропустити через нього воду, зливаючи її у той самий стакан-приймач, у котрий збирається ця суспензія. Конструкція сифона описана у §17.

Після зливання суспензії добавляють нову порцію води до рівня останньої мітки, збовтують палочкою з резиновим наконечником і через 24 год знову зливають суспензію у той самий стакан-приймач, що і перед тим. Так само роблять з кожним зразком. Якщо з певних причин неможливо організувати щодобове зливання, тоді можна зливати через 48 год, але у такому разі сифон потрібно занурювати на початку відмучування на 13, а в кінці – на 14 см.

Відмучування продовжують до настання виразного посвітління суспензії. Пізля цього залишок зразка ґрунту висушують на водяній бані і в стані вологої пасти розминають 20 хв дерев'яним пестиком з гумовим наконечником у фарфоровій чашці. Розім'ятий зразок переносять у стакан № 1 і продовжують відмучування аж до повного посвітління суспензії у стовпі води 0–7 см під останньою міткою. Розминати зразок у сухому стані не рекомендується. Сильне і тривале розтирання зразка у сухому стані викликає подрібнення кристалів вторинних мінералів, а розминання у вологому стані руйнівної дії на мінерали немає.

7. У стакан-приймач № 2 потрібно додавати 2–3 краплі концентрованої хлоридної кислоти HCl для коагуляції та осадження суспензії. При додаванні кислоти до суспензії pH знижується на 3–4 одиниці, що стимулює коагуляцію й осадження, але не призводить до помітного руйнування мінералів. У якості

коагулятора можна використовувати кальцій хлорид $CaCl_2$, залишки котрого перед мінералогічним аналізом фракції <0,001 мм слід відмити водою. Якщо передбачається виконувати валовий хімічний аналіз, тоді необхідно врахувати, що у вбирному комплексі буде знаходитись Ca^{2+}. Коагуляція відбувається через 2–3 год, інколи через добу. Найбільш високодисперсні та гідрофільні колоїди не вдається коагулювати. Якщо таких колоїдів багато, тоді для осадження доводиться застосовувати центрифугу.

Після коагуляції й осадження суспензії рідину над осадом потрібно злити, тим самим звільняється стакан-приймач № 2 для нової порції суспензії. Нову порцію суспензії потрібно коагулювати у такий самий спосіб (хлоридною кислотою або кальцій хлоридом), що й попередні.

8. Якщо ґрунт збагачений сесквіоксидами (латерити, червоноземи, жовтоземи, ортшейнові горизонти інших ґрунтів), то пептизація після розминання не відбувається або протікає тільки частково. Щоб пептизувати такі зразки, потрібно у стакан № 1 долити дистильовану воду, добре збовтати, а після осадження ґрунту воду злити. Таку операцію потрібно повторити 5–10 разів. Багаторазовим промиванням досягається видалення іонів-коагуляторів (зокрема, іонів алюмінію, котрі є у ґрунті). Коли настає часткова пептизація, у ґрунт потрібно додати декілька крапель аміаку NH_3. Якщо і в цьому випадку пептизація не настане, доцільно зразок перенести зі стакана у фарфорову часшку, висушити до стану вологої пасти, розім’яти протягом 20 хв гумовим пестиком разом з кількома краплями аміаку і знову перенести у стакан № 1, налити воду і розмішати. Після 10-кратного або 15-кратного відмучування суспензії слід ще раз зразок перенести у чашку, висушити на бані і знову розім’яти з аміаком у вологому стані, тоді ще раз продовжити відмучування. Без повторного розминання неможливо досягти пептизації і відмутити мулисту фракцію. Опісля увібраний амоній буде заміщений на гідроген, оскільки коагуляцію суспензії проводять кислотою.

9. Якщо ґрунт не збагачений сесквіоксидами, але містить багато гумусу і має добру структуру, тоді у зразок додають воду до стану густої пасти, потім розминають його деревяним пестиком з гумовим наконечником у фарфоровій чашці протягом 20 хв і переносять у стакан № 1 для відмучування. Одноразовим розминанням досягається тільки часткова пептизація і до того ж найбільш гідрофільних колоїдів і мулу.

Щоб досягти повної пептизації, потрібно після часткового відмучування суспензії до появи посвітління перенести зразок зі стакану № 1 у фарфорову чашку, висушити до стану вологої пасти, розімяти протягом 20 хв, знову перенести у стакан № 1 і продовжувати відмучування. Коли знову наступить посвітління, слід повторити висушування, розминання і продовжити відмучування. Оструктурені чорноземи потребують дво-, інколи триразового повторення такої операції. Одноразове розминання для цих ґрунтів є недостатнім. Це підтверджують відмучування мулистої фракції чорноземів, червоноземів, каолінітових глин тощо. Для легких і неоструктурених ґрунтів достатньо одноразового розминання.

10. Коли відмучування фракції <0,001 мм завершене, її потрібно відмити дистильованою водою від залишків хлоридної кислоти або кальцій хлориду (залежно від того, що використовували для коагуляції), а потім висушити на водяній бані. Закінчення відмивання визначають за відсутністю іонів хлору у промивній воді (реакція з азотнокислим сріблом у присутності азотної кислоти) і за пептизацією колоїдів. Якщо пептизація значна, то незважаючи на присутність іонів хлору, відмивання потрібно припинити, щоб уникнути втратити колоїдів.

Досить корисно після висушування фракції <0,001 мм ще раз перевірити, чи не присутні в ній карбонати (проба з HCl). Незначний залишок карбонатів не зашкодить аналізу, але присутність їх у кількості більше 1 % заважає рентгенографічному і термічному аналізам. Якщо карбонатів не виявлено, тоді

фракцію <0,001 мм висушують на водяній бані, зважують і вона надходить на мінералогічний та інші види аналізів.

Якщо передбачається досліджувати колоїди (часточки розміром 0,0002–0,0003 мм), тоді їх відокремлюють від фракції розміром <0,001 мм за допомогою центрифуги.

11. Після відмучування часточок розміром <0,001 мм приступають до відмучування часточок 0,001–0,005 мм, використовуючи цей самий лабораторний посуд і застосовуючи аналогічний коагулятор суспензії. З цією метою на стакані № 1 потрібно нанести нові мітки на висоті 10–20 см від першої. Через 1 год 20 хв (за температури 20°С) після відстоювання суспензії сифон занурюють на глибину 10 см і зливають її у стакан-приймач. Доливають воду і знову зливають з глибини 10 см через 1 год 20 хв за температури 20°С (операцію повторюють до відмучування всіх часточок розміром <0,005 мм). Коагуляцію суспензії, відмивання її від залишків коагулятора і висушування виконують так само, як при відмучуванні часточок <0,001 мм. Суспензію після висушування на водяній бані зважують. Цю фракцію використовують для характеристики гранулометричного складу ґрунтів, інколи для дослідження мінералогічного складу термічним і мікроскопічним методами.

12. Для відмучування часточок розміром 0,01–0,005 мм сифон занурюють на глибину 10 см і зливають через 18 хв 39 сек (за температури 20°С).

13. Крупні фракції, що залишились у стакані № 1, пропускають через сита з діаметром отворів 0,25 і 0,1 мм. Фракція розміром 0,1–0,01 мм пройде через обидва сита, а фракції розміром >0,25 мм і 0,1 мм залишаться на ситах. Ці фракції висушують на водяній бані і зважують.

14. Для розрахунку вмісту часточок різного розміру у зразку, додають вагу всіх висушених фракцій, а вміст кожної фракції розраховують у вагових відсотках до сумарної ваги фракцій на безкарбонатну наважку. Одержані дані зводять у таблицю гранулометричного складу (дисперсності). Отже, готуючи зразок до мінералогічного аналізу, одночасно одержують дані

гранулометричного складу зразка. Втрату визначають за різницею між повітряно-сухою наважкою, взятою для аналізу, і сумарною вагою висушених фракцій після аналізу. Втрати зазвичай становлять 6–7 %.

15. Крупні фракції розміром >0,001 мм розділяють на центрифузі на нові фракції, що відрізняються за щільністю твердої фази, і в них визначають мінерали з допомогою поляризаційного мікроскопа.

16. Для підготовки ґрунтів до мінералогічного аналізу в кількості 12–15 зразків потрібно затратити час близько 2–3 місяців (в оптимальних умовах), при щоденній роботі близько 2 годин. При роботі зі зразками, що важко розминаються і довго відмучуються, треба більше часу.

17. Будова сифону. Сифон виготовляють у склодувній майстерні зі скляної трубки діаметром 1,0–1,5 см, зігнутої у два коліна різної довжини. Відстань між колінами дорівнює 20–25 см. Довжина короткого коліна становить 20 см, довгого – 30 см. Кінець короткого коліна має бути запаяний, а вище спаю на відстані 3–5 мм мають бути 3–4 отвори діаметром 1–2 мм, котрі направлені під кутом доверху. Дірочки та їхній нахил потрібні для того, щоб у процесі засмоктування суспензії при її відбиранні та зливанні не затягувались часточки з глибини, яка перевищує глибину занурення сифону. На довгий відкритий кінець сифону надягають гумову трубку довжиною 40 см. З допомогою цього шлангу суспензію засмоктують зі стакана № 1 для заповнення сифону.

13. 2. Рентгендифрактометричний аналіз

Рентгенівські методи є незамінними при сучасних дослідженнях тонкодисперсних фракцій ґрунтів, котрі не можуть бути вивчені за допомогою звичайних оптичних мікроскопів через надто малі розміри часточок. Рентгенівські методи дають змогу діагностувати мінерали, котрі входять до складу цих фракцій, визначати їхній кількісний вміст й отримувати відомості

про зміни у структурі кристалічної ґратки мінералів, що виникають у процесі вивітрювання і ґрунтоутворення.

За допомогою рентгенівських методів швидко отримують дані, вони є надійними і добре відтворюють результати дослідження. Серед недоліків цих методів: їхня складність і дороговизна апаратури, а також обмежені можливості щодо дослідження погано окристалізованих і аморфних речовин.

У практиці ґрунтових мінералогічних досліджень найбільш поширеним є метод фазового рентгенівського аналізу або рентгендифрактометричний метод. Його принцип полягає в отриманні дифракційної картини, яка виникає при проходженні рентгенівських променів крізь досліджуваний об'єкт і зіставлення положення та інтенсивності дифракційних ефектів із такими ж для стандартних мінералів. При взаємодії атомів кристалічної ґратки з рентгенівськими променями, що проходять крізь них, спостерігається дифракційний ефект, при якому по відповідних напрямах виникають вторинні (дифраговані або відбиті) промені. Явище *дифракції* – це відображення (відбиття) променів від відповідних серій поверхонь (площин). Промінь, який відображений або відбитий від певної серії площин, відхиляється від вихідного напряму на кут 2 θ. Промінь, що відображений від однієї серії площин в одному індивідуальному кристаліті, утворює на рентгенівській плівці одну дифракційну пляму.

Від однієї і тієї ж серії площин можна отримати відображення різних порядків, котрі відповідають кратним величинам міжплощинних відстаней. Наприклад, якщо відображення першого порядку відповідає величині міжплощинної відстані 1 нм (1 Å), то відображення наступних порядків (другого і третього) будуть відповідати d/n, рівними 0,5; 0,33 тощо.

Для кожного дифракційного променя присвоюють відповідні дифракційні індекси. Вони вираховуються так. У будь-якій кристалічній ґратці можна провести три координатні осі, з котрих вісь *a (x)* іде на спостерігача, вісь *b (y)* йде вправо від спостерігача, а вісь *c (z)* проводиться у вертикальному напрямі. Індекси площин представляють собою величини, обернені величинам відрізків,

що відсікаються цією площиною на координатних осях, за умови, що відрізки вимірюються у долях елементарної ланки кристалу. Очевидно, що індекс площини, яка паралельна якій-небудь з осей, буде дорівнювати нулю 0. Якщо індекс площини виражається цифрами 002, це означає, що дана площина є паралельною до осей *a* і *b* і відсікає від осі *c* відрізок, який рівний половині параметру кристалічної ґратки по цьому напрямку. Дифракційні індекси розраховуються як добуток індексів площин, що потрапили у відображуюче положення, на величину *n*. Наприклад, відображення другого порядку від серії площин з індексами 001 буде мати дифракційний індекс 002.

Такі відображення дають змогу розрахувати міжплощинні відстані у кристалічній ґратці глинистих мінералів. Якщо відстань між площинами дорівнює *d*, а кут під котрим рентгенівський промінь падає на площину і дзеркально відображається (відбивається) від неї, становить θ, то різниця ходу променів, відображених двома сусідніми паралельними площинами дорівнює $2\sin\theta = n\lambda$ (рівняння Вульфа-Брегга). Довжина хвилі рентгенівського випромінювання λ завжди відома (1нм = 1 Å), оскільки вона постійна для кожного аноду, а *n* – це ціле число (або порядок відображення). На основі формули Вульфа-Брегга можна вирахувати d/n. Оскільки кожна кристалічна речовина характеризується власним законом просторового розташування атомів, то набір величин d/n буде специфічним для кожної індивідуальної кристалічної речовини.

Значення міжплощинних відстаней, які відповідають певним дифракційним максимумам (пікам), для різних речовин наведені у спеціальних довідниках і картотеках.

13. 2. 1. Якісна оцінка мінералів

При якісному визначенні глинистих мінералів приготовляють орієнтовані агрегати (препарати, зразки), котрі можуть утворюватися завдяки шаруватій структурі та пластинчастій формі кристалів глинистих мінералів. На таких

орієнтованих агрегатах виконують рентгенозйомку до і після насичення зразка етилен-гліколем або гліцерином, до і після нагрівання. При насиченні і нагріванні зразка у ньому відбуваються структурні зміни, які є важливими діагностичними ознаками глинистих мінералів. Пластинку орієнтованого зразка ставлять ребром до рентгенівського променя. Для неглинистих високодисперсних мінералів (кварцу, гетиту, гібситу, мінералів-солей) зразки можна готувати без насичення етилен-гліколем.

Для рентгеноструктурного аналізу потрібно 0,1–0,5 г речовини (зразка). Орієнтовані препарати готують у вигляді густої суспензії (пасти), розтираючи зразок із дистильованою водою (при дослідженні порошкоподібного зразка готують з нього стовпчик діаметром 0,3–0,5 мм). Потім наносять розтертий зразок на покривне скло або керамічну пластину і залишають для висушування на повітрі. Орієнтовані зразки готують різними способами. Найпростіший із них полягає в тому, що у фарфоровій чашці поступово висушують суспензію досліджуваного зразка. Під час природного осідання суспензії відбувається орієнтація глинистих мінералів, а зразки після висихання мають вигляд тонких пластинок, з котрих можна вибрати ті, що найбільше підходять за міцністю, розміром і формою. Оскільки при цьому способі підготовки орієнтованих зразків зверху на пластинку осідають більш дисперсні і гідрофільні колоїди, ніж знизу, то при висиханні зразок вигинається. Зважаючи на те, глинисті мінерали мають шарувату структуру і пластинчасту форму, їхні кристали при вільному осіданні у воді відповідно орієнтуються паралельно по найбільш розвинутих площинах. Від орієнтованих таким чином агрегатів на рентгенограмах виявляються найбільш яскраво виражені базальні відображення (*001*), котрі є найважливішими діагностичними ознаками.

Орієнтований зразок піддається рентгенівському дослідженню до і після насичення етилен-гліколем або гліцерином. Зразок насичують цими речовинами для того, щоб встановити характер наявного у ньому мінералу: з лабільною чи стабільною (жорсткою) кристалічною ґраткою. У мінералів з

лабільною ґраткою (що набухає) міжплощинні відстані збільшуються. Наприклад, монтморилоніт до насичення етилен-гліколем дає відображення d_{001} 14,0 Å, а після насичення – 17,0 Å. Таке явище спостерігається в інших мінералах монтморилонітової групи. У каолініту, більшості хлоритів і гідрослюд (ілітів) набухання не відбувається. Найпростіший спосіб насичення етилен-гліколем і гліцерином полягає у змочуванні ними зразка.

При нагріванні відбуваються подібні структурні зміни мінералів. Наприклад, у монтморилоніту відображення 14 Å після нагрівання до 300–600°C зменшується до 10 Å. Відображення 14 Å хлориту після такого нагрівання не змінюється або посилюється. Відображення 7,1 Å каолініту після нагрівання протягом 2 год за температури 550°C зникає.

Порядок рентгенівської зйомки має бути послідовним: 1) зйомка натурального зразка; 2) змоченого етилен-гліколем або гліцерином; 3) нагрітого зразка. Бажано всі зйомки виконувати на одному і тому ж зразку.

Після завершення рентгенозйомки, рентгенограму проявляють і закріплюють. Якщо вивчають зразки неглинистих високодисперсних мінералів, тоді достатньо обмежитись рентгенозйомкою стовпчиків. Для зйомки глинистих мінералів обов’язково готують орієнтовані зразки.

Отримавши рентгенограми, роблять розрахунки. Для цього достатньо виміряти відстань між симетричними лініями на рентгенівській плівці і, поділивши отриману величину на 2, визначити кут θ. За цим кутом у таблиці міжплощинних відстаней знаходять d/n Å.

На дифрактограмах відображення виражають через 2θ (зазвичай з інтервалами в один градус), тому для одержання θ потрібно величину 2θ поділити наполовину і в таблицях знайти d/n, котру ставлять поряд із піками дифрактограм (рис. 61 і 62).

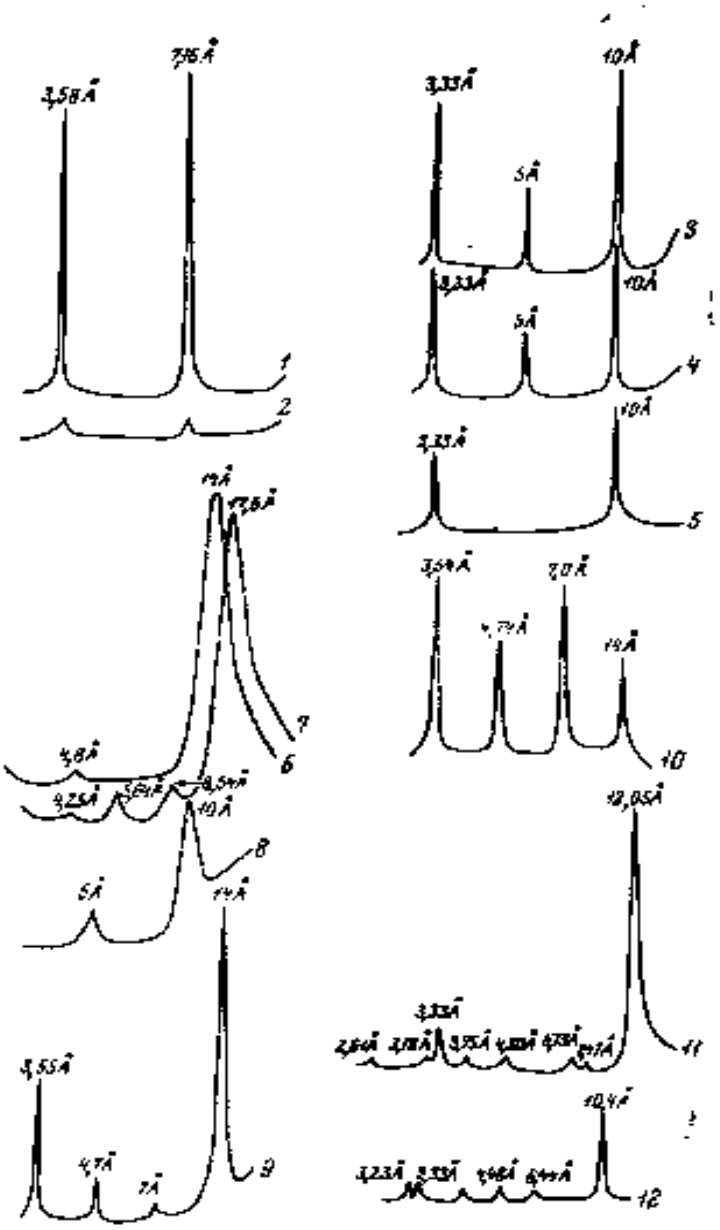


Рис. 61. Дифрактограма глинистих мінералів

1 – каолініт; *2* – каолініт, нагрітий при 550°; *3* – мусковіт; *4* – мусковіт, нагрітий при 550°; *5* – біотит; *6* – монтморилоніт; *7* – монтморилоніт, насичений етилен-гліколем; *8* – монтморилоніт, нагрітий при 550°; *9* – вермикуліт; *10* – хлорит; *11* – сепіоліт; *12* – палигоськіт.

Вихідними даними для розшифрування рентгенограм є відстані між лініями, їхня інтенсивність і габітус (форма). Найбільш характерними для глинистих мінералів є ті лінії, які розташовані у центрі рентгенограм, тобто базальні відображення перших порядків (*001*), а також відображення (*060*). Для найбільш поширених мінералів монтморилонітової групи, хлоритів чи

змішаношаруватих мінералів, важливо мати відображення, що відповідають 14–25 Å.

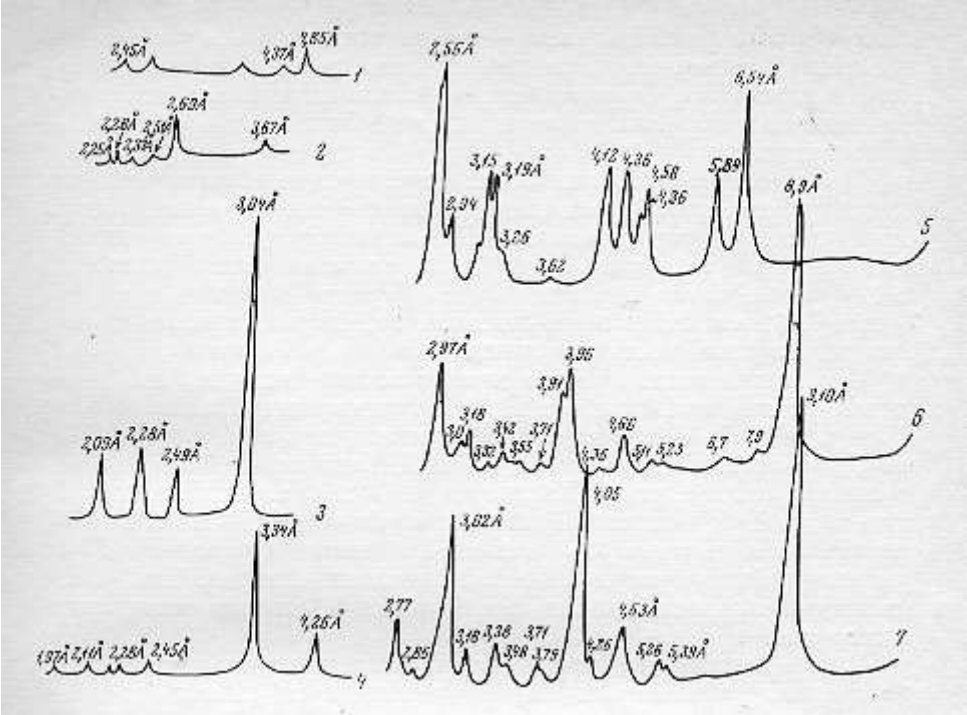


Рис. 62. Дифрактограма неглинистих мінералів

1 – гібсит; *2* – гематит; *3* – кальцит; *4* – кварц; *5* – натроліт; *6* – гейландит; *7* – десмін.

Для відображень порядку 10 Å і більше розрахунок d/n ведеться до одного знаку після коми, для відображень менше 15–5,5 Å – до другого.

У мулистій фракції розміром <0,001 мм, тим більше у колоїдній, первинні мінерали зазвичай не зустрічаються. Виключенням є кварц, який у невеликих кількостях (1–3 %), часто присутній у цих фракціях. Інколи зустрічаються польові шпати. У крупніших фракціях первинні мінерали присутні.

У деяких випадках при використанні рентгенографічного методу виникають труднощі у діагностиці мінералогічного складу високодисперсної частини ґрунтів через подібність з іншими об’єктами. Багато відображень є близькими для різних мінералів. Наприклад, відображення 14 Å можна отримати від монтморилоніту, бейделіту, вермикуліту, хлориту. Відображення 7,1 Å, яке характерне для каолініту, може бути другим порядком для мінералів, які мають відображення 14 Å. Відображення кварцу 3,34 Å близьке до

базального відображення третього порядку гідрослюд (ілітів). Розшифрування рентгенограм є творчим актом, який потребує уважного аналізу одержаних даних. Зіставлення з еталонними рентгенограмами має велике значення, але не має бути єдиним методом.

У міру подрібнення глинистих мінералів, тобто збільшення їхньої дисперсності, різко змінюються рентгенограми, збільшується дифузність відображень і навіть спостерігається повне зникнення ліній на рентгенограмі, тобто мінерал стає рентгеноаморфним. Якщо дисперсність досліджуваної речовини фракції розміром <0,001 мм буде дуже високою, тоді на рентгенограмі появиться тільки частина відображень.

Чутливість рентгенографічного методу досить низька. Монтморилоніт у домішку з іншими мінералами можна визначити у тому випадку, якщо його кількість складає не менше 5–10 %, каолініту 5 %, кварцу 1–3 %. Інколи на рентгенограмі мінерали з високою сингонією затушовують лінії глинистих мінералів. На рентгенограмі глинистих мінералів з домішкою кварцу 20 %, добре видно тільки лінії кварцу. Такий самий вплив, як і кварц, мають кальцит, гіпс та інші мінерали-солі. Саме тому рекомендується при підготовці зразків до рентгенографічного аналізу видаляти із них солі та первинні мінерали.

13. 2. 2. Кількісне визначення мінералів

Найважливішим і нерозробленим у сучасній мінералогії ґрунтів є метод кількісного визначення мінералів. Без кількісного методу інколи важко беззаперечно оцінити значення мінералів для властивостей ґрунтів і їхньої ґенези. Наприклад, якщо у мулистій фракції присутні монтморилоніт і гідрослюди (іліти), але невідомо, скільки яких мінералів у цьому об’єкті, тоді важко визначити вплив кожного з них на ґрунт. Іліти трапляються практично в усіх ґрунтах, хоча властивості і ґенеза цих ґрунтів різні.

Для характеристики мінералогічного складу зазвичай використовують слова “мало” (+), “багато” (++), “переважають” (+++), при цьому кожен автор вкладає у них різний зміст.

Найдоступнішим і відносно простим методом кількісного аналізу глинистих мінералів є метод, який оснований на оцінці співвідношення інтенсивності базальних відображень окремих мінералів на дифрактограмах орієнтованих препаратів (зразків) [19]. При застосуванні цього методу розрахунки кількісного вмісту мінералів проводяться по дифрактограмі зразка, який насичений етилен-гліколем або гліцерином. Відносні інтенсивності відображень оцінюються як площі відповідних рефлексів від лінії фону. Приймається, що площа 0,7 нм рефлексу пропорційна вмісту каолініту і хлориту (визначаються разом), 1,0 нм – вмісту ілітів, 1,8 нм рефлекс – вмісту мінералів, що набухають. Сума площ 0,7 нм, 1,0 нм, 1,4 нм і 1,8 нм рефлексів приймається за 100 %. У цьому випадку вміст каолініту і хлориту (визначаються разом) рівний:

$$C\,\%_{\text{каолініту}} = K_1 I_{0,7\text{нм}} \cdot 100 \,/\, I_{0,7\text{нм}} + I_{1,0\text{нм}} + I_{1,8\text{нм}}$$

Відповідно для іліту і монтморилоніту:

$$C\,\%_{\text{іліту}} = K_2 I_{1,0\text{нм}} \cdot 100 \,/\, I_{0,7\text{нм}} + I_{1,0\text{нм}} + I_{1,8\text{нм}}$$

$$C\,\%_{\text{монтморилоніту}} = K_3 I_{1,8\text{нм}} \cdot 100 \,/\, I_{0,7\text{нм}} + I_{1,0\text{нм}} + I_{1,8\text{нм}}$$

Найчастіше значення коефіцієнтів K_1, K_2 і K_3 приймають рівними, відповідно 4; 2 і 1, хоча ці величини можуть змінюватися залежно від хімічного складу мінералу в конкретному зразку.

З допомогою планіметра вимірюють площі дифракційних максимумів (піків) на рентгенограмах зразків, насичених етилен-гліколем, в області 1,7–1,8 нм, 1 нм і 0,7 нм, котрі відповідають вкладам інтенсивностей від першого базального рефлексу від мінералів монтморилонітової групи, що набухають

(*001*), іліту (*001*), каолініту (*001*) в сумі з хлоритом (*002*) відповідно. Потім розраховують коефіцієнти відносних вкладів інтенсивностей (КВІ). За значеннями КВІ розраховують, згідно з методикою Р. Біскайя, величини відсотків площ дифракційних піків від їхньої суми [19].

Якщо у зразку присутні впорядковані змішаношаруваті мінерали, які дають самостійні відображення, тоді площу відповідних рефлексів також вимірюють і сумують з площами інших відображень. Після цього, за такою ж схемою розраховують відсотковий вміст змішаношаруватого мінералу.

Наведемо приклади визначення кількісного вмісту мінералів у фракції розміром <0,001 мм у червоноземі і чорноземі. Дифрактограми глинистих мінералів цих ґрунтів зображені на рис. 63.

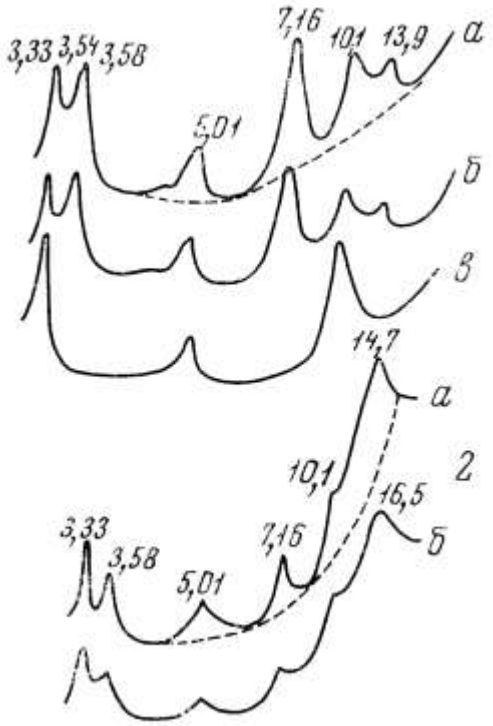


Рис. 63. Дифрактограми фракцій <0,001 мм у ґрунтах

1 – червонозем на четвертинній глині, 5–17 см; *2* – чорнозем звичайний на лесоподібному суглинку, 150–170 см; *а* – вихідний, *б* – з етилен-гліколем, *в* – нагрівання при 550° упродовж 2 годин

Приклад 1 (рис. 63,1). Червонозем на четвертинній глині, глибина зразка 5–17 см, фракції розміром <0,001 мм – 42 %, вміст K_2O в мулі – 2,35 %. З дифрактограми видно (рис. 63, 1), що у зразку присутні хлорит, каолініт, іліт.

Площа піку 13,9 Å дорівнює 135 мм^2; 10,1 Å – 230 мм^2; 7,16 Å – 441 мм^2. Із 441 мм^2 вираховуємо частку, яка припадає на хлорит: 135 · 2 = 270 мм^2 і отримуємо 441 – 270 = 171 мм^2. Ця площа припадає на каолініт. Множимо на коефіцієнти: 135 · 2,5 = 338 мм^2; 230 · 3 = 690 мм^2; 171 · 2 = 342 мм^2. Сума площ дорівнює 1370 мм^2. Із цієї площі на частку хлориту припадає: 25,6 %, іліту 51,1 %, каолініту 24,6 %. Кількість іліту, яка розрахована за вмістом K_2O, дорівнює 37,5 %. Оскільки мулу в ґрунті 42 %, тоді хлориту в ґрунті 10,7 %, іліту 21,4 %, каолініту 10,3 %.

Приклад 2 (рис. 63, 2).Чорнозем зичайний на лесоподібному суглинку, глибина 150–170 см, фракції <0,001 мм у ґрунті – 36,0 %, K_2O – 2,12 %.

На дифрактограмах видно, що у фракції присутні іліти, мінерал що набухає (монтморилоніт) і каолініт. Іліт з монтморилонітом часто утворюють змішаношаруватий мінерал. Оскільки визначити площі піків цих мінералів окремо досить важко, тому визначаємо їх разом і одержуємо 630 мм^2. Площа піку 7,16 Å каолініту рівна 72 мм^2, після добутку останньої величини на коефіцієнт отримуємо 144 мм^2. Для розрахунку площі відображення *001* іліту вимірюємо площу піку 5,01 Å (вона дорівнює 60 мм^2) і множимо її на два коефіцієнта, один для обчислення площі відображення *001* і другий для врівноваження з піком *001* монтморилоніту: 60 · 2 · 3 = 360 мм^2. Отриману величину вираховуємо із загальної площі іліту-монтморилоніту, щоб розрахувати частку, яка припадає на монтморилоніт: 630 – 360 = 270 мм^2. Тепер сумуємо урівноважені площі всіх трьох компонентів: 144 + 360 + 270 = 774 мм^2. З цієї сумарної площі на каолініт припадає 18,6 %, на іліт – 34,9 %, монтморилоніт – 46,5 %. Оскільки вміст мулу становить 36%, тому, відповідно до пропорції, кількість каолініту в ґрунті дорівнює 6,7%, іліту 12,5%, монтморилоніту 16,7%.

Якщо розрахувати кількість іліту за вмістом K_2O в мулі, тоді одержимо 36 %, а у ґрунті загалом – 13,1 %.

Якщо у мулистій фракції ґрунтів багато аморфних речовин і вони з певних причин не видалені, тоді корисно застосувати інший (не рентгенографічний) метод. Наприклад, мінералогічний склад червоноземів і латеритів інколи надійніше визначати термічним методом, а для дослідження брати не мулисту фракцію, а ґрунт загалом.

13. 3. Термічний аналіз

Методи термічного аналізу ґрунтуються на закономірностях фазових перетворень речовини при нагріванні або охолодженні, що супроводжуються виділенням (екзотермічні процеси) або поглинанням (ендотермічні процеси) тепла. Природа таких фазових перетворень зумовлена фізичними і хімічними процесами, що розвиваються у досліджуваних речовинах, при нагріванні або охолодженні (табл. 13.1).

Таблиця 13.1

Фізико-хімічна природа деяких екзо- та ендотермічних процесів у мінералах при нагріванні (охолодженні)

Зміна ентальпії	
Ендотермічна реакція	Екзотермічна реакція
Фізичний процес	
Плавлення Випаровування Десорбція Поліморфні перетворення	Кристалізація Адсорбція
Хімічний процес	
Дегідратація Дегідроксилація Розклад Реакція відновлення	Реакція окислення

Термічні методи дослідження широко використовуються у ґрунтознавстві при вивченні мулистих і колоїдних фракцій ґрунтів, легкорозчинних солей, кількісного і якісного складу карбонатів, органічної речовини.

Оскільки методи термічного аналізу основані на закономірностях фазових перетворень, їх застосовують для вивчення, як кристалічних речовин, так і тонко-кристалічних, погано окристалізованих і аморфних сполук – мінералів гідроксидів Fe, алофанів. Можливість досліджувати такі речовини з більшою точністю – це перевага методів термічного аналізу порівняно з рентгенівським фазовим аналізом.

Водночас, термічний метод дослідження не дозволяє однозначно діагностувати індивідуальні глинисті мінерали у поліморфних зразках, оскільки фазові перетворення багатьох глинистих мінералів відбуваються у близьких інтервалах температур. Не розроблені також методи кількісного визначення мінералів у сумішах.

При виконанні термічного аналізу реєструють зміну якого-небудь параметру, яка відбувається при фазових перетвореннях: температури (термометрія, диференціальна термометрія); ваги (термогравіметрія); об'єму (ділатометрія); хімічного складу тощо.

При дослідженні ґрунтових об'єктів найчастіше використовують методи термічного аналізу, у яких реєструють зміну температури або ваги зразка. Таким загальноприйнятим методом якісного, інколи й кількісного, аналізу мінералів є метод диференціальної термометрії або *диференціального термічного аналізу* (ДТА).

Підготовка зразків мулистих фракцій до термічного аналізу. При дослідженні мінералогічного складу ґрунтів і окремих гранулометричних фракцій ці зразки мають бути доведені до стандартної вологості. Для цього зразки поміщають в ексикатор на 3–5 діб над насиченим розчином азотнокислого кальцію (сорбент вологи). Цей розчин дає можливість підтримувати постійну відносну вологу на рівні 55 %. Ця процедура потрібна для того, щоб ендотермічний ефект при 100°C не залежав від умов зберігання зразка, що не дозволить судити про гідрофільність досліджуваної речовини і порівнювати термограми різних зразків.

Перед термічним аналізом мінеральної частини ґрунту з неї за допомогою пероксиду гідрогену H_2O_2 видаляють органічну речовину, яка при нагріванні окислюється і виділяє тепло (екзотермічний ефект) в інтервалах температур, у котрих більшість глинистих мінералів поглинають тепло. Піки екзотермічних реакцій у результаті окислення органічної речовини й ендотермічних реакцій дегідратації і дегідроксилації мінералів будуть перекриватись, унаслідок чого діагностика мінералів стає неможливою. Оскільки реакція окислення органічної речовини відбувається із втратою ваги речовини, тому розрахувати втрату ваги мінеральної частини ґрунту, котра відбувається при близьких інтервалах температур, також стає неможливою.

Суть методу диференціального термічного аналізу (ДТА). Метод ДТА побудований на порівнянні температур досліджуваного зразка і термічно інертної речовини (термопара), вибраної у якості еталону. Параметр, що реєструється, – це різниця температури еталону і зразка, яка вимірюється при нагріванні (охолодженні) речовин із постійною швидкістю. В еталонному зразку при його нагріванні (охолодженні) не відбувається ніяких фазових перетворень в інтервалі температур, що використовуються для аналізу. Тому речовину-еталон називають термоінертною.

Вибір еталону дуже важливий при диференціальній термометрії. У якості еталону вибирають термоінертну речовину, яка не дає термічних ефектів у діапазоні температур, у якому передбачається проводити дослідження. Термоінертна речовина повинна мати ті самі величини теплоємності і теплопровідності, що й досліджуваний зразок. Для дослідження карбонатів кальцію, магнію і доломіту у якості еталону використовують оксид магнію. Для глин та інших силікатів зазвичай використовують оксид алюмінію.

Диференціальний термічний аналіз проводять з допомогою диференціальної термопари, яка складається із двох простих термопар. Для одержання диференціальної термопари дві прості термопари (зразок і еталон) з’єднують послідовно в електричне поле, однойменними полюсами одну до

одної і замикають електричне коло на диференціальний гальванометр (вимірювач температури) або інший вимірювальний пристрій. Якщо в еталоні не відбувається ніяких перетворень, тоді еталон і зразок нагріваються однаково, а їхні температури у цей момент рівнозначні (стрілка гальванометра не відхиляється).

Якщо в зразку відбуваються фізико-хімічні перетворення, котрі супроводжуються поглинанням або виділенням тепла, тоді температура зразка при проходженні таких перетворень буде або нижчою, або вищою за температуру еталону. Стрілка гальванометра відхилиться в той чи інший бік.

Результати вимірювань диференціальною термопарою виражають у формі залежності різниці температур еталону і зразка у часі. Ендотермічні ефекти (–) зазвичай відображаються нижче базової лінії, а екзотермічні (+) – вище базової лінії (рис. 64).

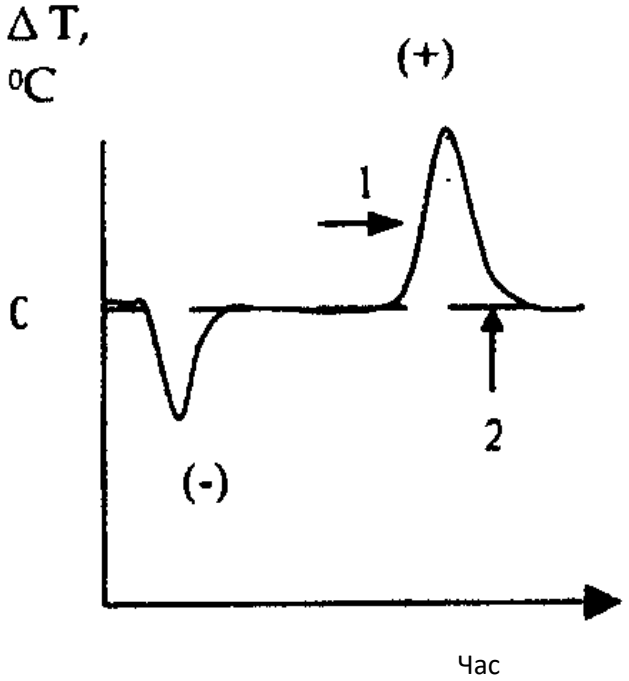


Рис. 64. Диференціальна термограма:
1 – крива ДТА; *2* – базова лінія; (–) – ендотермічна реакція; (+) – екзотермічна реакція

Площа піку на кривій ДТА пропорційна зміні ентальпії (±ΔH) і масі зразка. *Ентальпія* – це самовільне перетворення потенційної енергії у роботу і

теплоту. В умовах рівноваги за постійних температур і тиску, для будь-якого мінералу ентальпія (ΔH) відображає мінімальну величину енергії, котра необхідна для підтримування кристалічної структури мінералу, тобто мінімальну величину енергії зв'язків у середині структури, яка відображає суму ентальпій усіх компонетів, що входять до складу цієї структури.

За кількістю, формою і положенням ендо- та екзотермічних ефектів відносно температурної осі здійснюють якісну діагностику речовини. Площі піків на кривій ДТА використовують для напівкількісного, інколи кількісного визначення теплоти реакції і маси зразка.

Основні принципи розшифрування термограм. На рисунку 65 показана термограма каолініту.

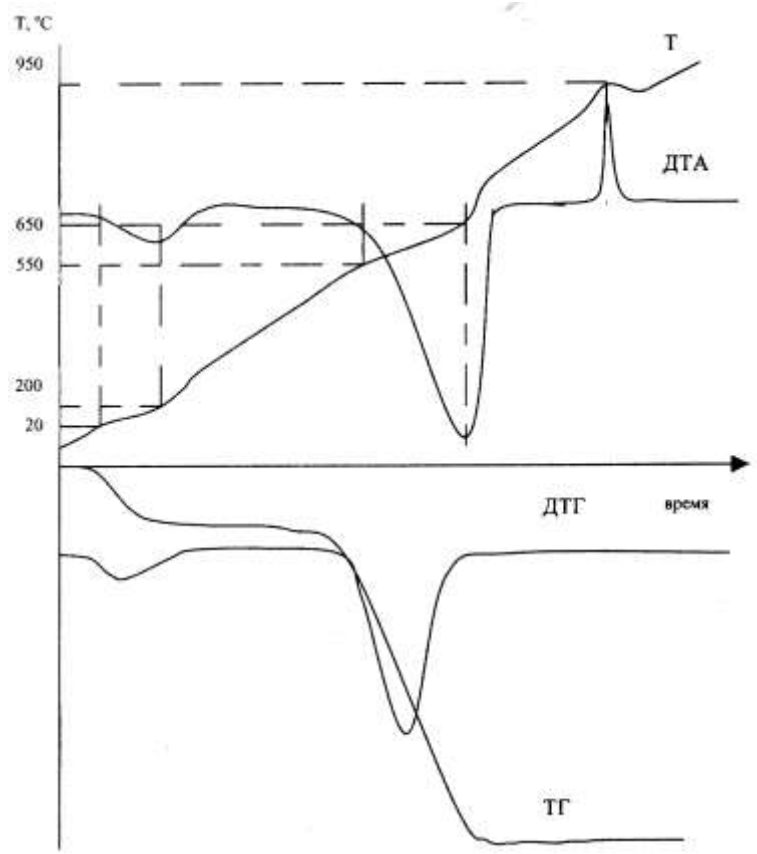


Рис. 65. Термограма каолініту

На кривій ДТА виділяються три фазових переходи. Перші два супроводжуються поглинанням тепла (ендотермічні реакції), а в результаті третього тепло виділяється (екзотермічні реакції). Щоб визначити температури цих фазових переходів, необхідно з точок піків на кривій ДТА опустити перпендикуляри до осі абсцис (*x*) аж до перетину з кривою простої термометрії. З точок перетину опускають перпендикуляри до осі ординат (*y*) і знімають показники. Потім, за кривою ТГ визначають втрату ваги зразка. Отримані дані порівнюють зі стандартними і визначають фазовий склад зразка.

Термічні характеристики основних груп глинистих мінералів. У таблиці 13.2 представлені найбільш сильні ендо- і екзотермічні ефекти, які відбуваються при нагріванні глинистих мінералів і деяких неглинистих компонентів ґрунтів.

Таблиця 13.2

Криві ДТА, інтервали температур і характер термічних ефектів для деяких мінералів (за рівномірного нагрівання)

Мінерал	Криві ДТА ($\Delta T = f(t)$)	Діапазон температури ефекту, °С	Характер ефекту
1	2	3	4
Каолініт		140–160 575–625 950–1000	Ендотермічний слабкий Ендотермічний сильний Екзотермічний середній
Галуазит		140–160 560–590 930–980	Ендотермічний сильний Ендотермічний сильний Екзотермічний середній
Монтморилоніт		120–220 650–750 850–900 900	Ендотермічний сильний (інколи двовершинний) Ендотермічний слабкий Ендотермічний слабкий Екзотермічний слабкий
Хлорит		140–160 550–700 780–820 820–840	Ендотермічний слабкий Ендотермічний сильний Ендотермічний середній Екзотермічний слабкий
Гетит грубодисперсний		380–420	Ендотермічний середній
Гетит тонкодисперсний		50–200 280–350	Ендотермічний слабкий Едотермічний середній
Лепідокрокіт		50–200	Ендотермічний слабкий

		280–350 450–550	Ендотермічний середній Екзотермічний середній
Гібсит		275–350 450–600	Ендотермічний сильний Ендотермічний середній
Кальцит		800–1000	Ендотермічний сильний
Магнезит		580–680	Ендотермічний сильний
Кварц		573	Ендотермічний слабкий

Мінерали групи каолініту. Із мінералів цієї групи у ґрунті найширше представлені каолініт і галуазит. На кривій ДТА каолініту в інтервалі температур 20–200°С спостерігається слабкий низькотемпературний ендотермічний ефект, який обумовлений видаленням адсорбованої води. Оскільки каолініт часто буває грубої дисперсності (відносно) і не здатний до міжпакетної сорбції води, то цей ендотермічний ефект має незначну інтенсивність. Крім того, йому відповідає незначна втрата ваги у десяті долі відсотка від ваги зразка. Наявність цього низькотемпературного ефекту на термограмі каолініту може свідчити про невпорядковану структуру каолініту. В інтервалі температур 550–650°С відбувається руйнування кристалічної ґратки каолініту, яке супроводжується втратою гідроксильних груп ОН з октаедричного шару. Втрата гідроксильних груп при нагріванні називається реакцією *дегідроксилації*.

Ця реакція розвивається з поглинанням тепла. Втрата ваги в цьому температурному інтервалі за рахунок видалення ОН-груп становить близько 10,0 %. В інтервалі температур 950–1000°С відбувається реакція кристалізації нового мінералу із продуктів розпаду кристалічної ґратки каолініту, котра супроводжується виділенням тепла. За кривими ДТА каолініту можна судити про ступінь впорядкованості його кристалічної ґратки. Чим вищий ступінь впорядкованості кристалічної ґратки, тим вища (у межах зазначених діапазонів) температура ендотермічного ефекту, яка проявляється завдяки реакції дегідроксилації та екзотзотермічного ефекту, і тим більша інтенсивність і симетричність екзотермічного піку. Зі зростанням ступеня впорядкованості кристалічної гратки каолініту зменшується інтенсивність ендотермічного

ефекту, який викликаний втратою адсорбованої води, і зменшується втрата ваги у діапазоні температур від 20 до 200°С.

Повністю гідратований різновид галуазиту також характеризується специфічним набором ефектів на термічних кривих. При нагріванні до 140–160°С втрачається адсорбована вода з міжпакетних проміжків. Цей процес відбувається з поглинанням тепла, а втрата ваги при цьому досягає 9–10 % від ваги зразка. Реакція дегідроксилації відбувається в інтервалі температур 560–590°С. При цьому втрачається до 10–11 % від ваги зразка. Екзотермічний ефект, який викликаний кристалізацією нових фаз із продуктів розпаду кристалічної ґратки, спостерігається за температури нагрівання до 930–960°С.

Мінерали групи монтморилоніту. Всі представники мінералів цієї групи дають на кривій ДТА інтенсивний ендотермічний ефект у діапазоні температур 20–250°С. Цей ефект також зв'язаний з видаленням адсорбованої води на поверхні часточок і в міжпакетних проміжках. Форма, розміри і температура першого ендотермічного піку і пов'язана з цією ендотермічною реакцією втрата ваги зразка залежать від природи увібраного катіону. Зразки монтморилонітів, що насичені Na^+, K^+ і Cs^+, характеризуються одновершинною формою низькотемпературного ендотермічного ефекту, максимум якого відповідає 180–190°С. Насичення зразка Ba^{2+}, Cr^{2+}, Ca^{2+} і Mg^{2+} призводить до виникнення двовершинного ендотермічного ефекту, причому перша вершина відповідає температурі 160–180°С, а друга – 210–220°С.

Величина втрати ваги, яка відповідає втратам адсорбованої води, становить 11–16 % для власне монтморилоніту і 6–9 % для бейделітів (у стандартних умовах відносної вологості 55 %).

Другий і третій ендотермічні ефекти на кривій ДТА спричинені відповідно втратою ОН-групи кристалічної ґратки і повним її руйнуванням. Температура та інтенсивність цих ефектів залежать від хімічного складу і положення заряду в кристалічній ґратці мінералів монтморилонітової групи. У будь-якому разі найбільш високотемпературний термічний ефект переходить у

слабкий екзотермічний пік, який відповідає кристалізації нових фаз із продуктів розпаду. Присутність великої кількості заліза у кристалічній ґратці монтморилонітів суттєво знижує температуру реакції дегідроксилації. Навпаки, наявність магнію в октаедричних позиціях підвищує температуру та інтенсивність ендотермічного ефекту, що викликаний реакцією дегідроксилації.

Видалення ОН-груп у мінералах монтморилонітової групи призводить до втрати ваги на 5–6 % від ваги вихідного зразка. При цьому основна порція конституційної води видаляється під час другого ендотермічного ефекту і супроводжується частковою аморфізацією речовини. Третій ендотермічний ефект зумовлений виділенням незначної кількості залишків конституційної води (близько 1,0 %) і супроводжується повним розпадом ґратки монтморилоніту.

Мінерали групи слюд і гідрослюд (ілітів). Хімічний склад, ступінь ізоморфних заміщень у тетраедричних та октаедричних позиціях і ступінь дисперсності мінералів цієї групи сильно коливаються. Тому для цієї групи важко виявити набір характерних термічних ефектів, котрі були б характерні для цієї великої групи мінералів. Але деякі термічні ефекти є типовими для тонкодисперсних слюд та ілітів.

На кривій ДТА в інтервалі 20–200°С наявний ендотермічний ефект, який зв’язаний з видаленням адсорбованої води. Інтенсивність цього ефекту і відповідна втрата ваги залежать від ступеня дисперсності і гідратованості матеріалу. Другий ендотермічний ефект спостерігається у діапазоні температур від 350 до 700°С. Він зумовлений втратою ОН-груп із кристалічної ґратки. Величина втрати ваги за рахунок цієї реакції становить 2–4 % від ваги зразка. Третій ендотермічний ефект відбувається в інтервалі температур 850–900°С і зумовлений повним руйнуванням кристалічної ґратки. Кристалізація нових фаз із продуктів розпаду і відповідний екзотермічний ефект спостерігаються при 900–1000°С. Причому, чим більше магнію в кристалічній ґратці, тим вищою є температура цього екзотермічного ефекту. Ступінь вираження третього

ендотермічного й екзотермічного ефектів на термограмах зростає із збільшенням кількості магнію і заліза, котрі ізоморфно заміщають алюміній в октаедричних позиціях.

Мінерали групи хлоритів. Мінерали цієї групи, як і слюди та іліти, досить різноманітні за хімічним складом. У їхніх кристалічних ґратках можливі ізоморфні заміщення в тетраедричних і в октаедричних позиціях тришарового пакету і в октаедрах одношарового пакету. Тому термічні характеристики хлоритів сильно коливаються.

Низькотемпературний ендотермічний ефект виражений дуже слабо. Він зв'язаний з видаленням адсорбованої води. Магнезіальні і залізо-магнезіальні триоктаедричні хлорити дають на кривій ДТА інтенсивний ендотермічний ефект в інтервалі температур 550–700°С. Він викликаний втратою ОН-груп із одношарового пакету. Ця реакція супроводжується втратою 8 % ваги зразка. Другий, менш значний ендотермічний ефект відбувається у діапазоні температур від 780 до 820°С. Він обумовлений втратою ОН-груп із тришарового пакета, при цьому втрачається 3–4 % від ваги зразка. Екзотермічна реакція, яка зумовлена кристалізацією нових фаз із продуктів розпаду, припадає на інтервал температур 820–840°С. У результаті цієї реакції формуються мінерали з олівіновою структурою – *форстерит*. Чим більше в хлоритах магнію, тим вища інтенсивність цього піку.

Залізисті триоктаедричні хлорити дають іншу термічну картину. На кривих ДТА цих мінералів наявний екзотермічний пік в інтервалі температур від 300 до 500°С, котрий відповідає частковому окисленню двовалентного заліза. При подальшому нагріванні цей ефект переходить в інтенсивний ендотермічний за температури 500–650°С, що зумовлений трьома різними процесами: дегідроксилацією мінералу і руйнуванням структури, окисленням двовалентного заліза, утворенням нової фази з олівіновою структурою.

Термічні характеристики деяких неглинистих компонентів ґрунтів. Серед цих компонентів трапляються мінерали гідроксиди Fe і Al, карбонати і кварц.

Мінерали гідроксидів Fe і Al. Ці мінерали представлені у ґрунтах здебільшого гетитом і лепідокрокітом. У них однакова формула FeOOH, але різне розташування у кристалічній ґратці октаедрів, у яких міститься залізо.

На кривій ДТА грубодисперсного добре окристалізованого гетиту є помітний ендотермічний ефект при 380–420°C, який відповідає дегідратації і переходу гетиту в α-Fe_2O_3, та ендотермічний ефект при 680°C, при якому відбувається зворотне поліморфне перетворення α-Fe_2O_3 в γ-Fe_2O_3.

У ґрунтах, особливо у мулистих фракціях, частіше зустрічається тонкодисперсний прихованокристалічний різновид гетиту, котрий дає невеликий ендотермічний ефект у діапазоні температур 50–200°C. Він викликаний втратою адсорбованої води. Крім того, помітний ще один ендотермічний ефект при 280–400°C, що виник у результаті втрати гідроксильних груп із кристалічної ґратки, а також руйнування структури гетиту й утворення α-Fe_2O_3. При цьому втрачається 8,5 % ваги зразка. При 680°C відбувається зворотне поліморфне перетворення α-Fe_2O_3 у γ-Fe_2O_3.

Лепідокрокіт викликає подібну до тонкодисперсного гетиту картину, але на кривій ДТА цього мінералу інколи спостерігається помітний екзотермічний ефект від 450 до 550°C, який зв’язаний з поліморфними перетвореннями – переходом γ-Fe_2O_3 кубічної сингонії у γ-Fe_2O_3 тригональної сингонії.

Мінерали гідроксидів Al у ґрунті представлені гібситом $Al(OH)_3$. При нагріванні гібсит втрачає OH-групи. При цьому на кривій ДТА в інтервалі температур 275–350 (240–450)°C спостерігається гострий ендотермічний ефект. Цей процес супроводжується втратою 35 % ваги зразка й утворенням проміжного продукту беміту ($Al_2O_3 \cdot H_2O$). В інтервалі температур 450–600°C відбувається дегідратація і розклад новоутвореного беміту, що супроводжується поглинанням тепла.

Карбонати. У ґрунтах карбонати найчастіше представлені кальцитом, магнезитом і доломітом. При нагріванні кальцит розкладається відповідно до формули: $CaCO_3 = CaO + CO_2\uparrow$. При цьому на кривій ДТА спостерігається інтенсивний ендотермічний ефект у досить широкому діапазоні температур від 800 до 1000°С.

За вагою виділеного CO_2 (44,0 % від вихідної ваги зразка чистого кальциту) у процесі термічного розкладу можна кількісно визначити вміст кальцій карбонату у зразку. Термоваговий метод кількісного визначення карбонатів відзначається великою точністю. Він значно точніший за об'ємний і ацидиметричний методи. Термоваговий метод кількісного визначення карбонатів не тільки високоточний, він має добру відтворюваність результатів аналізу.

Магнезит ($MgCO_3$) розкладається при більш низькій температурі 580–680°С, при цьому втрачається 53,0 % від вихідної ваги зразка.

На кривій ДТА доломіту ($CaCO_3 \cdot MgCO_3$) наявні два ендотермічні ефекти в інтервалах температур 720–870°С і 870–1000°С, які спричинені розкладом кальцій карбонатів і магній карбонатів відповідно.

Водночас, на кривих ДТА і ТГ карбонатів, які представлені тільки кальцитом – $CaCO_3$, також можуть бути присутні не один, а два, інколи навіть три ендотермічні ефекти в межах температур 550–1000°С.

Кварц. На кривій ДТА при нагріванні кварц дає виразний ендотермічний ефект при 573°С, який викликаний поліморфним перетворенням α-кварцу в β-кварц.

Кількісне визначення кварцу проводиться по кривих ДТА. Кількість тепла, яке поглинається або виділяється при поліморфному перетворенні кварцу є пропорційною до його вмісту в аналізованій пробі. При нагріванні зразка фазовий перехід супроводжується поглинанням тепла і накладається на ендотермічні ефекти від глинистих мінералів, які присутні у зразку. Тому, для кількісної оцінки вмісту кварцу у пробі використовують не криві нагрівання, а

криві охолодження. Для цього зразок нагрівають до 650°С, а потім охолоджують його. При температурі 573°С відбувається поліморфне перетворення β-кварцу в α-кварц.

13. 4. Хімічні методи

Хімічні методи дослідження мінералогічного складу ґрунтів завжди є важливими допоміжними засобами для розшифрування і підтвердження даних рентгенівського і термічного фазового аналізів.

13. 4. 1. Валовий хімічний аналіз мулистої фракції

Виділені з ґрунту мулисті фракції завжди суттєво відрізняються від ґрунтової маси у цілому за валовим хімічним складом. У ґрунтах, пухких континентальних відкладах і на елювії кислих вивержених порід мулисті фракції, порівняно з ґрунтом, містять більше Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, інколи K_2O і менше – SiO_2, CaO і Na_2O. Ця різниця зумовлена тим, що мулиста фракція складається зазвичай із глинистих і високодисперсних неглинистих мінералів, котрі відзначаються високим вмістом Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO і K_2O. Саме ці компоненти разом із SiO_2 складають кристалічні ґратки переважаючих у ґрунтах глинистих мінералів. Навпаки, ґрунт у своїй загальній масі, складається із великої кількості піщаних і пилуватих часток, представлених переважно кварцом – SiO_2 і польовими шпатами – носіями CaO і Na_2O.

Деякі групи глинистих мінералів характеризуються відповідним хімічним складом, зокрема – відповідними співвідношеннями $SiO_2 : Al_2O_3$. Відповідно до особливостей будови кристалічних ґраток ці співвідношення для каолініту і галуазиту становлять 2, для групи слюд та ілітів 3–3,5, для мінералів монтморилонітової групи – 3,5–4.

Утруднюють мінералогічну інтерпретацію даних валового хімічного аналізу мулистих фракцій варіабельність хімічного складу багатьох глинистих мінералів, через наявність у них ізоморфних заміщень у тетраедричній і

октаедричній сітках. Тільки каолініт і галуазит мають більш-менш постійний хімічний склад. Крім того, мулисті фракції не часто складені одним мінералом. Вони здебільшого є полімінеральними і містять, крім глинистих силікатів, кварц, несилікатні сполуки Fe і Al та інші компоненти. Цілком зрозуміло, що присутність у складі мулистих фракцій кварцу може суттєво розширити, а присутність несилікатних сполук Al – навпаки, суттєво звузити мольні відношення SiO_2 : Al_2O_3 незалежно від складу переважаючих глинистих мінералів.

Незважаючи на труднощі з інтерпретацією мінералогічного складу за даними валового хімічного аналізу мулистих фракцій, з останнього можна отримати цінну інформацію про їхній мінералогічний склад і його зміни за генетичними горизонтами. Дуже інформативним показником є вміст K_2O у валовому складі мулу. У більшості ґрунтів єдиним джерелом калію у мулистій фракції є мінерали групи слюд та ілітів. Аналізуючи розподіл K_2O у валовому складі мулу по профілю, можна судити про розподіл по горизонтах цих калійвмісних мінералів, навіть розрахувати їхній відсотковий вміст.

Не менш інформативним показником є валовий вміст у мулистій фракції MgO і силікатного Fe_2O_3. Аналіз профільного розподілу кожного з цих компонентів і (або) їх разом, дає уявлення про розподіл по генетичних горизонтах триоктаедричних залізо-магнезіальних мінералів.

Для прикладу розглянемо валовий хімічний склад мулистої фракції ілювіально-залізистого підзолу (табл. 13. 3).

Таблиця 13. 3

Валовий хімічний склад мулистої фракції ілювіально-залізистого підзолу

Горизонти	Валовий вміст, % на прожарену наважку				
	SiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_{3сил}$	MgO	K_2O
E	62,40	27,86	2,84	1,10	0,69
If	41,08	40,96	4,70	1,19	0,78
PI	45,11	36,72	8,44	3,14	1,15

З табличних даних видно, що зверху вниз по профілю збільшується кількість у мулистій фракції слюдистих та ілітових мінералів, про що свідчить збільшення з глибиною валового вмісту K_2O. У тому ж напрямку в профілі зростає кількість триоктаедричних мінералів, що підтверджується збільшенням вмісту MgO і силікатного Fe_2O_3. Високий вміст SiO_2 у підзолистому горизонті можна пояснити накопиченням тонкодисперсного кварцу.

Завдання до модуля 2

1. Об'єднайте первинні і вторинні мінерали у групи за типами кристалічних структур: кварц, ортоклаз, каолініт, гетит, гібсит, алофан, мусковіт, опал, алмаз.
2. Об'єднайте у дві групи мінерали, які мають однаковий хімічний склад, але різні форму і властивості.
3. Принесіть або вкажіть на мінерал, який у природі може знаходитись одночасно у трьох агрегатних станах.
4. Принесіть дуже практичний засіб, у якому використовується властивість речовини давати поліморфні форми.
6. Купіть в аптеці мінеральну речовину, яку часто використовують у медицині, завдяки властивостям одного із лабільних мінералів.
7. Спитайте у квітковому кіоску про наявність мінеральної речовини, яку часто використовують як добриво завдяки високій лабільності кристалічної ґратки мінералів.
8. Принесіть невеликий шматочок породи, який майже повністю складається з одного мінералу, властивості якого допомагають студентам у навчанні.
9. Вкажіть на предмет, при виготовленні якого використовують сплав одного із дуже поширених у природі мінералів.
10. Розташуйте мінерали у порядку збільшення їхніх сорбційних властивостей: кварц, монтморилоніт, каолініт, вермикуліт, ортоклаз, галуазит.

Контрольні запитання до розділів модуля 2

1. Яка різниця між поняттями кристалохімія і кристалографія?

2. Чому мінерали з кристалічною структурою мають форму правильних багатокутників?

3. Чому Si і Al утворюють у літосфері Землі найбільше різноманіття кристалічних і некристалічних структур?

4. Яка гірська порода на 98 % складається з одного мінералу?

5. Чому в тропічних широтах у складі кори вивітрювання домінує каолініт-гібситова асоціація мінералів?

6. Чому в бореальному і холодному кліматичних поясах домінує іліт-монтморилонітова асоціація мінералів?

7. Властивості якого з мінералів широко використовують для підсилення смакових якостей харчової продукції?

8. Властивості якого з мінералів широко використовують у скульптурі, медицині та будівництві?

9. Завдяки властивостям яких мінералів у ґрунті надовго зберігаються вібріони дизентерії, холери, чуми тощо?

10. Яка група мінералів у минулому стала причиною переходу від однієї історичної доби до іншої?

11. Що швидше зникне у болотному ґрунті,– залізне вістря стріли чи дубова паля, і чому?

12. Чому цеглі із глини віддають перевагу над цеглою із піску при будівництві фортифікаційних споруд?

13. Що було б, якби у вологих тропіках у складі ґрунтів домінували монтморилоніт замість каолініту?

14. Що було б, якби у чорноземних степах у складі ґрунтів домінували каолініт-гібситова асоціація мінералів замість іліт-монтморилонітової?

15. Чому поверхня ґрунту в тропічних широтах має червоне забарвлення?

16. Яким методам треба віддати перевагу при дослідженні глинистих мінералів, а яким – при дослідженні гетиту і гібситу?

17. У якому випадку до назви мінералу хлорит потрібно обов’язково додати слово ґрунтовий?

18. Які породи дали назву величезному гірському масиву в Альпах?

19. Завдяки якому процесу при будівництві споруд на заболочених ґрунтах у давнину використовували дубові палі?

20. Завдяки властивостям якого мінералу в епоху палеоліту робили ріжучі інструменти (скребки, ножі, сокири)?

Розділ 14. **Лабораторні роботи**

Лабораторна робота № 1
Прилади і матеріали для дослідження мінералогії ґрунтів

Для дослідження мінералогічного складу мулистих фракцій ґрунтів і порід використовують три основних методи: рентгенівський фазовий аналіз, термічний аналіз і метод електронної мікроскопії. Для підтвердження даних мінералогічного аналізу часто застосовують валовий хімічний аналіз зразків. Перші три групи методів є інструментальними. Для їх застосування необхідні різні складні та дороговартісні пристрої, а в окремих випадках, як наприклад рентгенівський фазовий аналіз, спеціальне приміщення і досвідчений персонал, що може працювати із цими пристроями. Для роботи на пристроях, що забезпечують рентгенометричний метод, потрібні спеціальні допуски і знання з фізики та радіофізики ґрунтів.

Усі методи дослідження мінералогічного складу високодисперсних фракцій ґрунтів і порід потребують підготовки зразків до мінералогічного аналізу. При цьому застосовують широкий набір спеціального хімічного посуду і різноманітні хімічні реактиви. Весь цей хімічний реманент знаходиться у спеціалізованій лабораторії фізико-хімічних досліджень ґрунтів і природних вод.

Пристрої, інструменти та матеріали для спеціальних мінералогічних досліджень потребують зберігання і застосування в ізольованому, вузькоспеціалізованому приміщенні, де є всі умови для радіаційного захисту працівників при роботі з приладами, матеріалами і зразками, які є джерелом рентгенівського випромінення. Кожен працівник повинен мати допуск для роботи на цих пристроях.

При застосуванні рентгенівського фазового аналізу для дослідження глинистих мінералів ґрунтів і порід потрібно розуміти механізм *дифракції рентгенівських променів крізь кристалічні речовини*.

Як згадувалось у попередньому параграфі, при взаємодії атомів кристалічної ґратки з рентгенівським випроміненням, яке проходить крізь неї, виникає дифракційний ефект, при котрому в певних напрямках виникають вторинні (дифраговані) промені. Принцип дії явища дифракції, як відображення від певних серій площин, показаний на рисунку 66.

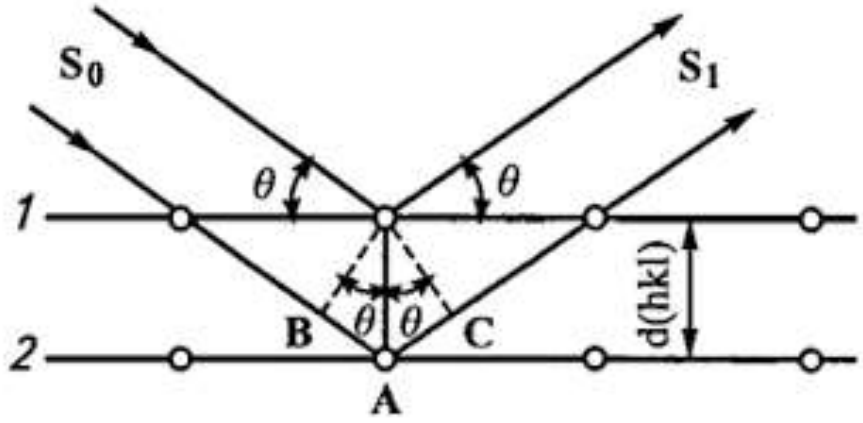


Рис. 66. Відображення променів від двох паралельних ідентичних площин

Оскільки у всіх кристалічних речовинах атоми розташовані не хаотично (як в аморфних), а чергуються за притаманним кожній речовині законом, у кристалі можна провести певну кількість серій паралельних площин, що проходять через ідентичні атоми. Кожна із цих площин розташована на однаковій відстані *d* одна від одної (див. рис. 66).

Основним завданням фазового рентгенівського аналізу є ідентифікація кристалічних речовин на основі набору міжплощинних відстаней, що визначаються завдяки рентгенівським променям, котрі проникають крізь досліджуваний зразок. Для цієї ідентифікації використовують різні за складністю конструкції апаратів, але із принципово однаковою електричною схемою і основними вузлами, що призначені для одержання рентгенівських променів (рис. 67).

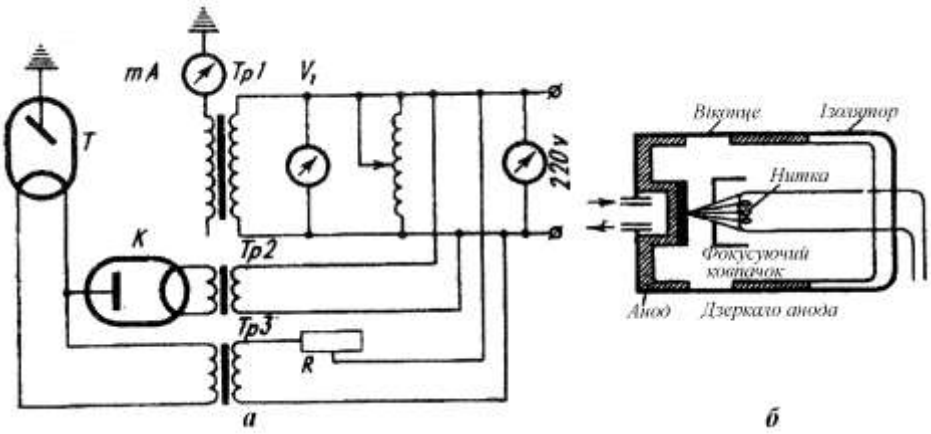


Рис. 67. Схема рентгенівського пристрою з кенотроном (*а*) та електронною рентгенівською трубкою (*б*)

Вартість таких апаратів досить значна, а кількість спеціалістів, які можуть на них працювати, дуже обмежена. Не в усіх академічних і науково-дослідних установах України є такі пристрої. У лабораторії мінералогії ґрунтів відділу наук про Землю Ягелонського університету (Краків, Польща) використовується така установка, технічні параметри роботи якої описані у параграфі 13.

Багатофункціональний пристрій, що дає змогу одночасно проводити простий і диференційований термометричний аналіз, термогравіметричний аналіз і отримувати криву ДТГ, яка відображає швидкість втрати ваги зразка, називається *дериватографом*. Принципова схема конструкції дериватографа системи Paulik-Paulik-Erdey Q-1500 D показана на рисунку 68.

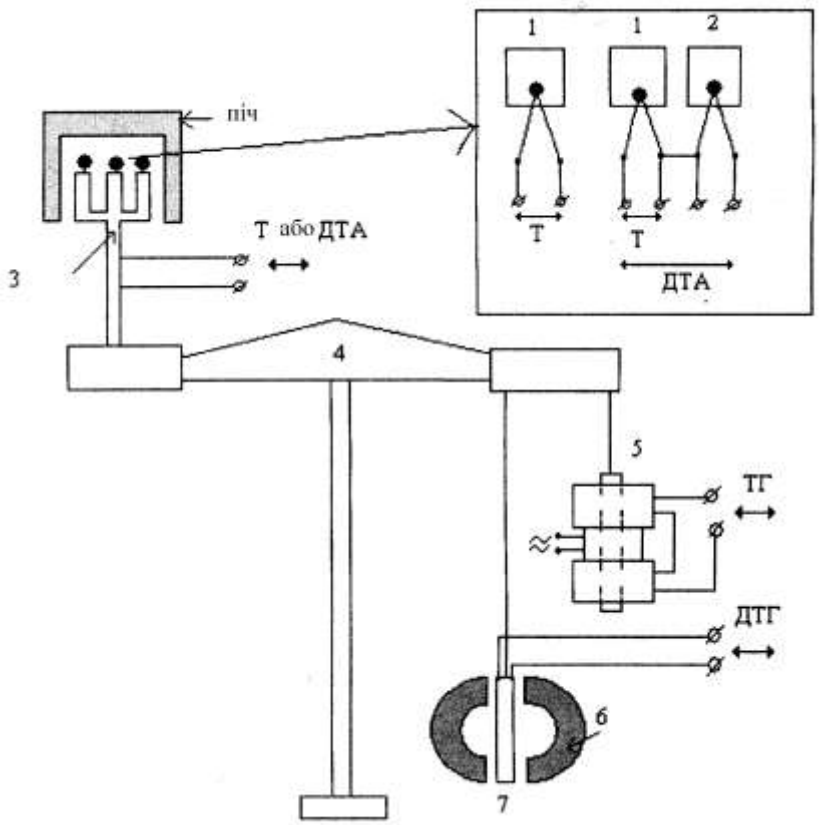


Рис. 68. Принципова схема пристрою дериватографа Q-1500 D

1 – тигель зі зразком; 2 – тигель з еталоном; 3 – керамічна трубка; 4 – термоваги; 5 – диференціальний трансформатор; 6 – магніт; 7 – катушка

Дериватограф Q-1500 D дозволяє проводити термоваговий аналіз не тільки у звичайному динамічному режимі, але й у квазі-ізотермічному режимі. Цей режим використовують, коли необхідно вивчити розкладання речовини за постійної температури.

Лабораторна робота № 2

Навчальна екскурсія мінералогічним музеєм

Мінералогічний музей імені академіка Євгена Лазаренка кафедри мінералогії Львівського національного університету імені Івана Франка було засновано професором природничої історії Гіацинтом Лобажевським у 1852–1853 роках на базі мінералогічних колекцій Кабінету природничої історії (рис. 69).

Рис. 69. Музей мінералогії Львівського університету

Джерелами поповнення колекційного матеріалу є обміни зразками з іншими мінералогічними музеями світу, персональні збори науковців університету та працівників інших організацій галузі геології, передавання цікавих і рідкісних зразків Музею від любителів-колекціонерів.

У Музеї діє багата постійна мінералогічна експозиція (рис. 70). Сьогодні збірка музею налічує понад 14 тисяч експонатів як із України, так і з інших країн Європи, а також Азії, Америки, Африки і Австралії.

Рис. 70. Колекційні зразки порід і мінералів

Експозиція мінералів і гірських порід представлена трьома відділами: систематичним, відділом, що присвячений властивостям мінералів, та тематичною колекцією.

Музей є також базою для навчального процесу і проведення наукових досліджень. Постійними відвідувачами є студенти університету, учні середніх шкіл, гімназій, коледжів, інших вищих навчальних закладів, а також учасники різних наукових форумів, іноземні делегації.

1. У музеї проводиться збір мінералогічних об’єктів під час навчальних та виробничих практик, чим поповнюються фонди музею.

2. Експозиція і фонди музею слугують базою для навчальної та науково-дослідницької роботи студентів геологічного факультету, аспірантів, учителів, учнів Малої Академії наук та учнів загальноосвітніх шкіл.

3. У музеї проводяться лекційні і лабораторні заняття з окремих тем курсів «Мінералогія», «Онтогенія», «Гемологія», «Кристалографія», «Загальна геологія».

4. Проводиться просвітницька робота для учнів загальноосвітніх шкіл під час запланованих загальноуніверситетських днів відкритих дверей.

5. Музейні матеріали використовуються при написанні курсових, дипломних, дисертаційних робіт.

Перше ознайомче навчальне заняття з курсу “Мінералогія ґрунтів” студентів ОПП 103 – Науки про Землю, спеціальності “Ґрунтознавство та

експертна оцінка земель” завжди проводиться у приміщенні Мінералогічного музею імені Євгена Лазаренка Львівського університету.

Під час тематичної лекції студенти повинні візуально оглянути колекційні зразки гірських порід і мінералів, засвоїти принципи класифікації і систематики порід і мінералів. Основну увагу звернено на загальні властивості основних груп первинних, а особливо вторинних високодисперсних мінералів (морфохроматичні ознаки, кристалохімічна природа, фізичні властивості).

Завдання:

1. Засвоїти принципи класифікації і систематики гірських порід і мінералів.

2. Оцінити морфохроматичні властивості гірських порід і мінералів.

3. Серед колекційних зразків виявити і систематизувати:

а) основні типи гірських порід і мінералів (магматичні, метаморфічні, осадові);

б) основні класи первинних мінералів земної кори (самородні елементи – *золото, платина, сірка, карбон*; сульфіди – *молібден, пірит*; хлориди – *галіт*; оксиди – *корунд, кварц*; гідроксиди – *гематит, гетит, гібсит*; карбонати –*кальцит, магнезит, доломіт, малахіт*; сульфати – *ангідрит, гіпс*; фосфати – *апатит, вівіаніт*; силікати – *олівін, топаз, польові шпати, плагіоклази, біотит, мусковіт*);

в) основні групи вторинних глинистих мінералів підкласу шаруватих силікатів (*каолініт, галуазит, гідромусковіт, гідробіотит, монтморилоніт, бейделіт, хлорит*).

г) основні групи вторинних високодисперсних неглинистих мінералів (*гідрогетит, лімоніт, лепідокрокіт, гідраргіліт або гібсит*).

Лабораторна робота № 3

Діагностика і властивості піщаних порід

Відповідно до геологічної класифікації, *пісок* – це дрібноуламкова незцементована гірська порода, яка цілковито або майже повністю складається із уламків різних порід і мінералів розміром від 0,05 мм до 2 мм. За класифікацією, що прийнята у ґрунтознавстві, до піщаних ґрунтів і порід відносяться ті утворення, в яких вміст фізичного піску (часточки розміром 1–0,01 мм) коливається у межах 90–100 %. У зарубіжному ґрунтознавстві фракція фізичного піску представлена часточками розміром 2–0,01 мм. У вітчизняному ґрунтознавстві пісок є більш дрібнозернистою породою, ніж у зарубіжному ґрунтознавстві або у розумінні геологів. Ущільнені і зцементовані піски називаються *пісковиками*. Піски з високим вмістом глинистої фракції називаються *глинистими пісками*.

Об'єкти досліджень. П'ять пронумерованих батарейних стаканів доверху заповнені різними генетичними типами піску.

Завдання дослідження. За морфохроматичними ознаками і властивостями пісків, використовуючи теоретичну інформацію, що відображена у § 3. 2. 1, необхідно діагностувати генетичний тип і властивості піску у кожному батарейному стакані. Визначення і номенклатуру (назву) породи виконують у такій послідовності:

1) вік породи;

2) походження (ґенеза);

3) літологічний склад;

4) мінералогічний склад;

5) фізичні властивості (водно-фізичні, фізико-механічні);

6) фізико-хімічні властивості;

7) особливості ґрунтоутворення на пісках.

Прилади й матеріали: лупа або бінокуляр (збільшення 1 х 10); набір сит з діаметром отворів: 2 мм; 1 мм; 0,5 мм; 0,25 мм.

Результати дослідження оформляють у вигляді таблиці 14. 1 або у формі короткого звіту.

Таблиця 14. 1

Діагностика піщаних порід, склянка №

Вік	
Ґенеза	
Літологічний склад	
Мінералогічний склад	
Фізичні властивості	
Фізико-хімічні властивості	
Особливості ґрунтоутворення на пісках	

Піски відомі на Землі з найдавніших часів. Усі піски за віком поділяються на *дочетвертинні* і *четвертинні*. Серед дочетвертинних пісків досить поширені докембрійські, юрські, крейдяні і наймолодші серед них – неогенові (міоценові) піски (5,5–23,0 млн років тому). При формуванні дочетвертинних пісків усі вони пройшли декілька стадій вивітрювання і перевідкладання, у результаті чого втратили всі легкозвітрювані мінерали, крім найстійкішого кварцу. Навіть іржаво-бурі залізисті кутани на поверхні мінеральних зерен піщинок були видалені у результаті розвитку мікропроцесу стягування. Тому, всі дочетвертинні піски мають одну характерну ознаку: біле або білувато-сіре забарвлення. Елювіальні дочетвертинні піски відзначаються неокатаністю або кутастою формою зерен піщинок, що добре видно під мікроскопом або лупою. Тільки дочетвертинні алювіальні піски, крім світлого забарвлення, відзначаються доброю окатаністю зерен. Більш молоді піски мають різні відтінки бурого забарвлення від глинисто-залізистих кутан на поверхні піщинок. Усі дочетвертинні піски на поверхні суші зазнали впливу сучасних дефляційних процесів.

За походженням (ґенезою) піски бувають *елювіальні, делювіальні, пролювіальні, алювіальні, флювіогляціальні, морські, озерні, вулканогенні*. Кожен генетичний тип пісків має свої діагностичні ознаки. *Елювіальні піски* представляють собою залишкову кору вивітрювання, тому вони: різнозернисті, полімінеральні, погано окатані або мають кутасту форму піщинок. *Делювіальні піски*: слабка окатаність піщинок, полімінеральний склад, відсутність шаруватості. *Алювіальні піски*: добре окатані, більш сортовані, завжди шаруваті. *Флювіогляціальні піски*: часто містять грубий гравійний матеріал, переважно середньо- і дрібнозернисті, мають бурі відтінки забарвлення завдяки глинисто-залізистим плівкам на поверхні піщинок, менш сортовані та окатані, нешаруваті. *Морські піски*: переважно грубозернисті, добре окатані, зустрічаються гравійні часточки темних слабозвітрених мінералів, містять фрагменти мушель молюсків, форамініфер, не мають легкорозчинних солей. *Озерні піски*: подібні до морських, але мають тонку шаруватість, переважно середньо- і дрібнозернисті, наявні прошарки важкого гранулометричного складу. *Вулканогенні піски*: представлені вулканічним попелом, забарвлення від темно-сірого до чорного, переважно дрібнозернисті.

За літологічним складом піски поділяються на грубозернисті (1–0,5 мм), середньозернисті (0,5–0,25 мм) і дрібнозернисті (0,25–0,05 мм). Для визначення зернистості пісків використовують набір сит різного діаметру.

За мінералогічним складом, тобто співвідношенням між вмістом кварцу та інших мінералів, піски поділяються на *мономінеральні*, *поліміктові* та *олігоміктові*. Мономінеральні піски на 98–100 % складені з одного мінералу. Полімінеральні піски мають змішаний склад мінералів, але кількість кварцу не перевищує 90%. Серед них розрізняють: *аркозові* піски, що складаються із кварцу, польового шпату і слюд; *граувакові* (польові шпати, окатані уламки порід у формі гравію, кварц); *глауконітові* піски зеленого забарвлення (глауконіт, кварц, інші мінерали). Це відносно молоді піски, що містять у своєму складі багато темних легкозвітрюваних мінералів, тому накопичуються

поблизу області знесення (гірські масиви). Олігоміктові піски на 90 % складені з кварцу, а 10 % представлені іншими мінералами. Це наймолодші піски (четвертинні), які акумульовані близько до області знесення на денудаційно-акумулятивних рівнинах. До олігоміктових пісків відносяться флювіогляціальні піски.

Лабораторна робота № 4

Діагностика і властивості глинистих порід

Глини – це дрібнозернисті пухкі гірські породи, які при змочуванні водою мають здатність утворювати пластичне тісто, що зберігає задану йому форму після висихання. Більшість глин з високим вмістом фракції фізичної глини (75–80 %) утворюють при зволоженні сильно пластичну масу.

У складі глин переважають часточки діаметром менше 0,005 мм. У вітчизняному ґрунтознавстві глинистими ґрунтами і породами вважаються такі утворення, які містять у складі дрібнозему, залежно від типу ґрунтоутворення, більше 50,0 (60,0) % фракції фізичної глини (часточки розміром <0,01 мм).

Як і піски, глини можуть бути *мономінеральними* і *поліміктовими*. Мономінеральні глини складені майже цілковито з одного мінералу. Наприклад, при абсолютному домінуванні (>85,0 %) у складі глини каолініту, така глина називається *каоліновою*, а при домінуванні монтморилоніту – *бентонітовою* глиною. Абсолютно мономінеральних глин не існує. На відміну від пісків, серед глин значно частіше зустрічаються поліміктові глини, які представляють собою суміш декількох глинистих мінералів у різних кількісних співвідношеннях. Глинам притаманні характерні асоціації мінералів з домішками високодисперсних неглинистих мінералів, які часто утворюються у парагенетичній єдності з глинистими мінералами. Характерними домішками у складі глинистих порід є: глауконіт, хлорит, гетит, беміт, високодисперсні кластогенні мінерали (кварц, польові шпати, плагіоклази), аморфні сесквіоксиди Fe і Al, аморфний кремнезем. Метаморфічно зцементовані глини називаються *глинистими сланцями*. Окрім щільності, основна відмінність глинистих сланців від типових глин – повна втрата пластичності.

Об'єкти досліджень. Чотири пронумеровані батарейні стакани заповнені зразками різних генетичних типів глин: каолінова, бентонітова, поліміктова, глинистий сланець.

Завдання дослідження. За морфохроматичними ознаками і властивостями зразків, використовуючи теоретичну інформацію, що відображена у § 3. 2. 2, необхідно підтвердити приналежність зразків до глин, діагностувати генетичний тип і властивості глини у кожному батарейному стакані. Визначення і номенклатуру (назву) породи виконують у такій послідовності:

1) діагностика глини на пластичність;

2) вік породи;

3) походження (ґенеза);

4) мінералогічний склад;

5) фізичні властивості (водно-фізичні, фізико-механічні);

6) фізико-хімічні властивості;

7) особливості ґрунтоутворення на глинах.

Прилади і матеріали: лупа або бінокуляр (кратність збільшення 1 х 10); змивач, дистильована вода, фарфорова ступка, фарфорова чашка, дерев'яний пестик з гумовим наконечником, шпатель, пластина зі скла.

Результати дослідження оформляють у вигляді таблиці 14. 2 або у формі короткого звіту.

Таблиця 14. 2

Діагностика глинистих порід, склянка №

Пластичність	
Вік	
Ґенеза	
Мінералогічний склад	
Фізичні властивості	
Фізико-хімічні властивості	
Особливості ґрунтоутворення на глинах	

Глини бувають морського, континентального і метасоматичного походження. Глинисті породи морського походження утворилися переважно у

процесі осадонакопичення з найтонших мулистих і колоїдних розчинів у теплих мілководних морських басейнах. У континентальних умовах глини є продуктами вивітрювання і стадійного перетворення первинних мінералів або продуктами синтезу із простих оксидів. Різновидами метасоматизму є процеси *аргілізації* і *пропілітизації*. Процес аргілізації приурочений до глибоких тектонічних тріщин і розломів, якими циркулюють різні за складом і температурою постмагматичні термальні води. При аргілізації відбувається послідовне спрощення складу і скорочення кількості фаз трансформації порід. Процес аргілізації може відбуватись у різних умовах щодо складу порід, впливу вод іншої якості, за інших температур. Продуктами аргілізації є глинисті породи – *аргілізити*. У неоднакових метасоматичних умовах можуть утворюватись різні аргілізити. Різновидом аргілізації є *пропілітизація* – утворення у результаті метасоматозу порід, що збагачені хімічно активними, забарвленими у зелений колір шаруватими силікатами (серицит, хлорит, пірофіліт, серпентин), які нестійкі в умовах земної поверхні. Зеленувате забарвлення цих мінералів зумовлене високим вмістом дво- і тривалентного заліза, з яким пов’язують нестійкість мінералів у гіпергенних умовах.

У позатропічних широтах усі глини на земній поверхні мають четвертинний вік, окрім глин, які є продуктами руйнування і акумуляції більш давніх (дочетвертинних) геологічних утворень. У топічних широтах процес глиноутворення дуже тривалий, не переривався зледеніннями, іде дуже інтенсивно і відносно швидко. Більшість ґрунтів і порід є частинами давніх алітних або фералітних кір вивітрювання.

Глини морського походження є засоленими. Вони часто містять у якості домішку різні органогенні мушлі морських молюсків, форамініфер. Наявність у глинах великих карбонатних конкрецій (журавчиків, білозірки) є ознакою континентальної ґенези породи, або її тривалої еволюції у континентальних умовах. Наявність у літологічному складі глин значної кількості піщаної

фракції, або темно-сірих органогенних конкрецій чи прошарків, вказують на континентальне походження такої глини.

Вік глин часто вказує на їхній мінералогічний склад. Каолінові глини є продуктами глибокого руйнування первинних мінералів в умовах вологого тропічного клімату. Бентонітові глини утворюються переважно в умовах помірного і холодного вологого клімату. Кожна із цих глин відзначається характерною для неї асоціацією мінералів.

Приналежність зразка до глини можна підтвердити шляхом зволоження зразка до стану густої пасти, з наступною спробою сформувати невелику кульку, яку потім розкачують у шнурок (2–3 мм у діаметрі) і згинають у кільце, як при гранулометричному аналізі. За морфологією зразка можна визначити ступінь пластичності зразка та підтвердити його приблизний гранулометричний склад. Точне визначення вмісту глинистої фракції у зразку, його назва за гранулометричним складом (легка-, середня-, важка- глина) одержують при аналізуванні зразка методом піпетки.

Лабораторна робота № 5

Діагностика і властивості моренних суглинків

Моренні відклади входять до складу обширної групи порід – валунних суглинків (моренна, обвали, пролювій тощо). Серед валунних суглинків у якості ґрунтотворних або підстильних порід абсолютно переважають моренні суглинки.

Морена – це скупчення різних за розмірами несортованих уламків гірських порід, що переносились льодовиками і залишились на місці після їхнього танення. Морена є не просто механічною сумішшю уламків гірських порід області знесення, вона є продуктом їхнього перетворення під впливом гіпергенних процесів. Склад морени залежить від: складу порід області живлення, місцерозташування уламкового матеріалу в тілі льодовика, умов накопичення відкладів.

За літологічним складом серед морен переважають валунні суглинки, рідше супіски і глини. Морени завжди піщанисті і здебільшого майже наполовину складаються з піску (фракція 1–0,05 мм). Характерною ознакою суглинкової морени є невисокий вміст грубопилуватої або лесової фракції (0,05–0,01 мм) і значна присутність грубозернистих часток гравелистого розміру (>1 мм). Вміст валунно-галечникового матеріалу зменшується з півночі на південь. Склад часток, що утворюють морену, суттєво змінюється залежно від їхніх розмірів.

Моренні суглинки частіше бувають не карбонатні, зрідка – карбонатні. На кислих гранітах і червонобарвних породах морена має червоно-буре забарвлення, на граніто-гнейсах – жовто-буре, на основних і карбонатних породах – сірувате або жовтувате, а на чорних глинах – темно-сіре. Колір визначається переважно ступенем окислення сполук заліза. Чим більше заліза в оксидній формі, тим інтенсивніший червоний відтінок. Закисні сполуки надають морені зеленувато-сірі відтінки.

Морени є настільки неоднорідними за літологічним складом, наскільки однорідними є леси.

Об'єкти досліджень. Два пронумеровані батарейні стакани заповнені зразками карбонатного і не карбонатного моренного суглинку.

Завдання дослідження. За морфохроматичними ознаками і властивостями зразків, використовуючи теоретичну інформацію, що відображена у § 3. 2. 3, необхідно підтвердити приналежність зразків до моренних суглинків, діагностувати генетичний тип і властивості морени у кожному батарейному стакані. Визначення і номенклатуру (назву) породи виконують у такій послідовності:

1) діагностичні ознаки морени;

2) вік породи;

3) походження (ґенеза);

4) мінералогічний склад;

5) фізичні властивості (фодно-фізичні, фізико-механічні);

6) фізико-хімічні властивості;

7) особливості ґрунтоутворення на моренних суглинках.

Прилади і матеріали: лупа або бінокуляр (кратність збільшення 1 х 10); шкала Манселла, набір сит розміром 3 – 2 – 1 мм, змивач, дистильована вода, фарфорова ступка, фарфорова чашка, дерев'яний пестик з гумовим наконечником, шпатель, пластина зі скла, молоточок, наковальня, вимірювач, 10 % розчин HCl.

Результати дослідження оформляють у вигляді таблиці 14. 3 або у формі короткого звіту.

Таблиця 14. 3

Діагностика моренних суглинків, склянка №

Ознаки породи	
Вік	
Ґенеза	
Мінералогічний	

склад	
Фізичні властивості	
Фізико-хімічні властивості	
Особливості ґрунтоутворення на морені	

Основною ознакою моренного суглинку є його забарвлення, гранулометричний склад, висока піщанистість дрібнозему, підвищена скелетність матеріалу, який представлений гравелисто-валунною фракцією, наявність валунів. Забарвлення моренного суглинку визначають за допомогою шкали кольорів Манселла. Органо-лептичним методом визначають орієнтовний гранулометричний склад морени. Використовуючи набір сит різного діаметра визначають відсоток скелетності зразка (каміння, гравій) і вміст дрібнозему (часточки розміром <1 мм). Знаходять присутність валунів різного діаметра. Лупою діагностують ступінь окатаності піщаного, гравелистого і валунного матеріалу. Діагностику на карбонатність проводять з використанням 10 % розчину хлоридної кислоти.

Моренні відклади за походженням поділяються на гірську і материкову морену. В абсолютній більшості моренні суглинки мають покривний характер залягання й утворились у відповідні епохи четвертинного періоду при материкових зледеніннях. Головним місцем просторової локації покривної материкової морени є високі широти північної півкулі Землі. На південних материках абсолютно переважає гірська морена. За місцем акумуляції моренного матеріалу відносно тіла льодовика, морена поділяється на: донну, абляційну, бокову, поверхневу і кінцеву.

Валуни, галька і гравій представляють уламки порід, піщані і пилуваті зерна – окремі первинні мінерали, глинисті часточки – переважно відповідні асоціації глинистих і високодисперсних неглинистих мінералів.

Піщано-алевритова фракція морен складена зазвичай кварцом (близько 80,0 %), польовим шпатом (15–20 %), слюдами (3–4 %). Максимальна кількість кварцу міститься у грубо- і середньо-піщаній фракціях (1–0,25 мм), польові шпати зосереджені головно у лесовій фракції (0,05–0,01 мм). На сонці підсохлі зразки моренних суглинків можуть давати відблиски від лусочок слюдистих мінералів. У дрібноземі карбонатної морени присутні домішки кальциту, магнезиту або доломіту. У морені завжди присутні зерна темних залізовмісних мінералів, представлених амфіболами, зокрема роговими обманками. Оскільки морена складена не сортованим, хімічно слабозвітреним матеріалом, тому на поверхні піщаних зерен і гравелистих часток трапляються плівки з асоціаціями аморфних сесквіоксидів Fe і Al і глинистих мінералів.

Лабораторна робота № 6

Діагностика і властивості лесових порід

Лесові породи поділяються на дві великі групи: леси і лесоподібні породи. Остання група порід відрізняється від типового лесу за реологічними властивостями (фізико-механічними) і складається з лесоподібних і лесовидних суглинків [12]. Усі лесові породи відносяться до порід проблематичної ґенези і об'єднуються під спільною назвою – породи лесової формації.

Характерна властивість лесу – його забарвлення. У Євразії лес має світло-жовте (палеве) забарвлення, у Північній Америці рудувато-коричневе або "колір бізонової шкіри". Лесоподібні породи мають вищу тональність бурого забарвлення, часто з іржаво-бурими плямами оксидних сполук заліза.

Лесам притаманна своєрідна текстура – наявність візуально помітних вертикальних канальців – макропор і вертикальних тріщин, котрі зумовлюють вертикальну подільність лесів і їхню здатність утримуватись на вертикальних урвищах. Типові леси завжди висококарбонатні (15–25 %). Стінки канальців просочені вапном, що надає їм міцності. Вапно в лесах знаходиться у формі дрібнокристалічного кальциту – тонкі плівки на мінеральних зернах і стінках пор, прожилки у порах, або конкрецій – білозірка, журавчики. Вертикальні пори мають крупніший діаметр, а горизонтальні – тоньший. Вертикальна водопроникність на декілька порядків вища (1 м/добу) за горизонтальну (0,02 м/добу). Завдяки наявності плівок вапна на мінеральних зернах і мікроагрегатах, типові леси відзначаються низькою ємкістю катіонного обміну 10–20 ммоль/100 г ґрунту. Лесоподібні породи переважно слабокарбонатні (до 15 %), а лесовидні суглинки – не карбонатні.

Типовий лес не шаруватий, на відміну від лесоподібних порід, для яких шаруватість – характерна риса. У гранулометричному складі лесів і лесоподібних порід домінує фракція грубого пилу (лесова). Її вміст у типових лесах становить 30–55 %, у лесоподібних породах він ще вищий (більше 60 %), особливо у лесовидних суглинках.

Лес має дуже низький вміст грубих фракцій. Часточки розміром понад 0,25 мм практично відсутні, або їхній вміст не перевищує 5 %. У лесоподібних породах крупні фракції завжди присутні: часточки грубо- і середньо-піщаного розміру (1–0,25 мм) складають до 5 %, а часточки дрібно-піщаного розміру – 10–15 % і більше. Всі типові леси відзначаються постійністю вертикального розподілу грубих фракцій, чого часто немає у лесоподібних породах.

Об'єкти досліджень. У двох пронумерованих батарейних стаканах розташовані циліндричні зразки-блоки лесових порід непорушеного складення.

Завдання дослідження. За морфохроматичними ознаками і властивостями зразків, використовуючи теоретичну інформацію, що відображена у § 3. 2. 5, необхідно підтвердити приналежність зразків до типового лесу або лесопоподібного суглинку. Визначення і номенклатуру (назву) породи виконують у такій послідовності:

1) діагностичні ознаки лесових порід;

2) вік породи;

3) походження (ґенеза);

4) мінералогічний склад;

5) фізичні властивості (водно-фізичні, фізико-механічні);

6) фізико-хімічні властивості;

7) особливості ґрунтоутворення на лесових породах.

Прилади і матеріали: лупа або бінокуляр (кратність збільшення 1 х 10); шкала Манселла, набір сит розміром 1 – 0,5 – 0,25 мм, змивач, дистильована вода, фарфорова ступка, фарфорова чашка, дерев'яний пестик з гумовим наконечником, 10 % розчин HCl.

Результати дослідження оформляють у вигляді таблиці 14. 4 або у формі короткого звіту.

Таблиця 14. 4

Діагностика лесових порід, стакан №

Ознаки породи	
Вік	
Ґенеза	
Мінералогічний склад	
Фізичні властивості	
Фізико-хімічні властивості	
Особливості ґрунтоутворення на лесових породах	

Усі породи лесової формації, які морфологічно нагадують лес, але не мають повного набору притаманних типовому лесу ознак і властивостей, називаються лесоподібними породами.

Лабораторна робота № 7

Діагностика і властивості покривних суглинків

Хоча покривні суглинки досить далекі від лесів, але їх дуже наближено можна порівняти з некарбонатними лесовидними породами. Покривні суглинки отримали свою назву завдяки заляганню на поверхні моренних відкладів. Вони покривають вершини і схили вододільних поверхонь, перекриваючи зверху морену. Найчастіше вони мають потужність 1–3 м. В окремих випадках, покривні суглинки залягають не на морені, а на флювіогляціальних і давньоалювіальних відкладах.

Як і лесовидні породи, покривні суглинки мають багато спільного з лесоподібними породами, що зумовлено подібністю їхньої ґенези. За забарвленням вони найближчі до лесовидних суглинків (палево-бурий колір). Дуже часто покривні суглинки мають виразно грубу або тонку шаруватість, плитчасту структуру, тонку пористість. Їхня характерна ознака – це м'якість, оксамитовість на дотик, що зумовлено високим вмістом пилуватої фракції у гранулометричному складі породи. Домінуючою фракцією є грубопилувата. На відміну, навіть від не карбонатних лесовидних суглинків, її вміст інколи сягає 85,0 %. Вміст піщаних фракцій (розміром >0,05 мм) становить 20,0 % і більше.

Покривні суглинки майже завжди не карбонатні. Гіпсу і легкорозчинних солей у їхньому складі немає. Пористість покривних суглинків менша за таку ж у лесах – 32–39 %, щільніть будови значно вища.

Об'єкти досліджень. У двох пронумерованих батарейних стаканах розташовані циліндричні зразки-блоки лесу і покривного суглинку непорушеного складення.

Завдання дослідження. За морфохроматичними ознаками і властивостями зразків, використовуючи теоретичну інформацію, що відображена у § 3. 2. 4, необхідно підтвердити приналежність зразків до лесу або покривного суглинку. Визначення і номенклатуру (назву) породи виконують у такій послідовності:

1) діагностичні ознаки породи;

2) вік породи;

3) походження (ґенеза);

4) мінералогічний склад;

5) фізичні властивості (водно-фізичні, фізико-механічні);

6) фізико-хімічні властивості;

7) особливості ґрунтоутворення на покривних суглинках.

Прилади і матеріали: лупа або бінокуляр (кратність збільшення 1 х 10); шкала Манселла, набір сит розміром 1 – 0,5 – 0,25 мм, змивач, дистильована вода, фарфорова ступка, фарфорова чашка, дерев'яний пестик з гумовим наконечником, 10 % розчин HCl.

Результати дослідження оформляють у вигляді таблиці 14. 5 або у формі короткого звіту.

Таблиця 14. 5

Діагностика покривних суглинків, склянка №

Ознаки породи	
Вік	
Ґенеза	
Мінералогічний склад	
Фізичні властивості	
Фізико-хімічні властивості	
Особливості ґрунтоутворення на покривних суглинках	

Технологія діагностики покривних суглинків аналогічна до порід лесової формації. Найважливіша ознака покривних суглинків – значно виразніше буре забарвлення, високий вміст грубопилуватої фракції, відчуття оксамитовості на дотик у розтертому вигляді, відсутність будь-яких ознак карбонатності, не видима неозброєним оком тонка пористість.

Лабораторна робота № 8

Діагностика і властивості карбонатних порід

Частка карбонатних порід серед осадових товщ земної кори дуже незначна і становить біля 6,0 %. У кожній природній зоні деяка частина ґрунтів формується на карбонатних породах. На цих породах у Європі формуються дуже родючі азональні ґрунти – рендзини (“північні чорноземи”). Своєрідність ґрунтів на карбонатних породах полягає у тому, що ці породи різко відрізняються за хімічним складом від середнього складу земної кори і решти ґрунтотворних порід.

В Україні рендзини на карбонатних породах найбільш поширені на Поліссі, де вони займають великі площі, особливо на Волинському Поліссі. Ґрунтотворною породою виступає елювій давніх корінних порід мезозойського віку, які вийшли на денну поверхню у результаті абразивної дії материкових льодовиків і водно-льодовикових потоків.

Об’єкти досліджень. На столі розташовані 4 зразки різних карбонатних порід: вапняк, крейда, мергель, доломіт.

Завдання дослідження. За морфохроматичними ознаками і властивостями зразків, використовуючи теоретичну інформацію, що відображена у § 4. 4, необхідно підтвердити приналежність зразків до відповідних карбонатних порід. Визначення і номенклатуру (назву) породи виконують у такій послідовності:

1) діагностичні ознаки карбонатних порід;

2) вік породи;

3) походження (ґенеза);

4) мінералогічний склад;

5) фізичні властивості (водно-фізичні, фізико-механічні);

6) фізико-хімічні властивості;

7) особливості ґрунтоутворення на карбонатних породах.

Прилади і матеріали: лупа або бінокуляр (кратність збільшення 1 х 10); шкала Манселла, сито розміром 1 мм, дистильована вода, фарфорова ступка, фарфоровий пестик, молоток, ковадло, 10 % розчин HCl.

Результати дослідження оформляють у вигляді таблиці 14. 6 або у формі короткого звіту.

Таблиця 14. 6

Діагностика карбонатних порід, склянка №

Ознаки породи	
Вік	
Ґенеза	
Мінералогічний склад	
Фізичні властивості	
Фізико-хімічні властивості	
Особливості ґрунтоутворення на карбонатних породах	

Головними компонентами карбонатних порід є кальцит $CaCO_3$, магнезит $MgCO_3$, зрідка арагоніт. Серед домішок: доломіт, глинистий матеріал, мінерали групи оксидів силіцію, сесквіоксиди Fe і Al, органічна речовина тощо. Вапняк бурно реагує з хлоридною кислотою, розчиняючись у ній. Доломіт не закипає з холодною HCl, але бурно закипає будучи подрібненим до стану дрібного порошку. Мергель бурхливо і з шумом закипає під впливом розчину хлоридної кислоти, але крапля кислоти після реакції залишає по собі на поверхні породи брудну пляму від теригенного матеріалу.

Лабораторна робота № 9

Діагностика і властивості мінералів розчинних солей

Усі мінерали-солі є розчинними у воді. За ступенем розчинності вони поділяються на: слаборозчинні (кальцит, магнезит, доломіт), середньорозчинні (гіпс, ангідрит), легкорозчинні (галіт, сильвін, мірабіліт, сода).

Слаборозчинні мінерали є породотворними мінералами для таких порід як вапняк, крейда, доломіт і мергель. Така середньорозчинна сіль як гіпс утворює однойменні породи гіпс і гіпсоангідрит. Легкорозчинні мінерали галіт, сильвін і мірабіліт утворюють природні поклади кам'яної і глауберової солі.

Об'єкти досліджень. На столі розташовані 4 зразки різних солевмісних порід (крейда, гіпс, кам'яна сіль, глауберова сіль), які містять високі концентрації мінералів-солей з різною розчинною здатністю: кальцит, магнезит, гіпс, ангідрит, галіт, сильвін, мірабіліт.

Завдання дослідження. За морфохроматичними ознаками і властивостями зразків, використовуючи теоретичну інформацію, що відображена у розділі 10, необхідно підтвердити приналежність зразків до відповідних солевмісних порід. Визначення і номенклатуру (назву) породи виконують у такій послідовності:

1) діагностичні ознаки солевмісних порід;

2) вік породи;

3) походження (ґенеза);

4) мінералогічний склад;

5) фізичні властивості (водно-фізичні, фізико-механічні);

6) фізико-хімічні властивості;

7) особливості ґрунтоутворення на солевмісних породах.

Прилади і матеріали: лупа або бінокуляр (кратність збільшення 1 х 10); дистильована вода, фарфорова ступка, фарфоровий пестик, молоток, ковадло, 10 % розчин HCl, карбонатна кислота H_2CO_3, сульфатна кислота H_2SO_4, електрична плитка.

Результати дослідження оформляють у вигляді таблиці 14. 7 або у формі короткого звіту.

Карбонатна порода під назвою крейда є різновидом вапняку, який на 98 % складається з кальциту. Кальцит є слаборозчинною сіллю, яка у природних умовах при контакті з водою практично малорозчинна. Скільки б довго не збовтувати у воді кусок крейди, у воді з'явиться тільки незначне молочного кольору помутніння від порошкоподібного кальциту, що перейшов у розчин з поверхні крейди. Якщо ж у воді збільшується концентрація карбонатної кислоти H_2CO_3, розчинність кальциту, а отже й крейди різко зростає. Кількість карбонатної кислоти у розчині залежить від концентрації у ньому вуглекислого газу CO_2, зі збільшенням якого нерозчинний кальцит $CaCO_3$ переходить у розчинний у воді кальцій бікарбонат $Ca(HCO_3)_2$.

Таблиця 14. 7

Діагностика мінералів-солей у породах, склянка №

Ознаки породи	
Вік	
Ґенеза	
Мінералогічний склад	
Фізичні властивості	
Фізико-хімічні властивості	
Особливості ґрунтоутворення на солевмісних породах	

Розчинність гіпсу в чистій воді, як і в HCl, дуже мала. Проте, у воді, що підкислена сульфатною кислотою H_2SO_4, розчинність гіпсу набагато вища, ніж у чистій воді. Однак при концентрації H_2SO_4 понад 75 г/л розчинність гіпсу різко зменшується.

Мірабіліт $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ (глауберова сіль) із усіх легкорозчинних сульфатів і хлоридів натрію при нагріванні вище 32°С плавиться, точніше,

розчиняється у власній кристалізаційній воді. Від соди ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$) мірабіліт відрізняється тим, що при дії HCl не виділяється вуглекислий газ, тобто зразок не скипає і не видає при цьому ніяких звукових ефектів.

Галіт NaCl легко розчиняється у чистій воді. Розчин галіту, або кам'яної солі має солоний присмак. При нагріванні над відкритим вогнем, галіт розтріскується і забарвлює полум'я у жовтуватий колір. Із розчину, який підкислений нітратною кислотою HNO_3, галіт виділяється у вигляді білого сироподібного осаду.

Лабораторна робота № 10

Діагностика і властивості вулканогенних порід

Вулканогенні породи утворюють значну групу вулкано-уламкових (вулкано-кластичних або пірокластичних) порід, які утворились із уламків, що були викинуті під час виверження у розплавленому стані: попелу, піску, бомб. Вони можуть бути пухкими, ущільненими і зцементованими, інколи з домішками осадового матеріалу (менше 50,0 %). Ґрунти, що утворились на вулканогенних породах, називаються *андосолями*.

Серед пірокластичних утворень вулканічної діяльності, за розмірами (мм) матеріалу виділяють 7 різновидів (табл. 14. 8):

Таблиця 14. 8

Назва матеріалу	Форма новоутворень	Розміри (мм)
Бомби і брили	брилистий агломерат агломерат	>200 50–200
Лапілі	лапілі вулканічний гравій	10–50 2–10
Попіл	вулканічний пісок вулканічний пил тонкий вулканічний пил	0,1–2 0,01–0,1 <0,01

Під вулканічним попелом геологи розуміють вулканічний матеріал розміром менше 2 мм. З ґрунтознавчого погляду, під вулканічним попелом мають на увазі пухкий вулканічний матеріал незалежно від розмірів часток.

Вулканічний попіл представляє собою пухке скупчення матеріалу, що викинутий вулканами. Цей попіл складений часточками різної величини – від великих брил до тонкого пилу. Уламки мають гострокутну форму, зрідка кулясту або у формі краплі. Вулканічний попіл є шаруватим.

За речовинним складом вулкано-уламкові породи поділяються на: вітрокластичні, кристалокластичні, літокластичні, змішані. За хімічним складом породи поділяються на базальтові, андезитові, дацитові і ліпаритові.

Пірокластичний матеріал може транспортуватися різними шляхами: принесений взривною хвилею, вітром, морськими течіями, ріками, грязевими потоками, флювіо-гляціальними потоками, льодовиками.

При виверженні відбувається повітряна сепарація матеріалу, розподіл уламків за величиною і щільністю. Поблизу кратера відкладаються уламки мінералів, шматки лави, а на більш далекі відстані відноситься більш легке вулканічне скло. Саме воно розноситься вітром на відстані сотень і тисяч кілометрів від вогнища виверження, що призводить до утворення вулканогенно-осадових порід.

Найгрубіший матеріал відкладається поблизу центру виверження, грубоуламковий і гравійний матеріал – на деякому віддаленні від центру, а при слабкому виверженні – поблизу від нього. Найдалі відноситься вулканічний пил.

Об'єкти досліджень. На столі розташовані зразки різних за величиною пірокластичних утворень.

Завдання дослідження. За зовнішніми ознаками і властивостями зразків, використовуючи теоретичну інформацію, що відображена у § 4. 6, необхідно підтвердити приналежність зразків до відповідних пірокластичних утворень (назва, форма, розміри). Визначення і номенклатуру (назву) пірокластичних новоутворень виконують у такій послідовності:

1) діагностичні ознаки породи;

2) вік породи;

3) походження (ґенеза);

4) мінералогічний склад;

5) властивості;

6) особливості ґрунтоутворення на вулканогенних породах.

Прилади і матеріали: лупа або бінокуляр (кратність збільшення 1 х 10); вимірювач.

Результати дослідження оформляють у вигляді таблиці 14. 9 або у формі короткого звіту.

Таблиця 14. 9

Діагностика пірокластичних утворень

Ознаки новоутворень	
Вік	
Ґенеза	
Мінералогічний склад	
Властивості	
Особливості ґрунтоутворення на вулканогенних породах	

Лабораторна робота № 11

Діагностика мінералів грубодисперсних фракцій ґрунтів і порід

Серед грубодисперсних фракцій ґрунтів і порід переважають кварц, шаруваті силікати й алюмосилікати (біотит, мусковіт), каркасні алюмосилікати (альбіт, ортоклаз, мікроклин, санідін, анортит, плагіоклаз). Крім кварцу, силікатів і алюмосилікатів у складі грубодисперсних фракцій можуть зустрічатись оксиди заліза, алюмінати, апатит, сульфіди.

Усі мінерали поділяються на темні – *фелічні*, і світлі – *салічні*. До перших належать олівін, піроксени, амфіболи, біотит, до других – плагіоклази, натрій-калієві польові шпати, кварц. Мінерали першої групи мають темні відтінки забарвлення завдяки вмісту значної кількості заліза і магнію. Більшість з них легко подрібнюються при фізичному вивітрюванні, тому в пухких породах і ґрунтах перебувають переважно у крупних фракціях. Світлі мінерали збагачені силіцієм і алюмінієм, містять лужні метали і кальцій, важко піддаються вивітрюванню, крім плагіоклазу з високим вмістом анортиту.

При діагностиці мінералів грубодисперсних фракцій потрібно пам’ятати, що у ґрунтах і породах часто спостерігаються характерні поєднання мінералів, які підпорядковуються певним закономірностям. Кварц, зазвичай не зустрічається з олівіном, олівін дуже зрідка асоціюється з ортоклазом і роговою обманкою.

Існує певна послідовність в утворенні мінералів при кристалізації магми. Силіцій витрачається насамперед на насичення основ. Тому породи, які дуже бідні на силіцій, складаються переважно з фелічних мінералів. Породи, які навпаки, більш багаті на сіліцій, крім фелічних мінералів, складені польовими шпатами. Кварц викристалізовується тільки з магм, найбагатших на силіцій. Тому, існує глибокий зв’язок між хімічним складом магми (найперше вмістом у ній SiO_2) і мінералогічним складом породи, котра з неї формується. Найбільш поширена класифікація вивержених гірських порід побудована на вмісті оксиду силіцію.

Дослідження мінералів грубодисперсних фракцій проводять електронно-мікроскопічним методом. Для досліджуваного зразка беруть наважку ґрунту загалом. Розтирають відібрану для цього наважку у вологому стані не керамічним пестиком, а дерев'яним з гумовим наконечником. Підготовану в такий спосіб наважку збовтують з водою, яка містить невелику кількість аміаку NH_3. Колоїдний золь і мул, що звішені у водному середовищі після осадження грубіших фракцій, збирають у фарфорову чашку і підсушують на водяній бані або на батареї. Після необхідного розведення для досягнення потрібної консистенції, зразок наносять на плівку-підкладку й оглядають під електронним мікроскопом. Раніше виділену мулисту фракцію розміром <0,001 мм (§ 13.1), також можна досліджувати електронно-мікроскопічним методом.

Після завершення процедури відмучування мулистих часточок розміром <0.001 мм, приступають до відмучування часточок розміром 0,001–0,005 мм, використовуючи для цього той самий коагулятор суспензії. З цією метою на склянці № 1 потрібно зробити нові мітки на висоті 10–20 см від першої. Через 1 год 20 хв (при температурі 20°С) після відстоювання суспензії, занурюють сифон на глибину 10 см і зливають її у склянку-приймач № 2. Доливають у стакан № 1 дистильовану воду і знову зливають з глибини 10 см через 1 год 20 хв при температурі 20°С (операцію повторюють до відмучування всіх часточок розміром <0,005 мм). Коагуляцію суспензії, відмивання її від коагулятора і висушування на водяній бані виконують так само, як при відмучуванні мулистих часток. Суспензію після висушування на водяній бані зважують. Цю фракцію використовують не тільки для характеристики гранулометричного складу ґрунтів, але й для дослідження мінералогічного складу термічним і мікроскопічним методами.

Для відмучування часточок 0,01–0,005 мм сифон занурюють на глибину 10 см і зливають вже через 18 хв 39 сек (за температури 20°С).

Грубі фракції, що залишились у стакані № 1, пропускають через сита з діаметром отворів 0,25 і 0,1 мм. Ці фракції збирають в окремі фарфорові чашки, висушують на водяній бані, а потім зважують.

Для розрахунку вмісту часточок різного розміру, що містяться у зразку, вагу всіх висушених фракцій сумують, а вміст кожної фракції розраховують відносно сумарної ваги висушених фракцій у відсотках на безкарбонатну наважку. Одержані дані зводять у таблицю гранулометричного складу (дисперсності). У зазначений спосіб готують зразок до мінералогічного аналізу, одночасно отримуючи дані гранулометричного складу зразка. Втрати визначають за різницею між повітряно-сухою наважкою, що відібрана для аналізу, і сумарною вагою всіх висушених фракцій після аналізу. Втрати зазвичай складають 6–7 %.

Грубіші фракції розміром >0,001 мм розділяють на центрифузі на нові фракції, що відрізняються між собою за питомою вагою. У кожній із цих фракцій визначають мінерали за допомогою поляризаційного мікроскопа.

Лабораторна робота № 12

Діагностика новоутворень Fe і Mn у ґрунтах і породах

Усе різноманіття новоутворень Fe і Mn у ґрунтах і ґрунтотворних породах поділяються на два класи – конкреційні та неконкреційні (секреційні) новоутворення. Кожен клас новоутворень поділяється на типи новоутворень, які об'єднуються за спільністю хіміко-мінералогічного складу конкрецій і секрецій у середині класів.

Термін *конкреція* походить від латинського "concretio" – стяження, зростання. Клас конкреційних новоутворень об'єднує в собі добре оформлені новоутворення, які легко відділяються від навколишнього дрібнозему будь-якого гранулометричного складу незалежно від вологості. Всі інші новоутворення відносяться до неконкреційних, які часто називають *секреціями* (стиковими і натічними утвореннями).

Найпоширеніші та морфологічно виразні конкреційні новоутворення у ґрунтах і породах лісової, лісостепової і степової зон України – це конкреційні новоутворення Fe і Mn (нодулі), а також Fe-конкреційні новоутворення (ортштейни). Серед секреційних новоутворень адгезійного походження з подібним мінеральним складом, дуже поширені залізисті цементаційні новоутворення (псевдофібри, ортзанди) та глинисті натічні новоутворення (кутани: аржилани і мангани).

Рентгендифрактометричні дослідження не виявляють окристалізованих сполук Fe і Mn в ортштейнах. Навпаки, вони показують, що ортштейни є рентгено- і термоаморфні. На дифрактограмах ортштейнів чітко видно, що основні рефлекси на них належать кристалічним кварцу і польовим шпатам. Тільки застосування до ортштейнів мікрорентгендифрактометрії дозволяє стверджувати, що серед сполук Fe в ортштейнах переважає тонкодисперсний гетит (до 90,0 %). Дослідження Швертмана і Фанінга підтверджують цей висновок, наголошуючи, що єдиним кристалічним оксидом, котрий можна

виявити у Fe-Mn конкреціях, є гетит [58]. Але цей висновок стосується ортштейнів помірних широт.

У подібних новоутвореннях тропічних областей (червоноземи, латерити), мінералогічний склад ортштейнів більш різноманітний. У них зустрічаються сильномагнітні окристалізовані оксиди заліза – магнетит Fe_3O_4, а також магеміт α-Fe_2O_3.

Рентгеноаморфний характер залізистих сполук конкреційних новоутворень ґрунтів і порід не виключає високого ступеня їхньої окристалізованості, що виявлено за допомогою інших методів (електронної мікроскопії, дисперсного термомагнітного аналізу). Мінералогічний склад залізистих сполук конкреційних новоутворень значно детермінований складом мінералів материнської породи і ступенем оглеєння ґрунтів. У конкреціях на породах з низьким вмістом залізистих мінералів наявні тільки аморфні гідроксиди заліза, а не оксиди. У цих конкреціях центрами утворення є слабомагнітні мінерали, ймовірно кварц і польові шпати. Навпаки, на породах з високим вмістом оксидів заліза і титану, окристалізовані мінерали поряд із гідроксидами заліза входять до складу ґрунтових конкрецій.

У дрібних конкреційних новоутвореннях типу нодулів, манган накопичується у тих конкреціях, які збагачені гідроксидом заліза. А в тих конкреціях, у яких переважають оксиди заліза (гематит, магнетит), вміст мангану набагато нижчий. Усе це вказує на сингенетичність гідроксидів заліза і мангану, у той час як оксиди – гематит і магнетит – утворюють свої окремі параґенези.

Секреційні залізисті та Fe-Al-гумусові новоутворення у ґрунтах і породах представлені псевдофібрами, ортзандами і кутанами. *Псевдофібри* представляють собою зцементовані гідрооксидом Fe тонкі (0,5–3,0 см), переважно горизонтальні прошарки у профілі легких ґрунтів, що формуються без участі ґрунтових вод. Псевдофібри всіх ґрунтів характеризуються більш високим вмістом несилікатного Fe порівняно із навколишньою масою. Ці

аморфні сполуки Fe і Al часто мають біогенне походження, що є ознакою *буроземного процесу*. Присутність у ґрунтовому профілі псевдофібрів свідчить про відсутність або нетривалість впливу ґрунтових вод на ґрунтоутворення.

Ортзанди – це залізисті гідрогенно зцементовані новоутворення у зоні аерації легких (піщано-супіщаних) ґрунтів різної ґенези при близькому заляганні слабозалізистих (до 10–12 мг/л) ґрунтових вод. Абсолютний вміст заліза в ортзандових горизонтах не перевищує 6–7 %. При формуванні ортзандів на межі капілярної бахроми відбувається тривала дегідратація гідроксиду заліза з утворенням слаборозчинних гідроксидних мінералів типу гетиту. Процес кристалізації гідроксидів Fe ніколи не завершується через динамічність окисно-відновних процесів при піднятті та опусканні рівня ґрунтових вод.

Кутани – це натічні глинисті новоутворення на стінках великих пор і тріщин, горіхуватих і призматичних структурних агрегатах (педах). Кутани здебільшого складені тими ж глинистими мінералами, що й ґрунтовий горизонт, у якому вони формуються. Дрібнозем кутан характеризується значно більшим вмістом несилікатних аморфних форм заліза й алюмінію, ніж навколишня ґрунтова маса. Оскільки міграція сполук заліза відбувається під прикриттям органічної речовини, в кутанах майже завжди присутні мобільні фракції гумусу.

Об'єкти досліджень. На столі розташовані коробки із зразками конкреційних новоутворень Fe і Mn, а також секреційних залізистих і Fe-Al-гумусових новоутворень.

Завдання дослідження. За морфохроматичними і морфометричними ознаками і властивостями зразків, необхідно підтвердити приналежність зразків до відповідного класу і типу конкреційних новоутворень (назва, форма, розміри), а також вказати на їхній потенційний мінералогічний склад. Визначення і номенклатуру (назву) конкреційних новоутворень виконують у такій послідовності:

1) діагностичні ознаки;

2) назва новоутворень;

3) умови формування;

4) походження (ґенеза);

5) мінералогічний склад.

Прилади і матеріали: лупа або бінокуляр (кратність збільшення 1 х 10), вимірювач, фарфорова ступка, фарфоровий пестик.

Результати дослідження оформляють у вигляді таблиці 14. 10 або у формі короткого звіту.

Таблиця 14. 10

Діагностика новоутворень Fe і Mn у ґрунтах і породах

Діагностичні ознаки	
Назва новоутворень	
Умови формування	
Ґенеза	
Мінералогічний склад	

Лабораторна робота № 13

Діагностика новоутворень Са у ґрунтах і породах

Карбонатні новоутворення притаманні ґрунтам і породам лісостепової, степової і більш засушливим зонам. За мінералогічним складом вони поділяються на карбонатно-глинисті конкреції (кільчасті) або іматрові каміння, залізисто-карбонатні (Fe-Ca) конкреції та вапнисті карбонатні конкреції (журавчики, білозірка).

Іматрові каміння складаються із глинистої породи, яка наскрізь просочена карбонатною масою. Отвори-кільця в таких конкреціях залишились від коренів рослин, навколо яких формувались такі конкреції.

Білуваті вапнисті конкреції округлої і овальної форми (журавчики) характеризуються значним вмістом вапна у формі кальциту (біля 70,0 %), відносно невеликим вмістом SiO_2 (28,0 %), Al_2O_3 (5,0 %), Fe_2O_3 (2,7 %) і MgO (2,3 %). На відколі конкреції можна чітко розрізнити два шари – поверхневий, відносно м’який шар з карбонатним ореолом, і внутрішній шар радіально-тріщинуватого окремнілого ядра. Поверхневий шар помітно відрізняється від внутрішнього за хіміко-мінералогічним складом. Вміст кальциту $CaCO_3$ у зовнішньому і внутрішньому шарах відповідно становить 57,0 і 79,0 %, SiO_2 36,0 і 20,0 %, Al_2O_3 7,5 і 2,0 %, Fe_2O_3 3,2 і 2,5 %. Такі відмінності хімічного складу різних шарів карбонатних конкрецій пов’язані з різними фазами їхнього формування. Таку ж двошарову будову мають карбонатно-глинисті спайно-кільчасті конкреції ґрунтів лісової зони, які відзначаються суттєво іншою ґенезою. Хіміко-мінералогічний склад журавчиків різних природних зон практично однаковий, а вміст вапна $CaCO_3$ є досить стабільним, що вказує на їхнє однакове походження.

Світло-сірі виразкоподібні карбонатні конкреції гострокутної форми також мають компактне складення з одиничними округлими отворами, стінки яких вислані крупними кристалами дрібнозернистого кальциту. Основна маса

цих конкрецій складається з дрібнозернистого кальциту і домішків глинистого матеріалу. У цій карбонатній масі зустрічаються окремі кородовані зерна первинних мінералів, переважно кварцу (біля 5,0 %). Поверхня зерен обрамлена крупними кристалами кальциту. Зустрічаються стяження (зони перекристалізації), які повністю заповнені крупними кристалами дрібнозернистого кальциту. Аморфні сполуки Fe і Mn відзначаються острівним розподілом на поверхні тонких порожнин і карбонатних зерен. Стінки пор вистелені перекристалізованим кальцитом. Окремі зони конкрецій мають вкрай локальні дифузні (розпливчасті) плями виділень аморфного гідроксиду Fe і Mn.

У горизонтах поширення крупних карбонатних білувато-сірих конкрецій або дещо вище зони їхньої основної акумуляції, поширені досить ендемічні новоутворення, які поєднують у собі ознаки Fe-Mn нодулів і карбонатних конкрецій. Класифікуються вони як бурі еліпсоподібні залізисто-карбонатні (Fe-Ca) конкреції, котрі формуються в дернових лучних глейових ґрунтах. Ці конкреції мають подібний хіміко-мінералогічний склад із карбонатними конкреціями. В них кількість кальциту становить 8,0–19,0 %, SiO_2 43,0–66,0 %, Al_2O_3 7,7–10,0 %, Fe_2O_3 8,6–22,5 %, MnO 3,8–5,5 %.

Об'єкти досліджень. На столі розташовані коробки зі зразками різних карбонатних конкреційних новоутворень.

Завдання дослідження. За морфохроматичними і морфометричними ознаками і властивостями зразків необхідно підтвердити приналежність зразків до відповідних конкреційних новоутворень (назва, форма, розміри), а також вказати на їхній потенційний мінералогічний склад. Визначення і номенклатуру (назву) конкреційних новоутворень дають у такій послідовності:

1) діагностичні ознаки;

2) умови формування;

3) походження (ґенеза);

4) мінералогічний склад.

Прилади і матеріали: лупа або бінокуляр (кратність збільшення 1 х 10), вимірювач, фарфорова ступка, фарфоровий пестик, скальпель, 10 % розчин HCl.

Результати дослідження оформляють у вигляді таблиці 14. 11 або у формі короткого звіту.

Таблиця 14. 11

Діагностика карбонатних конкреційних новоутворень

Діагностичні ознаки	
Умови формування	
Ґенеза	
Мінералогічний склад	

Лабораторна робота № 14

Виділення мулистої фракції з дрібнозему ґрунту

Завданням цієї лабораторної роботи є підготовка зразків мулистої фракції ґрунтів до мінералогічного аналізу. Для цього потрібно, спираючись на інформацію у § 13. 1, виділити мулисту фракцію з дрібнозему ґрунту шляхом її відмучування у стоячій воді.

Робота виконується у два етапи. На першому етапі проводять пептизацію ґрунтової маси перед відмучуванням, видаляючи при цьому зі зразків у різний спосіб органічну речовину, карбонати, сесквіоксиди Fe і Al (якщо вони присутні у зразку). На другому етапі приступають безпосередньо до відмучування самої фракції розміром <0,001 мм у стоячій воді.

Процедуру підготовки зразків ґрунту до мінералогічного аналізу виконують у строгій послідовності до зазначеної у § 13. 1 методики. Кінцевим результатом лабораторної роботи є одержання суспензії мулистої фракції ґрунту, її осадження, з наступним висушуванням на водяній бані та розтирання зразка до пилоподібного стану в агатовій ступці.

Лабораторна робота № 15

Кількісний аналіз глинистих мінералів

Метод кількісного визначення глинистих мінералів у тонкодисперсних фракціях ґрунтів базується на оцінці співвідношень інтенсивностей базальних відображень окремих глинистих мінералів на дифрактограмах орієнтованих препаратів (агрегатів, зразків).

Об'єкт дослідження. Студенти отримують літокопії з рентген-дифрактограмами мулистих фракцій різних ґрунтів.

Завдання досліджень. 1. Прочитати дифрактограми глинистих мінералів мулистих фракцій ґрунтів; 2. Виконати кількісний аналіз вмісту основних груп глинистих мінералів (каолініт, іліт, монтморилоніт) за даними дифрактограм.

Прилади і матеріали. Літовідбитки рентгендифрактограм мулистих фракцій, планіметр, калькулятор.

Діагностика глинистих мінералів проводиться на основі інформації про характер зображення інтенсивностей (піків) базальних відображень мінералів на дифрактограмах орієнтованих препаратів, яка міститься у § 13. 2. 1. Приклади кількісної оцінки глинистих мінералів на основі зчитування інформації з рентген-дифрактограм мулистих фракцій ґрунтів показані у параграфі § 13. 2. 2.

Для оцінки відсоткового вмісту глинистих мінералів у тонкодисперсних фракціях ґрунтів і ґрунтотворних порід користуються дещо модифікованим методом Біскайя. При використанні цього методу розрахунок кількісного вмісту мінералів проводиться по дифрактограмі зразка, яка отримана після насичення його гліцерином або етилен-гліколем. Відносні інтенсивності відображень (піки) оцінюються як площі відповідних рефлексів від лінії фону. Відомо, що площа 0,7 нм (7,0 Å) рефлексу пропорційна вмісту каолініту і хлориту, 1,0 нм (10,0 Å) – вмісту ілітів, 1,8 нм (18,0 Å) рефлекс – вмісту мінералу, що набухає. Сума площ 7,0 Å; 10,0 Å; 14,0 Å і 18,0 Å рефлексів приймається за 100 %. У цьому випадку вміст окремих глинистих мінералів:

каолініту + хлорит, іліту і монтморилоніту, розраховується за формулами у § 13. 2. 2.

Значення коефіцієнтів K_1, K_2 і K_3 дорівнюють відповідно 4; 2 і 1. З допомогою планіметра проводиться вимірювання площі дифракційних максимумів (піків) на рентгенограмах зразків, які насичені етилен-гліколем, в області 17,0–18,0 Å, 10,0 Å і 7,0 Å, котрі відповідають часткам (вкладам) інтенсивностей від першого базального рефлексу від набухаючих мінералів монтморилонітової групи (*001*), іліту (*001*), каолініту (*001*) в сумі з хлоритом (*002*) відповідно. Потім розраховують коефіцієнти відносної частки (вкладу) (КВЧ) інтенсивностей кожного з мінералів до сумарної площі інтенсивностей цих мінералів. За показниками КВЧ розраховують, згідно з методикою Р. Біскайя, величини відсотків площ дифракційних піків від їхньої суми.

Якщо у зразку є упорядковані змішаношаруваті мінерали, які дають самостійні відображення, тоді площі відповідних рефлексів також вимірюються і сумуються з площами решти відображень, після чого за такою ж схемою розраховується відсотковий вміст змішаношаруватого мінералу.

Результати кількісного визначення глинистих мінералів мулистої фракції зразків ґрунту записують у формі таблиці 14. 12.

Таблиця 14. 12

Мінералогічний склад мулистої фракції ґрунту

Зразок ґрунту	Глинисті мінерали, %		
	монтморилоніт	іліт	каолініт + хлорит
чорнозем			
сірий лісовий ґрунт			

Частина 3

КРИТЕРІЇ ОЦІНЮВАННЯ ЗНАНЬ СТУДЕНТІВ

Рейтингове оцінювання знань з курсу “Мінералогія ґрунтів”

Загальна кількість годин – 120, з них лекції – 48 год, лабораторні заняття – 48 год, самостійна робота – 24 год. Кількість кредитів на курс – 4.

Семестровий курс поділяється на два змістових модулі: за I–II-й модулі – 50 балів, семестровий іспит (усний) – 50 балів (5 питань у білеті). Разом за семестр – 100 балів.

Лабораторні роботи(ЛР) (24 лабораторні роботи):

- ✓ за правильно виконану і вчасно здану роботу – 1,5 бала;
- ✓ за правильно виконану, але не вчасно здану роботу – 1 бал;
- ✓ за неправильно виконану, або не здану роботу – 0 балів.

Критерії оцінювання колоквіуму з програмних питань модуля

Повнота відповіді	К-сть балів	Оцінка
Усі питання розкриті повністю і без помилок	7	Відмінно
Питання розкриті повністю, але допущені незначні помилки	5–6	Добре
Питання розкриті повністю, але допущені окремі грубі помилки	3–4	Задовільно
Питання розкриті не повністю, допущені грубі помилки	2	Посередньо
Питання розкриті тільки частково	1	Незадовільно
Питання не розкриті	0	

Критерії оцінювання на іспиті з програмних питань начального курсу

Повнота відповіді	К-сть балів	Оцінка
Питання розкриті повністю і без помилок	10	Відмінно
Питання розкриті повністю, але допущені незначні помилки	8–9	Добре
Питання розкриті повністю, але допущені окремі грубі помилки	6–7	Задовільно
Питання розкриті не повністю, допущені грубі помилки	4–5	Посередньо
Питання розкриті тільки частково	2–3	Незадовільно
Питання не розкриті	0	

Розподіл балів, що присвоюються студентам

Модульне тестування, лабораторні заняття і самостійна робота						Підсумковий іспит (залік)	Сума
Змістовий модуль 1			Змістовий модуль 2			**50**	**100**
М1	*ЛР (6)*	*Σ*	*М2*	*ЛР (18)*	*Σ*		
7	1,5 Х 6 = **9**	**16**	**7**	1,5 Х 18 = **27**	**34**		

Шкала оцінювання: вузу, національна та ECTS

Сума балів за всі види навчальної діяльності	Оцінка ECTS	Оцінка за національною шкалою	
		для екзамену, курсового проекту (роботи), практики	для заліку
90–100	**A**	відмінно	зараховано
81-89	**B**	добре	
71-80	**C**		
61-70	**D**	задовільно	
51-60	**E**		
21-50	**FX**	незадовільно	не зараховано
0-20	**F**	незадовільно (без права перездачі)	не зараховано (без права перездачі)

Список літератури

1. *Вернадський В. І.* Досвід описової мінералогії. Т. І, 1914; т. ІІ, вип. 1, 1918 і вип. 2, Київ, 1922. (рос).
2. *Волобуєв В. Р.* Географія кори вивітрювання в Азербайджані // Праці Азерб. геогр. тов. – Баку, 1960 (рос).
3. *Гаськевич В. Г., Папіш І. Я., Телегуз О. Г.* Фізика ґрунтів. Лабораторний практикум : навч. посібник. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2021. – 170 с.
4. Горбунов М. І. Методика підготовки ґрунтів, підґрунтя, зависів рік і осадів морів до мінералогічного аналізу // Ґрунтознавство, № 11, 1960. С. 79–84 (рос).
5. *Ден Д., Ден Э., Пелач Ч., Берман Г. і Фрондель К.* Система мінералогії. Т. І., 1950–1951; т. ІІ., 1953–1954. Пер. з англ. Вид-во заруб. літ. (рос).
6. *Корнблюм Е. А., Демєнтьєва Т. Г., Дронова Т. А.* Алофаноїди і частка магний вмісних мінералів у ґрунтах солонцевого комплексу і солодях путельно-степового Заволжя // Ґрунтознавство. 1977. № 6. С. 106–120. (рос).
7. *Краєв В. Ф.* Інженерно-геологічна характеристика порід лесової формації України. Київ : Наукова думка, 1971. — 227с. (рос).
8. *Папіш І.* Біохімія підзолистого процесу в буроземах (Cambisols) на елюво-делювії карпатського флішу / Ігор Папіш, Андрій Баранник, Оксана Бонішко // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного ун-ту ім. Володимира Гнатюка. Серія: географія. – Тернопіль : СМП “Тайп”. № 2 (випуск 41). – 2016. –С. 50–56.
9. *Папіш І. Я.* Практикум з фізики ґрунту. Ч. 1. Фізика твердої фази ґрунту : навчальний посібник. Львів : Вид-во ЛНУ імені Івана Франка, 2001. 95 с.
10. *Папіш Ігор.* Ґрунтотворні процеси : навч. посібник / Ігор Папіш, Галина Іванюк. Львів : ЛНУ ім. Івана Франка, 2023. 352 с.
11. *Папіш Ігор.* Чорноземи на лесових породах західноукраїнського краю : монографія / Ігор Папіш. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2022. 326 с.

12. *Полупан М.І., Волков П.О.* Природний механізм захисту схилових ґрунтів від ерозії.*Вісник аграрної науки.* 2010. № 2. С. 58–63.
13. *Полинов Б. Б.* Панівні ідеї сучасного вчення про утворення і розвиток ґрунтів. Ґрунтознавство. 1948. № 1. (рос).
14. Природа Української РСР. Геологія і корисні копалини. Київ : Наукова думка, 1986. С. 73–84. (рос).
15. *Barnhisel R. I., Rich C. I.* Preferential hydroxyaluminum interlayering in montmorillonite and vermiculite. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1966. V. 30. No. 1, p. 35–39.
16. *Basset W. A.* Role Hydroxyl Orientation in Mica Alteration. Bull. Geol. Soc. Amer. 1960. V. 71. No. 4. P. 449–456.
17. *Bertch P. M., Parker D. R.* Aqueous polynuclear aluminum species. In: G. Sposito (Ed.). The Environmental Chemistry of Aluminum. CRC/Lewis Publ., Bocs Raton, Florida, USA, 1996, p. 517–550.
18. *Bigham J. M., Fitzpatrick R. W., Schultze D. G.* Iron oxides. In: Dixon J. B., Schultze D. G. (Ed.) Soil Mineralogy with Environmental Application. Madison, Wisconsin, USA, 2002. P. 323–366.
19. *Biscaye P. E.* Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean. Geol. Soc. Amer. Bull. 1965 v. 76 No.7, p. 803–832.
20. *Blum W.* Bildung secunderer Al (Fe) chlorite. Zeitschrift Pflanzenernährung, Bodenkunde. 1976. H. 1, S. 107–125.
21. *Clark J. S.* Aluminum and iron fixation in relation to exchange hydrogen in soils. Soil Science. 1964. V. 98. No. 5, p. 302–306.
22. *Coninck Fr. de., Herbillon A. I., Travernier R., Fripiat I. I.* Weathering of clay minerals and formation of amorphous material during the degradation of Bt horizon and podsolization in Belgium. Trans. 9th Internat. Congr. Soil Sci., Vol. II. Adelaide. 1968.
23. *Den D.* The System of Mineralogy, vol. 1, 1944.

24. *Dixon J. B., Sholtze D. G.* (Ed). Soil Mineralogy with Environmental Application. Madison, Wisconsin, USA, 2002. 886 p.
25. *Dixon J. B., Weed S. B.* (Ed). Minerals in Soil Environments. Madison, Wisconsin, USA, 1989 – 1224 p.
26. *Goldich S. S.* (1936). A study in rock weathering. J. Geol., No. 46.
27. *Gruner I. W.* Vermucilite. Mineralogist. 1934. Vol. 19.
28. *Huang P. M., Wang M. K., Klmpe N., Schultze D. G.* Aluminum Hydroxides. In: Dixon J. B., Schultze D. G. (Ed.) Soil Mineralogy with Environmental Application. Madison, Wisconsin, USA, 2002. P. 261–290.
29. *Jackson M. L.* Aluminum bonding in soils: a unifying principle in soils science. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1963. V. 27. No. 1, p. 1–10.
30. *Jackson M. L. at al.* 1954. Some analysis of soil montmorillonite, vermiculite, mica, chlorite and interstratified silicates. – Clay and Clay Minerals, Vol. 1.
31. *Jackson M. L.* Clay transformation in soil Genesis during the Quaternary. Soil Science. 1965. Vol. 99. No. 1, p. 15–22.
32. *Jakson M. L.* Weathering of primary and secondary minerals in soil. In: 9-th International Congress of Soil Science Transactions, V. 4. Adelaida. 1968. P. 281–292.
33. *Kidder G., Reed L. W.* Swelling characteristics of hydroxy- aluminum interlayered clays. Clays and Clay Minerals. 1972. V. 20. No. 1, p. 13–20.
34. *Kohut C. K., Warren C. J.* Chlorites. In: Dixonj. B., Schulze D. G. (Ed.) Soil Mineralogy with Environmental Application. Medison, Wisconsin, USA, 2002. P. 531–553.
35. Munsel Soil Color Charts / “Munsel Color Co”, Baltimore, 1954.
36. *Parfitt R. L., Kimble J. M.* Conditions for formation of allophone in soils. Soil Sci. Soc. Amer. Journal. 1989. V. 53. No. 5, p. 971–977.
37. *Ranger J., Dambrine E., Robert M., Righi D., Felix C.* Study of currents soil-formation processes using bags of vermiculite and resins placed within soil horizons. Geoderma. 1991. Vol. 48, p. 335–350.

38. *Rich C. I.* Hydroxy Interlayer in Expansible Layer Silicates. Clay and Clay Minerals. 1968. V. 16. No. 1, p. 15–30.

39. *Ringasamy P., Krishna Murty G. S. R., Sarma V. A. K.* Isomorfous substitution of iron for aluminium in some soil kaolinites. Clay and Clay Minerals. 1975. V. 23. No. 3. P. 211–214.

40. *Sakurai K., Huang P. M.* 1998. Intercalation of Hydroxy-Aluminosilicate and Hydroxy-Aluminum in Montmorillonite and Resultant Physicochemical Properties. Soil Sci. Soc. Amer. Journal. V. 62, p. 362–368.

41. *Sawhney B. L.* Interstratification in Layer Silicates. In: Dixon J. B., Weed S. B. (Ed) Minerals in Soil Environments. Madison, Wisconsin, USA, 1989. P. 789–828.

42. *Schwertman U., Fanning D. S.* Iron manganese concretions in hydrosequence of soils in loess in Bavaria // Soil Sci. Soc. Amer. J. 1976, No. 5, p. 731–738.

43. Soil taxonomy of the National Cooperative Soil Survey. U. S. Department of agriculture. Washington, 1970.

44. *Sposito G.* The Chemistry of Soil. Oxford University Press 1989. 277p.

45. *Tamura T.* 1972. Sorption phenomena significant in radioactive-waster disposal. Cook T. D. (ed) Underground waste management and environmental implication. Proc. Of Symp. Houston. TX. 1971. Memoir. No. 18. Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, OK. P. 318–330.

46. *Thompson M. L., Ukrainczuk L., Micas. In: Dixon J. B., Schulze D. G.* (Ed.) Soil Mineralogy with Environmental Application. Madison, Wisconsin, USA, 2002. P. 431–466.

Предметний покажчик

алеврит 38, 89, 156, 234, 352, 366, 389, 401, 412 (приклади)	властивості мінералів
алітизація	вторинні мінерали
алофани	вулканічне скло
алохроматизм	вулканічний попіл
алювій	вулканічно-уламкові породи
алюмінольні групи	галіт
альбіт	галуазит
амфіболи	генетичні типи відкладів
ангідрит	гетит
андезин	гібсит
анортит	гідробіотит
анортоклаз	гідрогелі
арагоніт	гідрогетит
аргіліт	гідрозолі
аркозові піски	гідромусковіт
асоціація глинистих мінералів	гідрофлогопіт
багаточленні породи	гіпс
базальт	глауконіт
бейделіт	глини
беміт	глинисті мінерали
біотит	гнейси
бітовніт	граніт
блиск і показник переломлення	грубоуламкові породи
валовий хімічний аналіз	ґрунтотворні породи
вапняк	ґрунтоутворення
вермикуліт	делювій

вивітрювання	диоктаедричні мінерали
дифрактограми	кристалохімія мінералів
діатоміти	лабільні кристалічні структури
доломіт	лабрадор
еолові відклади	лепідокрокіт
забарвлення мінералів	леси
зар’яд кристалічної ґратки	лесиваж
змішаношаруваті мінерали	лесоподібні породи
ідіохроматизм	лімногляціальні відклади
ізоморфізм	лімоніт
іліти	льодовикові відклади
ілітизація	магматичні породи
імоголіт	магнезит
індивідуальні мінерали	мармур
іонні радіуси	материнські гірські породи
кальцит	мергель
кандити	метаморфічні породи
каолініт	метасоматизм
каолінітизація	міжпакетні катіони
карбонатні породи	міжпакетні проміжки
каркасні алюмосилікати	мікроклин
кварц	мінерали групи вермикуліту
колювій	мінерали групи ґрунтових хлоритів
координаційне число	мінерали групи каолініту
координаційний багатокутник	мінерали групи кремнезему
крейда	мінерали групи монтморилоніту
крем’янисті породи	мінерали групи слюди та гідрослюд
кристалічна ґратка	мінерали групи хлоритів

кристалографія	мінерали сесквіоксидів Fe і Al
кристалозолі	мінерали-солі
мінералогічний склад	рентген-дифрактометричний аналіз
мірабіліт	рогова обманка
монтморилонітизація	руйнування мінералів
морена	салічні мінерали
моренні суглинки	санідин
морфохроматизм	сепіоліт
мусковіт	серицит
оглинення	силанольні групи
озерні відклади	сильвін
октаедр	синтез мінералів
олігоклаз	сланці
опал	слюди
ортоклаз	смектити
палигорськіт	соліфлюкція
первинні мінерали	спайність і злом
переміщення глинистого матеріалу	суглинки
перетворення мінералів	супердисперсність
пірокластичні породи	тверді розчини
піроксени	твердість
піски	термічний фазовий аналіз
пісковики	тетраедр
плагіоклази	травертин
покривні суглинки	трепел
поліморфізм	триоктаедричні мінерали
польові шпати	фелічні мінерали
прозорість мінералів	фералітизація

пролювій	феригідрит
псевдохроматизм	флогопіт
пухкі осадові породи	хлоритизація

Авторський покажчик

Вернадский В. И.	Jackson M. L.
Волобуев В. Р.	Kidder G.
Гаськевич В. Г.	Kohut C. K.
Горбунов Н. И.	Parfitt R. L.
Ден Д.	Ranger J.
Корнблюм Е. А.	Rich C. I.
Краєв В. Ф.	Ringasamy P.
Папіш І. Я.	Sakurai K.
Полупан М.І.	Sawhney B. L.
Полинов Б. Б.	Schwertman U.
Barnhisel R. I.	Sposito G.
Basset w. A.	Tamura T.
Bertch P. M.	Thompson M. L.
Bigham J. M.,	
Biscaye P. E.	
Blum W.	
Clark J. S.	
Coninck Fr. de.,	
Den D.	
Dixon J. B.	
Goldich S. S.	
Gruner I. W.	
Huang P. M.	

НАВЧАЛЬНЕ ВИДАННЯ

ПАПІШ ІГОР
ТЕЛЕГУЗ ОЛЕКСІЙ

МІНЕРАЛОГІЯ ҐРУНТІВ І ҐРУНТОТВОРНИХ ПОРІД

Навчальний посібник

Редактор *Мар'яна Михалюк*
Компютерне верстання *Наталя Лобач*
Обкладинка *Василя Рогана*

Формат 60х84х16 Ум. друк. арк.. ?
Тираж 300 пр.

Видавець та виготовлювач:
Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Університетська, 1, м. Львів, 79000

Свідоцтво
про внесення суб’єкта видавничої справи
по Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.

Друк ТзОВ «Простір-М»
Свідосцтво ДК № 5068 від 22.03.2016 р.
79000, м. Львів, вул. Чайковського, 8
Тел.: (032)261-09-05, e-mail: prostir.druk@gmail.com