ГЕОЛОГІЯ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА

ЛАБОРАТОРНИЙ ПРАКТИКУМ

Андрій БОГУЦЬКИЙ
Андрій ЯЦИШИН
Роман ДМИТРУК
Олена ТОМЕНЮК

Львів 2018

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

Андрій БОГУЦЬКИЙ
Андрій ЯЦИШИН
Роман ДМИТРУК
Олена ТОМЕНЮК

ГЕОЛОГІЯ ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА

ЛАБОРАТОРНИЙ ПРАКТИКУМ

НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК

Львів
2018

УДК 551.1/.4:551.7:549.1:552.2

Рецензенти:

Гожик П.Ф., доктор геолого-мінералогічних наук, професор, академік НАН України, директор Інституту геологічних наук НАН України

Матвіїшина Ж.М., доктор географічних наук, професор, завідувач сектору палеогеографії Інституту географії НАН України

Рудько Г.І., доктор геолого-мінералогічних наук, доктор географічних наук, доктор технічних наук, професор, голова Державної комісії України по запасах корисних копалин

Рекомендовано до друку
Вченою радою Львівського національного університету імені Івана Франка
(протокол № 48/4 від 25 квітня 2018 року)

Богуцький А.

Геологія загальна та історична. Лабораторний практикум : навч. посібник / А. Богуцький, А. Яцишин, Р. Дмитрук, О. Томенюк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2018. – 138 с.

ISBN 978-617-10-0452-8

Навчальний посібник охоплює програмний матеріал з лабораторних занять з курсу “Геологія загальна та історична”: породотвірні мінерали та гірські породи, внутрішня будова Землі, методи геологічного літочислення, геохронологічна і стратиграфічна шкали, робота з гірським компасом, побудова геологічних розрізів за даними свердловин, геологічні карти, їхній опис і побудова розрізів за ними та ін.

Для студентів географічних спеціальностей вищих навчальних закладів.

Обкладинка:
Кар’єр докембрійських гранітів-чарнокітів поблизу смт Літин Вінницької обл. Фото О. Томенюк

УДК 551.1/.4:551.7:549.1:552.2

© Львівський національний університет імені Івана Франка
© Богуцький А., Яцишин А., Дмитрук Р., Томенюк О., 2018

ISBN 978-617-10-0452-8

ВСТУП

Навчальний посібник охоплює програмний матеріал з лабораторних занять з курсу “Геологія загальна та історична”: породотвірні мінерали та гірські породи, геохронологічна і стратиграфічна шкали, методи літочислення, робота з гірським компасом, геологічні карти і побудова розрізів за ними, побудова геологічних розрізів за даними свердловин та ін.

Визначення основних породотвірних мінералів (розділ I) запропоновано проводити за допомогою визначника, який побудований із врахуванням найважливіших фізичних властивостей мінералів. Тому у посібнику фізичним властивостям приділено значну увагу.

Вивченню гірських порід (розділ II) відведена дещо більша кількість лабораторних занять, оскільки знання порід має винятково велике значення у процесі підготовки до практичної діяльності географа. І справді, гірські породи – це літогенна основа різноманітних ландшафтів, вони відіграють важливу роль у ґрунтотворному процесі, формуванні і денудації рельєфу, розвитку сучасних геоморфологічних процесів тощо. У навчальному посібнику послідовно розглянуто магматичні, осадові та метаморфічні гірські породи, включаючи основні методичні рекомендації щодо їхнього визначення. Розроблено і запропоновано для студентів визначник гірських порід.

У розділі III розглянуто методи вивчення внутрішньої будови Землі, її схему, схарактеризовано будову внутрішніх геосфер. Значну увагу при цьому приділено характеристиці типів земної кори, літосфері й астеносфері.

Важливим є розділ посібника, присвячений розгляду методів відносного й абсолютного геологічного літочислення та стратиграфічної і геохронологічної шкал (розділ IV). Наведено, зокрема, міжнародну хроностратиграфічну шкалу, затверджену Міжнародною стратиграфічною комісією у 2017 р.

Методика побудови розрізів четвертинних відкладів за даними свердловин і корінних порід за геологічною картою різна, тому в посібнику виділено дві окремі частини. Перша з них вміщує рекомендації щодо побудови розрізів четвертинних відкладів за даними свердловин (розділ V) і супроводжується 15 варіантами завдань для самостійної роботи студентів. Друга частина вміщує рекомендації з побудови розрізів корінних порід за геологічною картою (розділ VI). Окремо розглянуто методику і покроковий

алгоритм побудови геологічних розрізів ділянок з горизонтальним і складчастим заляганням гірських порід.

У навчальному посібнику велика увага приділена також ілюстраціям, які сприятимуть розумінню і засвоєнню програмного матеріалу студентами. Більшість породотвірних мінералів і гірських порід, фотографії яких уміщено в посібнику, є у приватних колекціях авторів. Залучено також низку фактичного та фотографічного матеріалу, отриманого авторами під час проведення власних польових експедиційних робіт, зокрема по фундаментальній держбюджетній темі Вг-49Ф "Концепції еволюції флювіального і еолового морфолітогенезу та їхнє застосування для збереження геоспадщини і геотуризму" (2017–2019 рр., номер держреєстрації 0117U001227).

При підготовці до друку графічних ілюстрацій велику допомогу надав аспірант кафедри геоморфології і палеогеографії географічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка Андрій Бермес, за що висловлюємо йому щиру подяку. Глибоко вдячні також рецензентам навчального посібника професорам П. Гожику, Ж. Матвіїшиній, Г. Рудьку.

Зауваження і побажання стосовно удосконалення навчального посібника "Геологія загальна та історична. Лабораторний практикум" просимо надсилати на електронну пошту pleistocene@ukr.net.

РОЗДІЛ І

ПОРОДОТВІРНІ МІНЕРАЛИ

Мінерали – це природні хімічні сполуки або самородні елементи однорідного складу і будови. Трапляються головно у вигляді твердих тіл, хоча зрідка бувають рідкими (ртуть) чи газоподібними (сірководень, вуглекислота) при атмосферному тиску в умовах кімнатної температури.

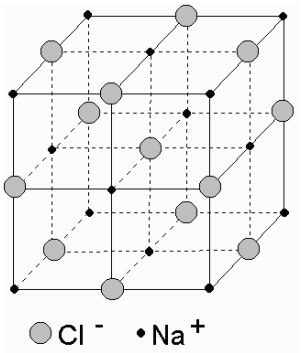
Сьогодні налічують понад 2 000 мінералів, а їхня кількість з різновидами перевищує 6 000. У гірських породах постійно зустрічаються лише близько 50 мінералів, які називають *породотвірними*.

Породотвірні мінерали – закономірна складова гірських порід. Деякі з мінералів досягають десятків відсотків складу порід. Наприклад, у магматичних породах польові шпати і кварц становлять відповідно 60 і 30 %. Мінерали істотно впливають на властивості порід, визначаючи, зокрема, поведінку порід під дією агентів звітрювання, ерозії тощо. Без розуміння властивостей мінералів важко зрозуміти властивості порід, а без знання порід важко уявити практичну діяльність географів.

Породотвірні мінерали у природі зустрічаються у вигляді кристалів різноманітної форми та розмірів (рис. 1), зрідка – у вигляді суцільних мас аморфної (з грец. *amorphos* – безформний) будови. Якщо у кристалах частинки (іони, атоми, молекули) правильно розташовані, що повторюється безконечну кількість разів у просторі, то аморфним тілам притаманна невпорядкована структура.

Рис. 1. Монокристал кварцу

Закономірне розташування переважної більшості частинок у кристалі відображається у його зовнішній формі: ідеальний кристал виглядає як багатогранник, характерний для деякої хімічної сполуки. Наприклад, атоми натрію і хлору у звичайній кам'яній солі (галіт) впорядковані у формі куба і кристали цього мінералу мають відповідно форму *куба* (рис. 2).



а

б

Рис. 2. Кристалічна структура (*а*) та кристал (*б*) галіту

Аморфні (склоподібні) речовини не мають конкретної сталої форми.

Кожний мінерал має свій особливий склад і свою внутрішню будову, а тому сталі й дуже індивідуальні зовнішні дані, які називають *фізичними властивостями мінералів.* Найважливіші з них – кристалічна форма, твердість, спайність, злам, колір, блиск тощо.

1.1. ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛІВ

Кристалічна форма

Серед різноманітних форм кристалів розрізняють такі:

- *ізометричні* (рис. 3) – їхні грані у просторі однаково розвинуті в усіх напрямах (кубічна форма піриту, галіту, сильвіну);
- *призматичні* – шестигранна призма з пірамідою (кварц, рис. 4);

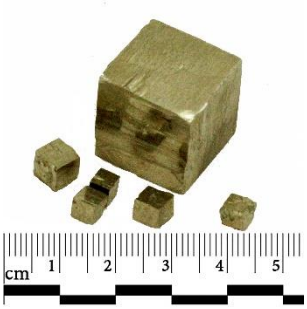


Рис. 3. Ізометричні кристали піриту

- *голчасті* (голчастий кальцит, рогова обманка);
- *стовпчасті,* тобто кристали витягнуті в якомусь одному напрямі (авгіт, стовпчастий гіпс);
- *таблитчасті, пластинчасті, листуваті, лускоподібні,* тобто кристали витягнуті у двох напрямках зі збереженням третього короткого (пластинчастий гіпс, польові шпати, рис. 5).

Рис. 4. Призматичний кристал кварцу

Рис. 5. Пластинчастий кристал біотиту

Кристали будь-якого одного мінералу можуть зростатися між собою, утворюючи агрегати. Серед агрегатів мінералів у природних умовах трапляються такі форми: *зернисті, землисті, променисті, волокнисті, щітки, друзи, дендрити, конкреції, секреції, ооліти, натічні форми, псевдоморфози* тощо.

Найрозповсюдженіші *зернисті* агрегати – це скупчення одного чи декількох мінералів, які неправильно зрослися.

Землисті агрегати – це м'які, мучнисті з'єднання мінералів, які нагадують пухкий ґрунт і їх легко можна розтерти пальцями (наприклад, глинистий мінерал каолініт).

Зростки великих кристалів, які мають спільну основу, називають *друзами*, а дрібних – *щітками.* Ці мінеральні агрегати

утворюються на стінках порожнин і тріщин унаслідок кристалізації з розчинів і летких компонентів (рис. 6).

Рис. 6. Друза (*а*) і щітка (*б*) кварцу

Дендрити – мінеральні тіла різної розгалуженої форми, які утворюються внаслідок шкидкої кристалізації у тонких тріщинах і порах порід (з грец. *dendron* – гіллястий, деревоподібний). У вигляді дендритів (рис. 7) трапляються самородна мідь, срібло, золото, залізисто-манґанові сполуки тощо. Таким же чином кристалізуються сніжинки, лід на вікнах та ін.

Рис. 7. Дендрити

Конкреції – це кулеподібні або неправильної округлої форми утворення, які виникають у пухких осадових породах (здебільшого у пісках та глинах) унаслідок стягнення мінеральної речовини до центрів кристалізації. Ростуть радіально від центру. Якщо розбити конкрецію, то можна побачити її радіально-променеву або концентрично-зональну будову. Розміри конкрецій змінюються від 0,1 до 1 м і більше. Найчастіше у формі конкрецій трапляються фосфорити (рис. 8), марказит, гіпс, залізисто-манґанові та інші утворення.

Рис. 8. Конкреції фосфоритів

Секреції – мінеральні агрегати округлої форми, які утворилися у порожнинах унаслідок відкладання мінеральної речовини від краю (від стінки) до центру. Порожнину може наповнювати частково або повністю кристалічна або аморфна мінеральна речовина. Часто в секреціях простежується концентричність забарвлення мінеральної речовини або відмінності в її складі. Найчастіше вони утворюються внаслідок наповнення пустот різновидами кварцу, кальцитом, сіркою тощо. Розміри секрецій загалом такі ж, як і конкрецій.

Ооліти – дрібні (до 10 мм і більше) кулясті мінеральні утворення, що ззовні нагадують конкреції. Вони мають концентричну, рідше радіальну будову й утворюються під час випадання мінеральної речовини з водних розчинів, яка стягується навколо дрібних сторонніх частинок (піщинок, уламків черепашок тощо). У

вигляді оолітів часто трапляються руди алюмінію, манґану, заліза, а також вапняки (оолітові), арагоніт та ін.

Натічні форми бувають бурулько-, нирко-, гроноподібними та ін. Вони часто виникають у порожнинах, обволікаючи їхні стінки колоїдними розчинами. Характерними натічними формами є сталактити і сталагміти, які утворюються у печерах (сформованих головно у карбонатних породах) внаслідок кристалізації мінералів з розчинів під час випаровування води (рис. 9).

Рис. 9. Сталактити (зверху), сталагміти (знизу) і сталагнат (з'єднані сталактит і сталагміт) у печері Рай поблизу Кєльц (Польща)

Псевдоморфози (обманні форми) – мінеральні утворення, форма яких не відповідає формі цієї речовини. Найчастіше це буває тоді, коли якийсь мінерал (наприклад, кальцит) заповнює пустоту на місці мінералу-попередника.

Твердість мінералів

Твердість – це здатність мінералів чинити опір зовнішнім механічним діям, наприклад, тиску. Розрізняють абсолютну і відносну твердість мінералів. Абсолютну твердість визначають склерометром (твердометром). Для визначення відносної твердості мінералів (або твердості одного мінералу відносно іншого)

використовують шкалу *відносної твердості* (шкалу Мооса)*, у якій десять мінералів-еталонів. Під час лабораторних занять користуватимемося саме цією шкалою.

ШКАЛА ТВЕРДОСТІ МІНЕРАЛІВ (ШКАЛА МООСА)

Твердість	*Мінерал*	*Хімічна формула*	*Абсолютна твердість*
1	Тальк	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	1
2	Гіпс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	3
3	Кальцит	$CaCO_3$	9
4	Флюорит	CaF_2	21
5	Апатит	$Ca_5(PO_4)_3(OH^-,Cl^-,F^-)$	48
6	Польовий шпат	$KAlSi_3O_8$	72
7	Кварц	SiO_2	100
8	Топаз	$Al_2SiO_4(OH^-,F^-)_2$	200
9	Корунд	Al_2O_3	400
10	Алмаз	C	1500

Твердість еталонів відповідає порядковому номеру за шкалою Мооса. У такому випадку кожний наступний номер твердіший від попереднього. Переважна більшість мінералів має твердість від 2 до 7, твердіші мінерали трапляються зрідка.

Для визначення твердості мінералів можна користуватися також підручними предметами, твердість яких відома. Наприклад, олівець (В, НВ) має твердість 1, ніготь – 2, бронзова монета – 3–4, віконне скло – 5, лезо сталевого ножа – 5–6, напилок – 7.

Якщо потрібно визначити твердість якогось мінералу за допомогою шкали Мооса, то по його свіжій (бажано рівній) поверхні дряпають мінералом-еталоном (розпочинати прийнято з № 5). Під час цього треба уважно дивитися на слід, залишений еталоном (рекомендують його витерти), щоб не сплутати подряпину і риску, що залишає м'якший мінерал на твердішому. Якщо на досліджуваному мінералі залишається подряпина, то мінерал-еталон твердіший, якщо ні – м'якший. Наприклад, на досліджуваному мінералі залишає подряпину апатит (твердість 5), а досліджуваний мінерал – на кальциті (твердість 3). Отже, твердість досліджуваного зразка за

* Запропонована у 1811 р. німецьким мінералогом Фрідріхом Моосом.

шкалою твердості становить 4. Зауважимо, що мінерали з однаковою твердістю інертні один до одного.

Спайність

Спайність – це здатність мінералів розколюватися внаслідок удару, утворюючи плоскі (дзеркальні) поверхні. Спайність притаманна тільки кристалічним мінералам. За ступенем досконалості спайність буває така:

- *дуже досконала* (мінерал легко розщеплюється пальцями на тонкі пластинки, наприклад, слюди);
- *досконала* (внаслідок удару мінерал розколюється лише за спайністю (рис. 10), утворюючи нерідко уламки, які ззовні нагадують самостійні кристали (кальцит, галіт, сильвін);

Рис. 10. Досконала спайність польового шпату (ортоклазу)

- *середня* (під час удару мінерал розколюється на уламки, обмежені як площинами спайності, так і нерівними поверхнями (наприклад, польові шпати, рогова обманка));
- *недосконала* (мінерал розколюється здебільшого по нерівних поверхнях, лише на окремих уламках іноді простежуються однакові слабко виражені площини (олівін));
- *дуже недосконала* (спайності нема, після удару мінерал розколюється по випадкових нерівних поверхнях з

утворенням нерівного чи раковистого (рис. 11) зламу (кварц, пірит)).

Спайність може бути в одному або декількох напрямах.

Рис. 11. Раковистий злам кременю

Злам

Злам – поверхня, яка простежується під час розлому мінералу не за площинами спайності. Злам найхарактерніший для мінералів, які не мають спайності або вона недосконала.

Розрізняють такі різновиди зламу:

- *східчастий* (рис. 12) (мінерал розколюється за декількома площинами спайності (польові шпати, сильвін, галіт, ромбоедричний кальцит));
- *землистий* (поверхня розколу шорстка, мов присипана пилом (каолініт, лімоніт));
- *зернистий* (поверхня утворює окремі зерна. Характерний для мінералів, які мають зернисту будову (ангідрит));
- *нерівний* (поверхня розколу нерівна (пірит));

- *раковистий* (поверхня розколу хвиляста, нагадує ввігнутий відбиток стулки черепашки (кварц, кремінь (див. рис. 11), опал та ін.));
- *скалковий* (нагадує злам деревини поперек волокна і характерний для витягнутих в одному напрямку кристалів (волокнистий гіпс, голчастий кальцит, рогова обманка)).

Рис. 12. Східчастий злам польового шпату (ортоклазу)

Колір

Забарвлення мінералу ми сприймаємо одразу, тому воно є однією з найважливіших фізичних ознак мінералів. За походженням у природних хімічних сполуках розрізняють три типи забарвлення: *ідіохроматичне, алохроматичне і псевдохроматичне*.

Ідіохроматичне (тобто власне) забарвлення мінералів зумовлене основними іонами чи групами іонів, що є у кристалічній ґратці. Це забарвлення специфічне для того чи іншого мінералу і є його характерною особливістю. Пірит, наприклад, найчастіше золотисто-жовтий, лімоніт – іржаво-бурий, а рогова обманка – чорна з зеленкуватим відтінком.

Алохроматичне (тобто чуже) забарвлення мінералів не залежить від їхньої хімічної природи. Забарвлення у таких мінералах переважно пов'язують зі сторонніми тонко розсіяними механічними, забарвленими в той чи інший колір хромофорами (носіями забарвлення). Наприклад, кальцит буває безколірним, білим, жовтим, зеленим, блакитним та ін. Кварц, як відомо, трапляється у вигляді безколірних, часто зовсім прозорих кристалів (гірський кришталь), буває фіолетовим (аметист), рожевим, жовто-бурим (від окислів заліза), золотистим (цитрин), сірим та димчастим (раухтопаз), густо чорним (моріон), молочно-білим тощо.

Псевдохроматичне (тобто обманне) забарвлення пов'язане з розсіюванням білого кольору, а також з інтерференцією світлових хвиль у зовнішніх шарах мінералів. Чудовим прикладом може бути лабрадорит, у якому, особливо на полірованих поверхнях, при деяких кутах повороту місцями видно гарні сині і зелені переливи (іризація).

Для практичних потреб породотвірні мінерали за кольором розділені на дві групи: *світлозабарвлені*, що не містять заліза (кварц, гіпс, кальцит, польові шпати) і *темнозабарвлені*, що, як правило, містять залізо (біотит, авгіт, рогова обманка).

Крім кольору мінералу, визначають *колір риски* – колір тонкого порошку мінералу. Його визначають за слідом, який залишає мінерал на неглазурованій (матовій) порцеляновій пластинці з твердістю близько 6. Порівняно з кольором мінералу колір риски є сталішим і має важливе діагностичне значення.

Блиск

Блиск – це здатність мінералів відбивати від своєї поверхні світлові промені. За цією ознакою мінерали поділяють на три групи: з *металічним*, *напівметалічним* і *неметалічним* блиском.

Металічний блиск подібний до блиску відполірованого металу. Характерний здебільшого для рудних мінералів (наприклад, пірит).

Мінерали з *неметалічним* блиском дуже розповсюджені. Серед різновидів неметалічного блиску розрізняють:

- *скляний*, що нагадує блиск свіжої поверхні скла (польові шпати, галіт на свіжій поверхні, кварц на гранях кристалів, кальцит);
- *перламутровий*, що переливається веселкою (мусковіт, біотит (див. рис. 5));
- *жирний*, коли поверхня мінералу наче змазана жиром (кварц на зламі, ангідрит);

- *шовковистий*, що нагадує блиск шовкових ниток (волокнистий гіпс, рогова обманка);
- *восковий*, що нагадує блиск воску (опал, халцедон, кремінь).

Мінерали з *напівметалічним* блиском нагадують блиск тьмяного металу (наприклад, лімоніт).

Мінерали без блиску називають *матовими*.

Деякі специфічні фізичні властивості

Крім описаних вище фізичних властивостей, деякі мінерали можна схарактеризувати за:

- *смаком* (солоні та гірко-солоні мінерали – галіт та сильвін);
- *взаємодією* з 5–10 % розчином соляної кислоти (кальцит "закипає" з соляною кислотою у шматку, доломіт – лише у порошку):
  $CaCO_3 + 2HCl = CaCl_2 + H_2CO_3$; $H_2CO_3 \rightarrow H_2O + CO_2\uparrow$;
- *пружністю* (слюди).

За кристалохімічною класифікацією нижче наведено опис основних фізичних властивостей найпоширеніших породотвірних мінералів. Після загальної характеристики класу мінералів наведено коротку характеристику фізичних властивостей мінералу, за якою описуваний мінерал можна завжди відрізнити від інших мінералів. Основні фізичні властивості покладено і в основу визначника мінералів.

1.2. ОСНОВНІ ПОРОДОТВІРНІ МІНЕРАЛИ

КЛАС СУЛЬФІДИ (солі сірководневої кислоти)

На частку сульфідів припадає близько 0,15 % складу земної кори. Сульфіди мають металічний блиск, утворюються головно під час випадання з гарячих водних розчинів, кристалізації магми та в результаті життєдіяльності організмів. Сульфіди – це важливі руди свинцю, цинку, міді, срібла, ртуті, молібдену, кобальту, нікелю, кадмію та інших металів. Пірит, наприклад, використовують для отримання сірчаної кислоти. Клас налічує понад 250 мінералів.

ПІРИТ (FeS_2), або СІРЧАНИЙ КОЛЧЕДАН, кристалізується у вигляді кубічних кристалів із взаємно перпендикулярною штриховкою на гранях (рис. 13). Твердість становить 6,0–6,5, він порівняно крихкий. Колір солом'яно-жовтий, риска бурувато-чорна або зеленкувато-чорна. Блиск металічний, сильний. Спайність відсутня, злам нерівний.

Найчастіше пірит буває у вигляді вкраплень дрібних кристаликів і округлих зерен у породах, а також у вигляді зернистих мас. В осадових породах трапляються кулясті, іноді дуже красиві, конкреції.

Рис. 13. Пірит

Походження піриту магматичне, контактово-метасоматичне (на контакті кислої магми і вапняків), гідротермальне й осадове. Родовища піриту відомі на Уралі, у Норвегії, Іспанії та ін.

КЛАС СУЛЬФАТИ (солі сірчаної кислоти)

Становлять 0,1 % складу земної кори. Поширені сульфати кальцію, барію, стронцію, свинцю. Вони мають світле забарвлення, незначну (2–3) твердість, скляний блиск, добре розчинні. Утворюються в умовах лагун та озер, де часто трапляються з галоїдами. Можуть бути у зонах окислення сульфідних руд. До сульфатів належить близько 260 мінералів. Зауважимо, що деякі мінерали цього класу (гіпс, ангідрит) утворюють цілі товщі осадових порід.

ГІПС ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) (з грец. *γύψος* (*gypsos*) – штукатурка) утворює декілька різновидів: *алебастр* (щільні білосніжні агрегати), *пластинчастий гіпс* (прозорі пластинчасті кристали (рис. 14)), *селеніт*, або *волокнистий гіпс* (волокнисті кристали з шовковистим блиском) тощо. Бувають також *стовпчасті* (довжиною до 1,5 м)

кристали та ін. Твердість гіпсу становить 1,5–2,0, твердість гіпсу-алебастру дещо більша від 2. Спайність гіпсу досконала в одному напрямку (пластинчастий та волокнистий гіпс). Злам у волокнистому гіпсі скалковий, у гіпсі-алебастрі – нерівний.

Рис. 14. Гіпс пластинчастий

Гіпс – це мінерал білий, часто безколірний і прозорий, інколи сірий, жовтуватий, коричневий, червонуватий і, навіть, чорний.

Головними діагностичними властивостями гіпсу є незначна твердість (можна подряпати нігтем), а також характерна форма кристалів.

Гіпс використовують у будівництві (штукатурні роботи, ліплення), у цементній і паперовій галузях промисловості, у медицині, сільському господарстві (добрива) тощо. На Волино-Поділлі у гіпсах утворилися найбільші гіпсові печери світу – Оптимістична (сумарна закартована довжина ходів становить понад 260 км), Озерна (понад 140 км), Кришталева (23 км) та ін.

АНГІДРИТ – ($CaSO_4$) (з грец. префікс *ἀν-* – без і *ὕδωρ* – вода, тобто “без води”). Буває звичайно у вигляді агрегатів дрібнозернистої і лускувато-зернистої будови. Кристали трапляються зрідка. Твердість становить 3,5. Колір білий, сірий, голубувато-сірий. Зернистим агрегатам властивий жирний блиск. Злам зернистий.

Ангідрит, приєднуючи воду, перетворюється у гіпс. Унаслідок цього (тобто процесу гідратації) сильно (на 30 %) зростає об’єм. Це

іноді призводить до утворення унікальних купольних структур, які можуть сягати до 10 м у діаметрі (рис. 15). Утворює мономінеральну породу з такою ж назвою.

За походженням, утворенням родовищ і застосуванням ангідрит подібний до гіпсу.

Рис. 15. Купольна структура, яка утворилася внаслідок гідратації ангідритів на дні гіпсового кар'єру у с. Піски поблизу Щирця (Львівська обл.)

КЛАС ГАЛОЇДИ (солі галоїдно-водневих кислот)

Відомо близько 100 мінералів цього класу. Більшість галоїдів мають невелику твердість, скляний блиск, гігроскопічні. Дуже поширені у природі хлориди натрію, калію, магнію. Хлористі утворення – це типові хімічні осади морів та озер, вони є у складі соляних товщ і родовищ.

ГАЛІТ (NaCl), або КАМ'ЯНА СІЛЬ, буває у вигляді кубічних кристалів (див. рис. 2) і зернисто-кристалічних мас. Твердість становить 2,0–2,5. Спайність досконала у трьох напрямках, розколюється на кубики. У чистому вигляді безколірний і прозорий, із-за домішок може бути сірим, жовтим, бурим та ін. Риска біла, блиск скляний, смак солоний.

Походження галіту осадове – виникає внаслідок випадання із морської води, у лагунах за умов сухого жаркого клімату.

В Україні крупні родовища галіту відомі на Донбасі (Слов'янське, Артемівське), у Закарпатті (Солотвинське), Криму (район Сиваша).

Галіт використовують у харчовій, хімічній, шкіряній, металургійній та інших галузях промисловості.

СИЛЬВІН (KCl), або КАЛІЙНА СІЛЬ. Назва походить від прізвища голландського лікаря і хіміка Франциска Сільвія. Твердість становить 2. У чистому вигляді сильвін прозорий та безбарвний, часто білий, з домішками червоний, рожевий, сірий. Риска біла. Смак гірко-солоний, пекучий. Спайність досконала, кристали головно кубічні, трапляється найчастіше у вигляді зернистих мас. Дуже гігроскопічний.

Походження сильвіну таке ж, як і галіту.

Сильвін використовують для виготовлення мінеральних (калійних) добрив, а також у хімічній, скляній і миловарній галузях промисловості. Родовища: Калуське, Стебницьке (Україна), Солікамське (Росія), Світлогорське (Білорусь).

КЛАС КАРБОНАТИ (солі вугільної кислоти)

Дуже поширені на Землі, на їхню частку припадає близько 1,7 % складу земної кори. Клас налічує близько 80 мінералів, серед яких найпоширеніші карбонати кальцію та магнію, що утворюють потужні пласти вапняків, писальної крейди, мергелів, доломітів та мармурів. Усі карбонати взаємодіють з соляною кислотою, унаслідок чого виділяють вуглекислий газ.

Утворення карбонатів пов'язане головно з діяльністю організмів, а також хімічними процесами у морях та озерах. Крім того, карбонати утворюються внаслідок гідротермальних процесів. Мінерали цього класу мають світле забарвлення, незначну твердість і неметалічний блиск. Їх використовують у металургії, електротехніці, харчовій промисловості тощо. Карбонати – дуже важливі породотвірні мінерали осадових порід.

КАЛЬЦИТ ($CaCO_3$) (з грец. *χάλιξ* (*chalix*) – вапно), або ВАПНЯКОВИЙ ШПАТ, а прозорі різновиди називають ІСЛАНДСЬКИМ ШПАТОМ (рис. 16). Містить домішки магнію, заліза, манґану, цинку, стронцію, барію, кобальту та ін. Твердість становить 3. Колір найчастіше білий, сірий, рожевий, голубий, медово-жовтий, бурий. Риска біла. Блиск скляний. Форма кристалів різна, часто трапляються голчасті, ромбоедричні, пластинчасті. Агрегати кальциту також різноманітні: зернисті, друзи, натічні форми, конкреції тощо.

Кальцит утворюється осадовим (хімічним і органічним) шляхом, складаючи потужні верстви вапняків і писальної крейди. Під час метаморфізму вапняки перетворюються у мармури. Крім цього, утворення кальциту може бути пов'язане з діяльністю гідротерм, звітрюванням.

Рис. 16. Ромбоедричний кристал кальциту (ісландського шпату)

Зі специфічних властивостей кальциту слід назвати його "закипання" у 10 % розчині соляної кислоти.

Породи, складені кальцитом, широко використовують як будівельні матеріали, для отримання цементу, вапна тощо. Вони відіграють значну роль у металургійному виробництві (флюси). Ісландський шпат, характерною рисою якого є подвійне світлозаломлення, використовують в оптиці.

ДОЛОМІТ ($CaCO_3 \cdot MgCO_3$) названий на честь французького мінералога Д. Долом'є, який вперше описав мінерал в Альпах. У доломіті містяться домішки манґану, заліза, цинку, нікелю, кобальту. Кристалізується у вигляді ромбоедричних кристалів, частіше буває у вигляді зернисто-кристалічних мас. Твердість становить 3,5–4,0. Колір сірувато-бурий, іноді з жовтуватим, буруватим і зеленкуватим відтінками. Риска біла, блиск скляний, спайність досконала. На відміну від кальциту, з 10 % розчином соляної кислоти "закипає" лише у порошку.

Походження доломіту переважно осадове (осаджується з морських вод з підвищеною солоністю). Утворюється також гідротермальним шляхом.

Доломіт використовують для отримання вапна, як флюси у металургії, добриво для кислих ґрунтів. Родовища доломітів відомі на Донбасі. За межами України – у Поволжі, на Уралі, у Середній Азії, в Альпах тощо. Утворює потужні, майже мономінеральні товщі з такою ж назвою.

КЛАС ОКСИДИ ТА ГІДРООКСИДИ

До цього класу належить близько 200 мінералів, вони становлять майже 17 % маси земної кори. Оксиди – це сполуки

елементів з оксигеном. Гідрооксиди – це оксиди, які утримують гідроксильну групу ОН. Дуже розповсюджені оксиди і гідрооксиди заліза (3,9 % маси земної кори), алюмінію, манґану. Оксиди і гідрооксиди утворюються магматичним, гідротермальним шляхом, а також унаслідок процесів звітрювання.

Оксиди характеризуються високою твердістю, хімічною стійкістю, тугоплавкістю. Гідрооксиди – широкими коливаннями складу і фізичних властивостей, мають нижчу твердість.

КВАРЦ (SiO_2) – дуже важливий породотвірний мінерал різних магматичних, осадових та метаморфічних порід. У магматичних і метаморфічних породах кварц утворює звичайно неправильні або ізометричні зерна, зрослі з іншими мінералами. Кристали кварцу утворюють шестигранні призми, завершені з одного (рідше з двох) боку шести- чи тригранними пірамідами (див. рис. 4, б).

Твердість становить 7. Спайності нема, злам нерівний, раковистий. Колір різноманітний. Розрізняють такі різновиди кварцу: безбарвний прозорий кварц – *гірський кришталь* (див. рис. 6а), фіолетовий прозорий – *аметист* (див. рис. 6б), димчастий прозорий – *раухтопаз* (див. рис. 4), чорний непрозорий – *моріон*, жовтий – *цитрин* та ін. Блиск кварцу на гранях кристалів скляний, на зламі – жирний.

У природі кварц буває у вигляді окремих призматичних кристалів, друз, щіток, зернисто-кристалічних мас тощо. Походження кварцу магматичне, пегматитове, метаморфічне, екзогенне.

Кварц використовують у скляній і фарфоровій галузях промисловості, оптиці, радіотехніці, медицині, ювелірній справі (різновиди, що відповідають кондиціям) та ін. В Україні основні родовища кварцу розвідані на Житомирщині.

ХАЛЦЕДОН (SiO_2) – прихованокристалічна форма кварцу. Він утворює суцільні прихованокристалічні прожилки, шкірки, натічні агрегати з брунькоподібною поверхнею, сталактити, жеоди, форми наповнення газових порожнин в ефузивних породах, у лавах – круглі, жовноподібні, деревоподібні тощо.

Твердість становить 6,5–7,0. Злам нерівний, раковистий. Колір білий, сірий, голубувато-сірий та ін. Домішки оксидів і гідрооксидів забарвлюють його у червоний (*сердолік*), червоно-коричневий (*карнеол*), коричневий, бурий (*сардер*), яблучно-зелений (*хризопраз*), блакитно-сірий до блідо-синього (*сапфірин*), темно-зелений з червоними плямами (*геліотроп*) кольори. Смугасті

різновиди халцедону називають *агатами* (колові й очкові візерунки), *оніксами* (стрічково-смугасті візерунки) тощо.

Агат (рис. 17) застосовують як технічний камінь (агатові ступки, валики і призми у точних приладах), багато різновидів халцедону використовують для виготовлення ювелірних та художніх виробів.

Рис. 17. Агат

До різновидів халцедону слід віднести також КРЕМІНЬ (SiO_2), який буває головно чорного, жовтувато-сірого і сірого кольорів, має раковистий злам, містить домішки глинистих частинок. Найчастіше кремінь трапляється у вигляді жовен (рис. 18). Палеолітичні поселенці з кременю виготовляли знаряддя праці.

Рис. 18. Жовно кременю з туронських відкладів верхньої крейди Поділля (м. Кременець)

ОПАЛ ($SiO_2 \cdot nH_2O$) (з лат. *opalus* – благородний камінь) має мінливий склад, вміст води коливається в межах від 1 до 20 %. Колір білий, медово-жовтий, голубуватий, червонуватий, чорний, безбарвний та ін. Основні різновиди: благородний опал – з веселковою грою кольорів завдяки розсіюванню світла; звичайний опал – білий, сірий, вогненний, смоляний та ін.

Твердість опалу становить 5,5–6,5, блиск восковий, злам раковистий, спайність відсутня. У природі трапляється у вигляді натічних форм, псевдоморфоз і жил.

Опал утворюється внаслідок розкладання силікатів під впливом водних розчинів, у гідротермальних умовах, органічним шляхом. Породотвірний мінерал опок та інших порід. Родовища опалу відомі у Вінницькій, Запорізькій і Київській областях, на Закарпатті.

Благородні опали використовують у ювелірній справі, інші різновиди – для полірування металів і каменів, виготовлення фільтрів, у керамічній промисловості тощо.

ЛІМОНІТ ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) (з грец. *λειμων* – лука), або БУРИЙ ЗАЛІЗНЯК. Твердість становить 1–5 (залежно від фізичного стану). Колір від вохристо-жовтого до червоно-бурого; риска жовтувато-бура. Кристалів не утворює, блиск від напівметалічного до матового. Буває у виглядів оолітів, конкрецій, натічних форм, землистих мас.

Походження лімоніту осадове, він утворюється у прибережній зоні, у прісних озерах та болотах за участю мікроорганізмів, а також у зоні окислення сульфідів. Найвідоміше в Україні родовище залізних (лімонітових) руд – Керченське (Крим). Лімоніт використовують у металургії, а також для виготовлення фарб.

Діагностичними ознаками лімоніту є його іржаво-бурий колір та жовто-бура риска.

КЛАС СИЛІКАТИ (солі кремнієвих кислот)

До силікатів належить майже 800 мінералів, які становлять близько 75 % маси земної кори. Це найважливіші породотвірні мінерали, що є у складі майже всіх магматичних та метаморфічних порід. Чимало силікатів є і в осадових породах. Силікати відрізняються складною внутрішньою структурою, в основі якої чотири іони кисню з іоном кремнію у центрі – кремнієво-кисневий тетраедр – $[SiO_4]^{4-}$.

Силікати утворюються ендогенним шляхом, а також внаслідок процесів звітрювання. Деякі силікати – це дуже цінні корисні

копалини: будівельні, облицювальні, дорогоцінні та оздоблювальні камені, руди низки металів (алюмінію, берилію, цирконію) тощо. Умовно силікати можна розділити на такі групи: *світлозабарвлені породотвірні (польові шпати); темнозабарвлені породотвірні; слюди; глинисті мінерали, інші силікати.*

СВІТЛОЗАБАРВЛЕНІ ПОРОДОТВІРНІ СИЛІКАТИ

ПОЛЬОВІ ШПАТИ становлять майже 50 % маси земної кори. Найбільш розповсюджені у природі калієві польові шпати, або ортоклази (ортоклаз, мікроклін) та кальцій-натрієві польові шпати, або плагіоклази (ізоморфний ряд плагіоклазів).

ОРТОКЛАЗ ($KAlSi_3O_8$) (з грец. *ὀρθός* – прямий і *κλάσις* – розколювання). Колір блідо-рожевий, сірий, білий, буруватожовтий, червонуватий, до коричневого. Спайність середня під кутом 90° у двох напрямах. Злам східчастий, нерівний. Блиск скляний, твердість 6 (див. рис. 10, 12).

Характерними діагностичними ознаками ортоклазу є світле забарвлення, великі розміри кристалів, прямий кут між площинами спайності, висока твердість та східчастий злам.

Польові шпати використовують у керамічній (виготовлення порцеляни, фаянсу, емалей, поливи) і в скляній галузях промисловості.

МІКРОКЛІН ($KAlSi_3O_8$). Від ортоклазу відрізняється тим, що кут спайності у нього дещо менший від прямого. Зелений різновид (рис. 19) мікрокліну називають *амазонітом* (від назви р. Амазонка, де його вперше знайдено).

Родовища калієвих польових шпатів відомі в Україні на Житомирщині і в Приазов'ї.

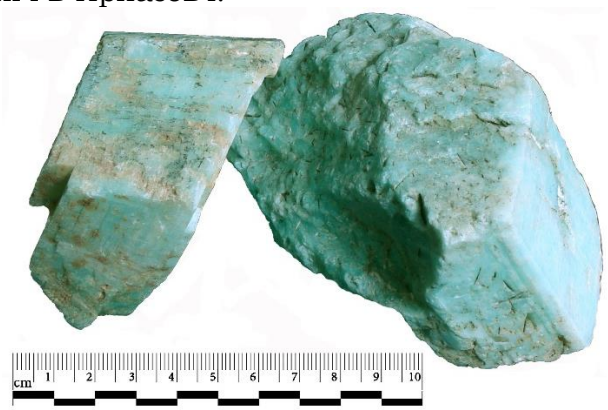


Рис. 19. Амазоніт

ПЛАГІОКЛАЗИ (з грец. *πλάγιος* – косий і *κλάσις* – розколювання). Це натрій-калієві польові шпати, кут спайності яких приблизно 86°. Вони являють собою ізоморфний ряд, складений з різної кількості *альбіту* $Na(AlSi_3O_8)$ і *анортиту* $Ca(Al_2Si_2O_8)$. Загальну формулу плагіоклазів можна записати у вигляді $(100\text{-}n)Ca(Al_2Si_2O_8)\cdot nNa(AlSi_3O_8)$, де n може коливатися від 0 до 100. В ізоморфному ряду анортит – альбіт за вмістом анортитової молекули (у дужках %) виділяють такі мінерали: *альбіт* (0–10), *олігоклаз* (10–30), *андезин* (30–50), *лабрадор* (50–70), *бітовніт* (70–90), *анортит* (90–100). Від анортиту до альбіту вміст натрію і кремнію збільшується. Тому плагіоклази розділяють на ***кислі*** (альбіт, олігоклаз), ***середні*** (андезин), ***основні*** (лабрадор, бітовніт, анортит).

Трапляються плагіоклази у вигляді окремих кристалів і зернистих агрегатів від білого до темно-сірого кольору. Блиск скляний. Завдяки дрібнесеньким кристаликам гематиту простежується іризація у синюватих тонах, що особливо характерно для лабрадору. Твердість становить 6,0–6,5. Плагіоклази – дуже важливі породотвірні мінерали, однак їхнє визначення можливе лише на підставі вивчення оптичних властивостей під мікроскопом або даних хімічних аналізів. За допомогою зовнішніх ознак більш-менш упевнено можна визначити лише альбіт та лабрадор.

АЛЬБІТ – $Na(AlSi_3O_8)$ (з лат. *albus* – білий). Колір білий, бурувато-жовтий, іноді з зеленкуватим відтінком. Кристали переважно невеликі (лише у пегматитових жилах вони досягають значних розмірів), нерідко утворюються друзи і зернисто-кристалічні агрегати.

ЛАБРАДОР – 50–70%$Na(AlSi_3O_8)\cdot$50–30%$Ca(Al_2Si_2O_8)$ – сірий, темно-сірий, зеленувато-сірий, має красиву гру (іризацію) голубого, синього або зеленого кольорів (рис. 20) і трапляється суцільними крупнокристалічними масами, де нерідко добре виражені кристали. У лабрадорі анортитової складової – 50–70 %, альбітової – 50–30 %.

Плагіоклази – найрозповсюдженіші мінерали магматичних порід. Вони є також у складі метаморфічних і осадових порід.

Породу, яка складається із лабрадору, називають *лабрадоритом.* Вона легко полірується, її використовують як оздоблювальний камінь. Родовища лабрадориту є в Житомирській області (села Головине та Турчинка). Відоме також Городищенське родовище на Черкащині.

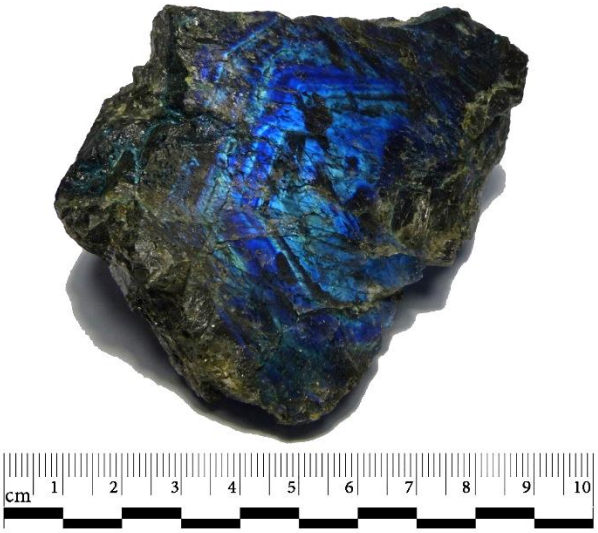


Рис. 20. Іризація лабрадору

ТЕМНОЗАБАРВЛЕНІ ПОРОДОТВІРНІ СИЛІКАТИ

ОЛІВІН (з лат. *oliva* – оливка) $(Mg, Fe)_2(SiO_4)$ – найчастіше трапляється у вигляді зернистих або щільних агрегатів, зрідка утворює прозорі жовтувато-зелені кристали (*хризоліт*).

Твердість олівіну становить 6,5–7,0. Колір оливково-зелений, бурий до чорного. Блиск скляний, жирнуватий; мінерал крихкий; його злам раковистий.

Походження олівіну магматичне. Олівін – важливий породотвірний мінерал ультраосновних порід (*дуніту, перидотиту*). Їх використовують для виготовлення вогнетривкої цегли, як будівельний матеріал. Прозорі кольорові різновиди олівіну (*хризоліт*) – дорогоцінне каміння.

РОГОВА ОБМАНКА – $NaCa_2(MgFe)_4(FeAl)(OH,F)_2[(SiAl_4)O_{11}]$ – найважливіший мінерал амфіболів (з грец. *ἀμφίβολος* – двозначний), що становить близько 8 % маси земної кори. Для амфіболів характерні кристали призматичної форми (волокнисті, голчасті, стовпчасті), а також досконала спайність під кутом 124°.

Колір рогової обманки зелений до чорного, риска зеленувата, твердість становить 5–6, злам нерівний, скалковий. Це важливий породотвірний мінерал магматичних і метаморфічних порід.

АВГІТ – $Ca(Mg, Fe, Al)[(Si, Al)_2O_6]$ – важливий породотвірний мінерал піроксенів (з грец. *πυρος* – вогонь і *ξενος* – чужий), тривалий

час не визнавали магматичне походження цієї групи мінералів. На відміну від амфіболів, характеризуються короткостовпчастою формою кристалів і спайністю під кутом 90°.

Авгіт трапляється у вигляді короткостовпчастих кристалів, суцільних зернистих мас. Колір чорний, темно-зелений, риска зеленкувата, твердість становить 5–6, спайність чітко виявлена у двох напрямах.

Утворюється магматичним шляхом, типовий мінерал основних магматичних порід (габро, базальт), рідше буває в ультраосновних та середніх породах.

СЛЮДИ

Дуже поширені породотвірні мінерали із складними формулами. Вони характеризуються невисокою (2–3) твердістю, дуже досконалою спайністю (їх легко розщепити пальцями на тоненькі пластинки), скляним та перламутровим блиском. Найпоширеніші серед слюд мусковіт та біотит.

МУСКОВІТ – $KAl_2(OH, F)_2[AlSi_3O_{10}]$ – це світла слюда. Утворює короткостовпчасті, пластинчасті кристали площею до декількох квадратних метрів. У тонких спайних пластинках без кольору, у товстіших листках забарвлений у сірий, темно-сірий чи рожевий колір. Характерними діагностичними ознаками є форма кристалів, перламутровий блиск, здатність розщеплюватися пальцями на тонкі пружні пластинки.

Є у складі більшості магматичних та метаморфічних порід, знижуючи, як правило, їхню міцність. Лусочки слюди дуже часто трапляються й у складі осадових порід, особливо уламкових (наприклад, пісків, лесів). Мусковіт використовують в електроніці та радіопромисловості як електроізоляційний матеріал та для виготовлення вогнетривких матеріалів. В Україні поклади мусковіту відомі в Приазов'ї та на Волині (Житомирщина).

БІОТИТ – $K(Mg, Fe)_3(OH, F)_2[AlSi_3O_{10}]$ – названий на честь французького фізика Ж. Біо. Утворює головно листуваті скупчення. Найбільший (7 $м^2$) з відомих таблитчастих кристалів біотиту виявлено у Норвегії. Блиск скляний, іноді перламутровий (див. рис. 5). Колір чорний (із-за вмісту заліза), червоно-бурий (з домішками титану), зелений та інший. Завдяки кольору біотит легко відрізнити від мусковіту.

Біотит найпоширеніший у середніх та кислих магматичних породах. Він є, зокрема, важливим породотвірним мінералом гранітів. Застосовують в електротехніці, паперовій та хімічній

промисловості (для виготовлення фарб, автомобільних шин, вогнетривких матеріалів тощо). Родовища біотиту в Україні відомі в Приазов'ї.

ГЛИНИСТІ МІНЕРАЛИ

До цієї групи належать мінерали, що складають головно глинисті породи. Найпоширенішими з них є каолініт і монтморилоніт.

Глинисті мінерали мають комплекс специфічних особливостей. Це кристалічні тіла з розміром частинок менше 1 мікрона, мають високу поверхневу енергію, чим зумовлена їхня активна взаємодія з водою. Форма кристалів (її можна розрізнити лише під електронними мікроскопом) пластинчаста, будова шарувата (листувата).

У цих мінералів характерний глинистий запах, якщо вони зволожені (для цього достатньо на них подихати). Глинисті мінерали здатні утворювати з водою пластичні маси. У цьому випадку монтморилоніт розбухає, збільшуючи свій об'єм у 18 разів.

Глинисті мінерали визначають основні водні властивості глинистих порід, їхню поведінку в основах споруд та ін. Дуже важливою властивістю глинистих мінералів є здатність утворювати колоїдні системи, які з часом старіють.

Глинисті мінерали – головна складова багатьох порід осадового походження (глини, суглинки, супіски та ін.). Трапляються також у корах звітрювання магматичних та метаморфічних порід.

КАОЛІНІТ – $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ – трапляється у вигляді глинистих землистих мас білого, світло-сірого та інших кольорів, що значною мірою залежить від домішок. Твердість становить 1–2, блиск суцільних мас головно матовий. На дотик жирний. Легко прилипає до пальців і після висихання стягує шкіру. Дуже гігроскопічний.

Походження його екзогенне (у корі звітрювання) і гідротермальне.

Родовища каолініту (каолінів) відомі у Вінницькій, Донецькій, Житомирській та деяких інших областях.

Каолініт використовують у керамічній (виготовлення фарфоро-фаянсового посуду), паперовій та хімічній галузях промисловості, у будівництві, виробництві вогнетривких матеріалів, парфумерії тощо.

МОНТМОРИЛОНІТ – $Al_2Mg_2(OH)_2[Si_4O_{10}]\cdot nH_2O$ – утворює досить щільні землисті маси. Вміст H_2O змінюється у монтморилоніті

у межах 12–24 %. Колір білий, світло-зелений з різними відтінками. Твердість становить 1,0–1,5. На дотик жирний. Переважно матовий, зрідка має жирний блиск.

Кристалічна ґратка монтморилоніту (кристали мінералу можна побачити лише під електронним мікроскопом) рухома, тому молекули води вільно проникають у середину пакетів і розсувають їх, спричинюючи збільшення об'єму мінералу в декілька разів (до 18).

Як і каолініт, це породотвірний мінерал глинистих порід (глин, суглинків, супісків тощо).

1.3. СХЕМАТИЧНИЙ ВИЗНАЧНИК ОСНОВНИХ ПОРОДОТВІРНИХ МІНЕРАЛІВ

Найпростіші методи визначення породотвірних мінералів ґрунтуються на знанні їхніх зовнішніх ознак – головних фізичних властивостей мінералів. Тому розуміння й знання цих властивостей дуже важливе для коректної діагностики мінералів.

Деякі фізичні властивості, наприклад, твердість, можуть бути однаковими для різних мінералів. Інші ж, наприклад, колір, можуть змінюватися навіть у різних зернах одного мінералу, а іноді у межах одного зерна. Тому для визначення мінералів слід використовувати не одну властивість, а їхній комплекс.

Пропонований визначник побудований на підставі зовнішніх ознак, які легко простежити. Усі мінерали розділені на дві групи: з твердістю понад 5 і менше 5. Цю межу неважко визначити за допомогою скляної пластинки (перші дряпають скло, другі дряпаються склом).

Кожну з виділених за твердістю груп мінералів поділяють на світло- і темнозабарвлені, а ці, відповідно, – на мінерали, що мають спайність, і мінерали, де спайність не простежується. До мінералів, у яких спайність не простежується, належать мінерали, які спайності не мають, і ті, в яких через незначні розміри зерен спайність просто не проявляється (немає можливості її спостерігати). Далі для визначення використовують інші фізичні властивості мінералів. Підшукують характерні ознаки, які дають змогу однозначно діагностувати конкретний мінерал.

I. МІНЕРАЛИ З ТВЕРДІСТЮ **менше 5**

А. СВІТЛОЗАБАРВЛЕНІ

1. Мають спайність

Солоний на смак, розчиняється у воді (*галіт*)
Гірко-солоного смаку (*сильвін*)
Бурхливо закипає з соляною кислотою (тут і далі 10 % її розчин) (*кальцит*)
Закипає з соляною кислотою у порошку (*доломіт*)
Легко розщеплюється пальцями на тонкі пружні пластинки (*мусковіт*)
Легко дряпається нігтем, утворює волокнисті, стовпчасті та пластинчасті кристали (*гіпс кристалічний*)
Крупнозернистий, блиск жирний (*ангідрит*)

2. Спайність не простежується

Дрібно- та прихованокристалічний, нігтем дряпається із зусиллям (*гіпс-алебастр*)
Білий, землистий, не набухає у воді (*каолініт*)
Землистий, має характерний глинистий запах, різко збільшується в об'ємі під час зволоження (*монтморилоніт*)
Дрібнозернистий, мармуроподібний, блиск жирний (*ангідрит*)
Зернистий, закипає з соляною кислотою у порошку (*доломіт*)

Б. ТЕМНОЗАБАРВЛЕНІ

1. Мають спайність

Легко розщеплюється пальцями на тонкі пружні пластинки (*біотит*)

2. Спайність не простежується

Аморфний, іржаво-бурого кольору, інколи землистий (*лімоніт*)

II. МІНЕРАЛИ З ТВЕРДІСТЮ **понад 5**

А. СВІТЛОЗАБАРВЛЕНІ

1. Мають спайність

Кристали крупні, злам східчастий, спайність у двох напрямах (*ортоклаз, мікроклін*)
Колір білий, агрегати пластинчасті (*альбіт*)

2. *Спайність не простежується*

Золотисто-жовтого кольору, кубічні кристали або зернисті агрегати, злам нерівний, блиск металічний (*пірит*)

Легко дряпає скло, утворює призматичні з пірамідальними закінченнями кристали або зернисто-кристалічні агрегати, блиск на зламі жирний (*кварц*)

Аморфний (прихованокристалічний), іноді концентрично-смугастий, злам раковистий (*халцедон, кремінь*)

Аморфний, блиск восковий, часто утворює натічні форми (*опал*)

Б. ТЕМНОЗАБАРВЛЕНІ

1. *Мають спайність*

Стовпчасті і голчасті кристали, колір темно-зелений до чорного, спайність у двох напрямах під кутом 124° (*рогова обманка*)

Короткостовпчасті кристали чорного кольору, спайність під кутом 90° (*авгіт*)

Темно-сірого кольору, іризує на площинах спайності (*лабрадор*)

2. *Спайність не простежується*

Легко дряпає скло, утворює призматичні з пірамідальними закінченнями кристали або зернисто-кристалічні агрегати, блиск на зламі жирний (*кварц-моріон*)

Аморфний (прихованокристалічний), іноді концентрично-смугастий, злам раковистий (*халцедон, кремінь*)

Аморфний, іржаво-бурого кольору (*лімоніт*)

Головно зернистий, оливково-зеленого кольору, зрідка бурий, крихкий, злам раковистий (*олівін*)

РОЗДІЛ II

ГІРСЬКІ ПОРОДИ

Гірськими породами називають природні мінеральні агрегати певного складу і будови, які сформувалися внаслідок геологічних процесів і залягають як самостійні тіла у земній корі.

Гірські породи можуть складатися з одного мінералу (мономінеральні), наприклад, мармур, що є агрегатом зерен кальциту, чи декількох (полімінеральні) – граніт, складений кварцом, польовим шпатом і слюдою.

За походженням гірські породи поділяють на магматичні, осадові та метаморфічні (рис. 21).

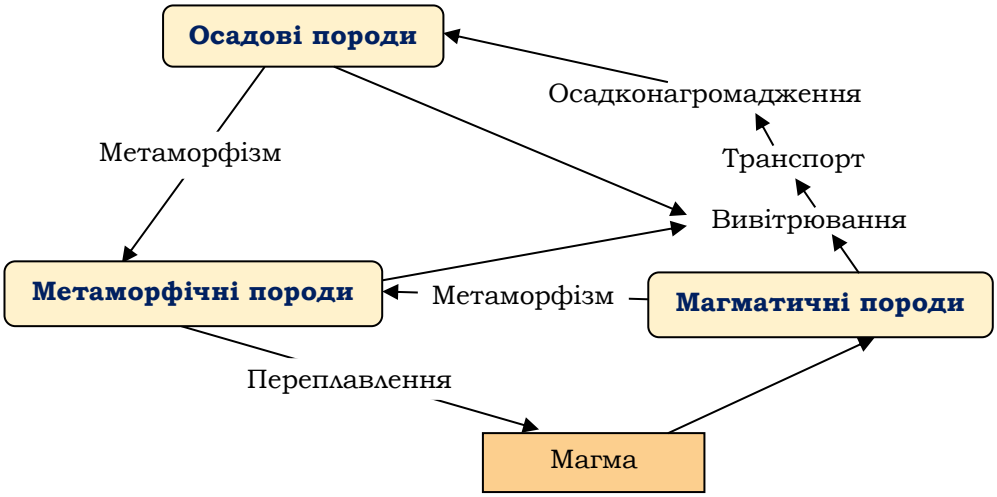


Рис. 21. Схема формування і перетворення гірських порід

Найпоширеніші на поверхні Землі *осадові* породи, що вкривають майже 75 % суші. Значно рідше трапляються *магматичні* породи, розвиток яких характерний для гірських систем (хребти Уралу, Анд, Аппалачів, Тянь-Шаню та ін.), і *метаморфічні*, що складають древні масиви або щити (Український та Балтійський у Європі, Алданський в Азії та ін.).

Генезис порід визначає їхній склад, будову та властивості, які, відповідно, відображені у рельєфі земної поверхні, типах ґрунтового покриву, видовому складі рослинності, розвитку

геодинамічних процесів тощо. Гірські породи (особливо осадові) – єдині носії інформації про фізико-географічні умови минулих геологічних епох.

Породи, що складають верхню частину літосфери, є об'єктами господарської діяльності людини. Вони – основи інженерних споруд, вміщують підземні води, є сировиною для багатьох видів промисловості тощо.

2.1. МАГМАТИЧНІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ

2.1.1. Загальна характеристика

Магматичними називають породи, які утворюються під час кристалізації магми або лави.

Магма – розплавлена маса переважно силікатного складу, яка виникає у земній корі чи верхній мантії. Головними типами магм є ультраосновна, основна (базальтова) і кисла (гранітна). Температура магми досягає 1000°С і більше, у ній міститься велика кількість летких компонентів та водяної пари.

Лава – це магма, яка вилилась на поверхню Землі; розпечена рідка чи дуже в'язка маса (рис. 22), яка витікає чи витискається на поверхню Землі під час виверження вулканів.

Рис. 22. Потік лави

Тверді продукти вулканічної діяльності – це вулканічні бомби та вулканічний попіл. Унаслідок ущільнення в умовах земної поверхні вулканічний попіл разом з вулканічними бомбами й іншими уламками перетворюється у *вулканічний туф* (рис. 23).

Вулканічні туфи – дуже неоднорідні породи, пористі (тому дуже легкі), тьмяні.

Рис. 23. Вулканічний туф (Вірменія)

Магматичні породи поділяють на *глибинні (інтрузивні)*, якщо магма охолоджується і кристалізується на глибині, і *поверхневі (ефузивні)*, якщо магма кристалізується й охолоджується на поверхні Землі (кристалізується лава) (рис. 24).

Інтрузивні породи охолоджуються поступово, кристалізуються в умовах високих тисків і під дією різноманітних газів, насамперед водяної пари. Тому, природно, що вони повністю розкристалізовані.

Ефузивні породи охолоджуються порівняно швидко і на поверхні Землі, що призводить не тільки до зниження тиску, але й повного позбавлення газів. Вони містять більшу чи меншу кількість вулканічного скла (цілком аморфного). Їхня будова склувата, порфірова, прихованокристалічна (див. рис. 24).

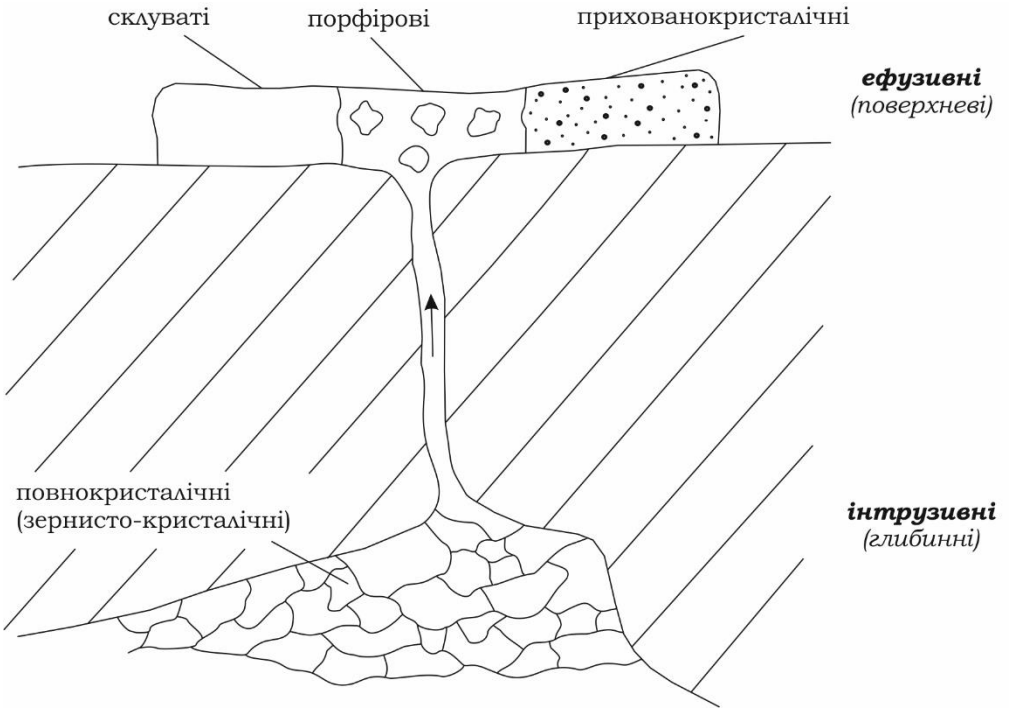


Рис. 24. Умови утворення магматичних порід

2.1.2. Мінеральний і хімічний склад

За мінералого-хімічними властивостями головні складові частини магматичних порід можна об'єднати у такі групи:

- вільний кремнезем – кварц;
- польові шпати (алюмосилікати натрію, калію і кальцію) – світлозабарвлені мінерали;
- піроксени, амфіболи і слюди (алюмосилікати заліза і магнію) – кольорові чи темнозабарвлені мінерали.

Головними мінералами, що утворюють магматичні гірські породи, є силікати. Кремнезем (SiO_2) – тут головний кислотний оксид, він у різних пропорціях з'єднується з основами. Залежно від вмісту кремнезему (табл. 1) магматичні породи поділяють на:

- ультракислі (понад 75 %);
- кислі (65–75 %);
- середні (52–65 %);
- основні (45–52 %);
- ультраосновні (менше 45 %).

Таблиця 1

КЛАСИФІКАЦІЯ МАГМАТИЧНИХ ПОРІД

Класи порід	Породотвірні мінерали	Вміст SiO_2, %	Інтрузивні (глибинні)	Ефузивні (поверхневі)
УЛЬТРАКИСЛІ	Калієвий польовий шпат, кварц, мусковіт	>75	ПЕГМАТИТ	–
КИСЛІ	Кварц, калієвий польовий шпат, кислий плагіоклаз, слюди, амфіболи	65–75	ГРАНІТ	ЛІПАРИТ
СЕРЕДНІ	Калієвий польовий шпат, кислий плагіоклаз, слюди, амфіболи	52–65	СІЄНІТ	ТРАХІТ
	Середні плагіоклази, іноді кварц, амфіболи, слюди, піроксени		ДІОРИТ	АНДЕЗИТ
ОСНОВНІ	Основний плагіоклаз, піроксени, амфіболи, олівін, біотит	45–52	ГАБРО ЛАБРАДОРИТ	БАЗАЛЬТ
УЛЬТРАОСНОВНІ	Олівін, піроксени, зрідка амфіболи	<45	ПІРОКСЕНІТ ПЕРИДОТИТ ДУНІТ	–

Зі зменшенням вмісту оксиду кремнію у глибинних породах забарвлення змінюється від світлого до темного, мінеральний склад – у бік зменшення кількості кремнезему і збільшення мінералів темних відтінків (рогової обманки, авгіту, біотиту), зростає питома вага, знижується температура плавлення, породи краще піддаються поліруванню.

Глибинні та поверхневі магматичні породи з однаковим мінеральним складом, але різною будовою (структурою) називають *аналогами*. Наприклад, базальт є поверхневим аналогом габро.

У магматичних породах також є Al_2O_3, кількість якого коливається від 0 до 25 %, Fe_2O_3 – не перевищує 13 %, FeO – 15 %, MgO – 30 %, CaO – 22 %, Na_2O – 14 %, K_2O – 18 %. Вміст H_2O зрідка перевищує 7 %.

2.1.3. Форми залягання

Форми залягання глибинних порід залежать головно від фізичних властивостей магми, співвідношення магматичних і

вміщувальних порід, а також співвідношення між рухами у земній корі, які створюють простір для інтрузивних мас і спричинюють переміщення магматичної речовини (утворення та заповнення тріщин, провали покрівлі, розсування шарів під час ін'єкцій тощо). Для інтрузивних порід найхарактерніші такі форми: батоліти, штоки, лаколіти, жили (рис. 25).

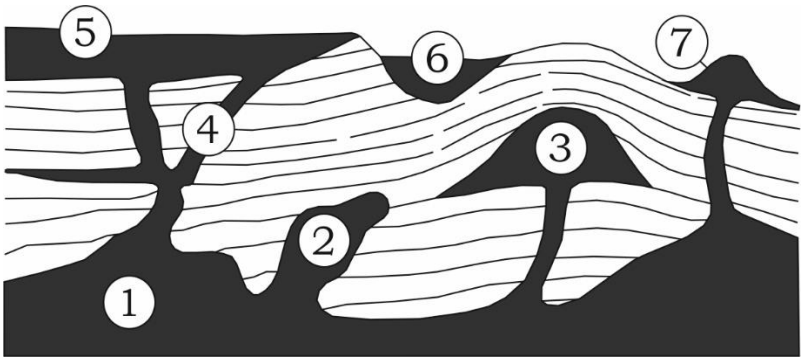


Рис. 25. Форми залягання магматичних порід:
1 – батоліт, *2* – шток, *3* – лаколіт, *4* – жила,
5 – покрив, *6* – потік, *7* – купол

Форми залягання ефузивних порід також різноманітні. Тут поруч з потоками (плоскі тіла, дещо витягнуті у напрямку течії лави), покривами* (характеризуються майже рівновеликими довжиною та шириною), трапляються куполоподібні підвищення над вулканічними каналами тощо (див. рис. 25).

2.1.4. Структура і текстура

Глибинні та поверхневі породи розрізняють за структурою. *Структура* породи залежить від ступеня її кристалізації, розмірів, форми та співвідношення її складових частин (мінералів і нерозкристалізованого залишку – скла).

* У низці районів світу (плато Декан в Індії, плато Путорана в Сибіру та ін.) лавові покриви, головно базальтові, досягають величезних площ (понад декілька мільйонів км^2) і значних потужностей (понад 2000 м). Їх називають *трапами*. Вони різного віку, зокрема, деканські трапи почали виливатися на межі крейди і палеогену, і з ними, як і з іншими аналогічними епізодами, пов'язують велике вимирання видів, т. зв. крейдово-палеогенове, у результаті якого зникли динозаври та багато інших тварин.

Глибинні (інтрузивні) породи характеризуються *повнокристалічною* (зернисто-кристалічною) структурою, оскільки магматичний розплав кристалізується дуже повільно, під великим тиском і за високих температур. Якщо структура повнокристалічна, то мінерали, що складають породу, мають форму кристалічних зерен (рис. 26).

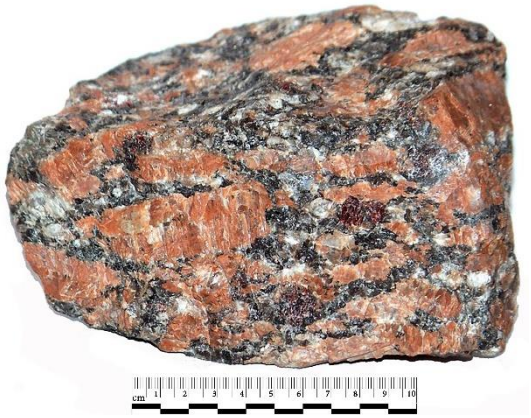


Рис. 26. Повнокристалічна структура граніту

Важливою ознакою структури є розміри зерен. За розмірами зерен магматичні глибинні породи поділяють на грубозернисті (розміри зерен понад 10 мм), крупнозернисті (5–10 мм), середньозернисті (1–5 мм) і дрібнозернисті (менше 1 мм).

Поверхневі (ефузивні) породи формуються на поверхні, процес охолодження відбувається дуже швидко і мінерали не встигають розкристалізовуватися. Тому для ефузивних порід характерна наявність різновікових стадій кристалізації, що відображено у *порфіровій* структурі (рис. 27). Тут на основному нерозкристалізованому (суцільному) фоні виділяються окремі зерна мінералів (вкраплення).

В ефузивних породах також трапляються *склувата* і *прихованокристалічна* структури. Склувата структура має вигляд аморфної маси, тобто такої, що не встигла розкристалізуватися (вулканічне скло).

Прихованокристалічна структура характеризує породи, які складаються з дуже дрібних кристалів, видимих переважно під час збільшення (у мікроскопі). Типовим представником порід з прихованокристалічною структурою є базальт.

Рис. 27. Порфірова структура андезиту

Особливості породи, що відображають просторові взаємовідношення складових частин (мінералів) і визначають зовнішній вигляд гірської породи, називають *текстурою* породи.

Текстуру зумовлюють взаємне розташування складових частин породи і спосіб наповнення ними простору. Розрізняють *масивні* (суцільні) (див. рис. 26), *пористі* (рис. 28) та *флюїдальні* (рис. 29) текстури.

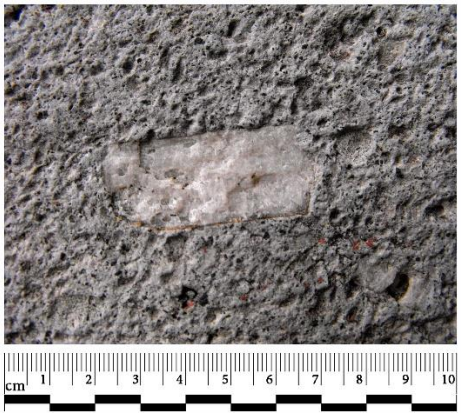


Рис. 28. Пориста текстура трахіту
(у центральній частині зерно польового шпату)

Рис. 29. Флюїдальна текстура ліпариту

Зауважимо, що пористі і флюїдальні текстури характерні тільки для ефузивних порід, глибинним породам властива головно масивна текстура.

2.1.5. Класифікація та опис

Магматичні породи (див. табл. 1) класифіковано з урахуванням умов їхнього утворення, структурних особливостей, а також мінерального складу.

УЛЬТРАКИСЛІ ПОРОДИ

ПЕГМАТИТИ – крупнокристалічні породи, що утворюються під час охолодження магми у тріщинах будь-яких порід. До їхнього складу належать переважно польовий шпат (мікроклін) і кварц. Пегматити мають світлий колір. Їх можна легко визначити за своєрідною *пегматитовою* (графічною) структурою, притаманною цій породі (рис. 30): на фоні польового шпату виділяються закономірні (графічні) проростання кварцу. Пегматит з графічною структурою часто називають *письмовим гранітом*, чи *єврейським каменем* (через подібність до клинопису).

У порожнинах деяких пегматитів трапляються кристали топазу, гірського кришталю, берилу. У пегматиті польові шпати та кварц містяться у співвідношенні 2:1 або 3:1. Колір пегматитів рожевий, сірий, жовтуватий, зрідка зелений (амазонітовий пегматит).

Рис. 30. Графічна (пегматитова) структура пегматиту

Залягають пегматити у вигляді лінз, жил, дайок у гранітах або метаморфічних породах. Зрідка трапляються штокоподібні, трубоподібні тіла і масиви площею декілька кілометрів квадратних.

В Україні пегматити відомі на Житомирщині та в Приазов'ї. Пегматити – носії різних руд (рідкісноземельних елементів, металів, джерело керамічної сировини, п'єзооптичних мінералів (зокрема п'єзокварцу, флюориту), слюди, дорогоцінних мінералів (топазу, берилу, гірського кришталю та ін.).

КИСЛІ ПОРОДИ

ГРАНІТ (з лат. *granum* – зерно) складається з кварцу (25–30 %), калієвого польового шпату (35–40 %), плагіоклазів (20–25 %) і деякої (5–10 %) кількості домішок темнозабарвлених мінералів, представлених біотитом чи роговою обманкою.

Структура граніту повнокристалічна (див. рис. 26), рівномірно- чи нерівномірнозерниста, текстура масивна. Своєрідну центричну структуру має граніт-рапаківі. Ця структура зумовлена наявністю великих овоїдів калієвого польового шпату, звичайно оточених облямівками олігоклазу (рис. 31). Колір сірий, жовтуватий, рожево-сірий, рожевий, темно-червоний та ін. Для діагностики гранітів дуже важливо уміти визначити їхній мінеральний склад.

Рис. 31. Граніт-рапаківі

Кварц у гранітах є у вигляді зерен, переважно округлих, які розрізняють за нерівним зламом та жирним блиском.

Калієві польові шпати визначають за блискучими скляними площинами спайності. Їхній колір білий, сірий, рожевий, темно-червоний та ін.

Плагіоклази серед польових шпатів виділяються тим, що під час нахилів зразка у різні боки можна зауважити на їхній поверхні низку паралельних темних та світлих смуг, матових і блискучих.

Слюди визначають за кольором, блиском та таблитчастою чи лускоподібною будовою.

Рогова обманка розсіяна в породі у вигляді темно-зелених і чорних витягнутих кристалів.

Україна багата на граніти. Їхні великі родовища відомі на Рівненщині (Клесів, Рокитно), Житомирщині (Бердичів, Коростишів, Житомир та ін.), Вінниччині (Жежелів та ін.), Кіровоградщині, в Приазов'ї.

Граніт – чудовий облицювальний та будівельний матеріал. З гранітами часто пов'язані цінні рудні та нерудні корисні копалини.

ЛІПАРИТ (за назвою Ліпарських островів в Італії, синонім – РІОЛІТ). Це світлозабарвлені породи: світло-сірі, кремові, буруваті, зеленуваті, червонуваті тощо. Структура порфірова, зрідка прихованокристалічна. Вкраплення представлені головно калієвим польовим шпатом, кварцом, плагіоклазом.

Ліпарит – поверхневий аналог граніту. Відрізняється масивною, пористою (нерідко ніздрюватою), флюїдальною (смугастою) (див. рис. 29) текстурами.

Ліпарити відомі в Приазов'ї та на Закарпатті. Їх використовують як будівельний камінь, декоративний матеріал.

ВУЛКАНІЧНЕ СКЛО (ОБСИДІАН) – однорідна аморфна порода, іноді під мікроскопом можна зауважити початкові стадії розкристалізації. Колір обсидіану чорний, темно-коричневий, темно-сірий та інший, злам раковистий (рис. 32). Текстура масивна або флюїдальна, часто він плямистий.

Рис. 32. Обсидіан (вулканічне скло) з добре вираженим раковистим зламом

Походження вулканічне, утворюється під час швидкого охолодження лави. В Україні вулканічне скло відоме на Закарпатті. Його використовують для виробництва теплоізоляційних та будівельних матеріалів, художніх виробів тощо.

Різновид вулканічного скла, який багатий на пори, називають *пемзою*. Колір пемзи сірувато-жовтий, світло-коричневий, жовтуватий, червонуватий. Вона дуже легка, пориста, губчасто-ніздрювата, піноподібна (пористість не менше 60–70 %).

СЕРЕДНІ ПОРОДИ

До цієї групи належать сієніти та діорити з їхніми ефузивними аналогами – трахітами та андезитами.

СІЄНІТ (від назви гори Сієна в Єгипті) – світло- і рожево-сіра порода, складена головно калієвим польовим шпатом і плагіоклазом з домішкою кольорових мінералів: біотиту, рогової обманки й авгіту. Сієніти макроскопічно подібні до гранітів, але відрізняються від них відсутністю кварцу у мінеральному складі. Структура повнокристалічна, здебільшого середньо- і дрібнозерниста. Текстура переважно масивна.

Сієніт утворюється внаслідок кристалізації магми, збагаченої оксидом калію і бідної на двоокис кремнію. Залягає у крайових зонах гранітних масивів, іноді у вигляді самостійних інтрузивних тіл – штоків, жил (див. рис. 25).

Сієніти є у Приазов'ї та Середньому Придніпров'ї (район міста Павлограда). Їх використовують як будівельний матеріал, ніфелінові сієніти – як агроруди.

ТРАХІТ (з грец. *τραχύς* – нерівний, шорсткий – за характером поверхні) – поверхневий аналог сієніту. Структура порфірова: у щільній основній масі містяться майже прозорі, блискучі вкраплення польових шпатів, зрідка кольорових мінералів (найчастіше біотиту й авгіту).

Відомі трахіти в Приазов'ї та Криму (Карадаг). Їх використовують як будівельний та декоративний матеріал.

ДІОРИТ (з грец. *διορίζω* – розрізняю) – середньо- або дрібнозерниста повнокристалічна порода (рис. 33), що складається головно з плагіоклазу і темнозабарвленого мінералу (рогової обманки чи біотиту). Зрідка в невеликих кількостях у складі діоритів є кварц і калієвий польовий шпат світло-зеленого кольору. Забарвлення діориту здебільшого темно-сіре, з зеленкуватим відтінком. Текстура масивна, іноді плямиста.

Рис. 33. Діорит

Плагіоклаз (андезин) становить у діориті 60–65 %, темнозабарвлені мінерали (рогова обманка, біотит) – 30–35 %, кварц та калієвий польовий шпат – до 6 % сумарно.

Райони поширення діоритів – Крим, Приазов'я, Побужжя, Поділля та ін. Їх використовують як облицювальний та будівельний матеріал.

АНДЕЗИТ (від назви гірської системи Анд в Америці) – поверхневий аналог діориту. Характеризується порфіровою та прихованокристалічною структурою, має сірий та зеленкувато-сірий колір. У вкрапленнях виділяються блискучі таблитчасті кристали плагіоклазу і видовжені кристали рогової обманки. Текстура андезиту масивна, пориста, шлакоподібна.

Залягає у лавових вулканічних потоках, дайках, завдяки в'язкості андезитова лава утворює куполи, конуси, шпилі.

Андезити відомі у Закарпатті, Приазов'ї, Криму (Карадаг). Їх використовують як кислототривкий матеріал та будівельний камінь.

ОСНОВНІ ПОРОДИ

В основних породах суттєву роль відіграють кольорові мінерали, їхній вміст може досягати 50 %, а також польові шпати, представлені головно основними плагіоклазами.

ГАБРО (з італ. *Gabbro* – назва місцевості у Північній Італії) – типова повнокристалічна глибинна гірська порода. Складається головно з плагіоклазу та піроксену. Кварцу нема. Колір від темно-зеленого до чорного. Текстура габро масивна.

Плагіоклази трапляються у габро у вигляді товстоплитчастих зерен від темно-сірого до білого кольору, головно з добре вираженими площинами спайності.

Піроксени представлені здебільшого авгітом, забарвленим у темно-зелені та чорні тони, з сильним блиском.

Різновид габро утворений майже цілком з великих кристалів лабрадору (іризує красивим синім або зеленим кольором на площинах спайності), називається ЛАБРАДОРИТОМ.

Габро найчастіше залягає самостійними масивами. Вони поширені на Житомирщині, в Приазов'ї, Придніпров'ї. Використовують габро як цінний облицювальний та декоративний матеріал, зокрема для виготовлення пам'ятників.

БАЗАЛЬТ – поверхневий аналог габро. Це сіра, темно-сіра або чорна прихованокристалічна порода. Текстура масивна, зрідка пориста, ніздрювата, шлакоподібна та ін. Для базальтів дуже характерні шестигранно-призматичні стовпчасті окремості. Іноді базальтові стовпи (рис. 34) досягають десятків метрів у висоту і до декількох метрів у ширину. Базальтами складені грандіозні

покриви на платформах площею у сотні тисяч кілометрів квадратних, базальтові покриви називають *трапами*.

Рис. 34. Базальтові стовпи на Рівненщині

Різновидом базальту є *мигдалекам'яний базальт*, у якому пори округлої або еліпсоїдальної, зрідка трубчастої форми наповнені мінералами, що утворилися з порівняно низькотемпературних розчинів.

В Україні базальти розповсюджені на Рівненщині, у Криму, на Донецькому кряжі тощо. Базальти використовують для кам'яного литва, як будівельний та облицювальний камінь та ін. З базальтами пов'язані самородні золото, срібло, мідь, самоцвіти та ін.

УЛЬТРАОСНОВНІ ПОРОДИ

До цієї групи належать темні магматичні породи, які не містять або майже не містять польових шпатів і складаються головно з кольорових мінералів – піроксену, рогової обманки тощо.

ПЕРИДОТИТ – темно-зелена, чорна, темно-бура порода, дрібно- або середньозерниста, важка, масивна. Складається переважно з олівіну, піроксенів з домішками рогової обманки, магнетиту та ін.

Перидотит – продукт глибинних мантійних магм. Залягає у вигляді невеликих (зрідка понад декілька км^2) тіл, приурочених до зон глибинних розломів.

В Україні перидотити відомі на Побужжі, в Приазов'ї та Нижньому Придніпров'ї. З перидотитами пов'язані родовища платини, нікелю, кобальту. Іноді їх використовують як будівельний камінь.

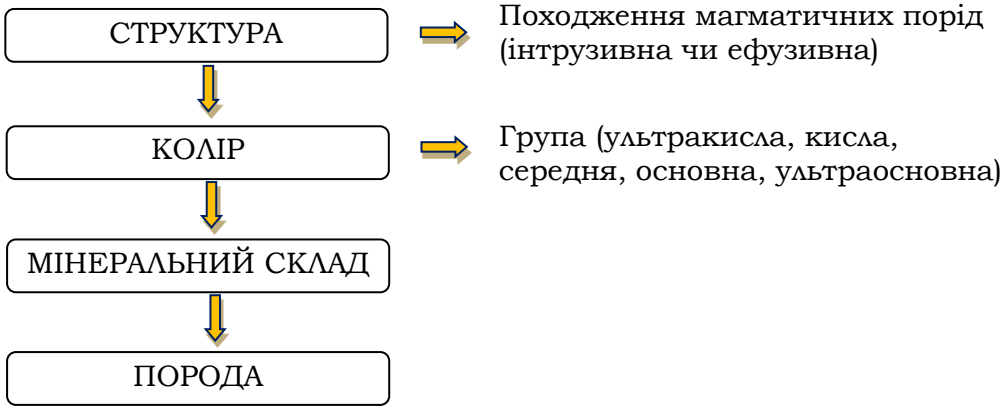
ПІРОКСЕНІТ – темна, зеленкувато-сіра, часто чорна порода, крупно- або середньозерниста, важка, з масивною текстурою. Утворена переважно мінералами групи піроксенів з домішками олівіну, біотиту, магнетиту, ільменіту та ін. Він утворюється внаслідок охолодження ультраосновних магм на великих глибинах і приурочений до зон глибинних розломів у земній корі.

Піроксеніти відомі в Приазов'ї та на Побужжі.

ДУНІТ (від назви гірського масиву Дун у Новій Зеландії) – повнокристалічна, різнозерниста порода, з масивною текстурою. Дуніт складається головно з олівіну (85–100 %), тому породу часто називають ОЛІВІНІТОМ. У домішках є хроміт, магнетит. Колір темно-зелений, жовтувато-зелений.

Дуніти поширені на Побужжі, у Нижньому Придніпров'ї. Це цінна вогнетривка сировина, з дунітами пов'язані родовища платини, нікелю, кобальту.

ПОСЛІДОВНІСТЬ ОПИСУ ТА ВИЗНАЧЕННЯ МАГМАТИЧНИХ ПОРІД



2.2. ОСАДОВІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ

2.2.1. Загальна характеристика

Осадовими називають породи, які утворилися шляхом випадання хімічних осадів з води, нагромадження уламкового матеріалу, а також залишків рослинних і тваринних організмів як у водних басейнах, так і на суші.

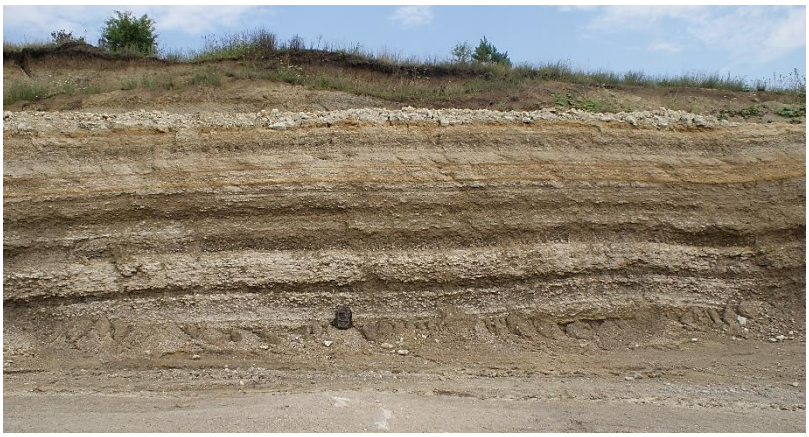
Осадові породи утворюються протягом таких стадій:

- руйнування вихідних (початкових) порід під дією атмосферних агентів (звітрювання);
- перенесення (транспорт) продуктів руйнування;
- акумуляція матеріалу (нагромадження осадків – седиментація);
- діагенез – формування щільної гірської породи з пухкого осаду внаслідок збезводнення, ущільнення, перекристалізації, синтезу нових мінералів.

Отже, осади, які пройшли стадію діагенезу, перетворюються в осадові гірські породи.

Осадові породи характеризуються комплексом особливостей, серед яких слід виділити такі:

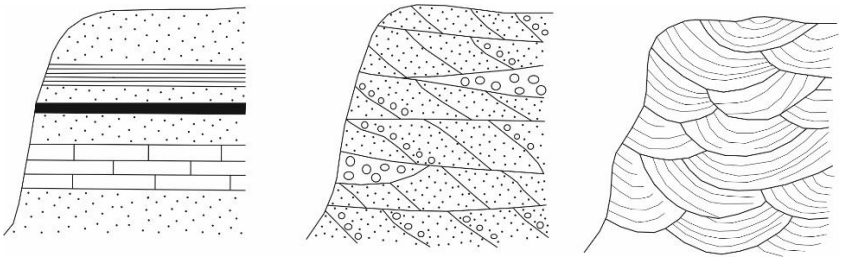
- Наявність шаруватості (рис. 35); вона виражена у зміні складу породи чи її структури і може бути декількох типів: горизонтальна, діагональна, лінзоподібна та ін. (рис. 36). Шаруватий характер осадових порід добре видно у відслоненнях, кар'єрах, котлованах, а часто і в конкретних зразках. Під *шаром* (верствою) слід розуміти мінеральне тіло значної протяжності, обмежене приблизно паралельними поверхнями. Верхня частина шару називається *покрівлею*, нижня – *підошвою*, а відстань по вертикалі між підошвою та покрівлею – це *потужність* шару. У випадку, коли шар (верства, пласт) стає тоншим і поступово зникає, то говорять, що він виклинюється. Шар, що виклинюється в обидва боки на невеликій відстані, називають *лінзою*. Розповсюдженою формою залягання осадових порід є також *прошарок* (проверстка, пропласток), під яким слід розуміти характерний шар незначної потужності на фоні потужного шару (шарів). Форми залягання осадових порід показано на рис. 37.
- Наявність залишків рослинних та тваринних організмів (флори та фауни).
- Значна пористість (первинна та вторинна).



а

б

Рис. 35. Шаруватість неогенових порід у покрівлі гіпсового кар'єру в с. Сков'ятин (Тернопільщина) (*а*) і в конкретному зразку пісковика (*б*)



а *б* *в*

Рис. 36. Типи шаруватості осадових порід:
а – горизонтальна (паралельна); *б* – скісна; *в* – перехресна

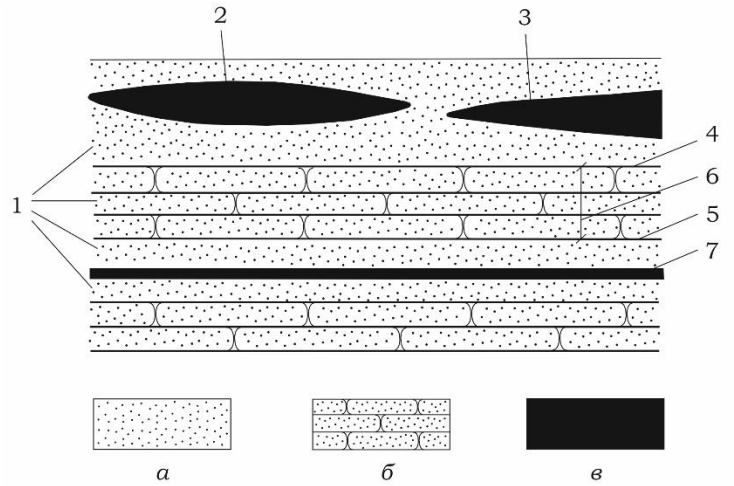


Рис. 37. Форми залягання осадових порід:
а – піски; *б* – пісковики; *в* – глини; *1* – шари (верстви, пласти); *2* – лінза; *3* – виклинювання шару; *4* – покрівля шару; *5* – підошва шару; *6* – потужність шару; *7* – прошарок (проверстка, пропласток)

За умовами утворення осадові гірські породи поділяють на *хемогенні, уламкові* (*механічні*), *органогенні* та *змішані*.

2.2.2. Осадові породи хімічного походження (хемогенні)

Утворюються у водних басейнах головно в умовах сухого теплого клімату внаслідок інтенсивного випаровування вологи і підвищення концентрації солей. За хімічним складом найбільш розповсюджені хемогенні породи можна розділити на *карбонатні* (оолітові, кристалічні, прихованокристалічні вапняки, доломіти, вапнякові туфи), *сульфатні* і *галоїдні*. До групи сульфатних та галоїдних порід, які утворюють іноді великі самостійні тіла або ж трапляються як лінзи і прошарки серед інших відкладів, належать насамперед гіпси і ангідрити, кам'яна й калійна солі та ін. (див. опис породотвірних мінералів відповідних класів).

ВАПНЯКИ ООЛІТОВІ (синоніми залежно від розміру оолітів – ікряний, гороховий, бобовий камінь) – агрегати сферичних чи еліпсоїдальних оолітів кальциту, які утворилися внаслідок концентрації $CaCO_3$ навколо будь-якого центру кристалізації (піщинка, уламок черепашки тощо). Діаметр оолітів змінюється від часток міліметра до 2–3 см, зрідка більше. Найчастіше ооліти зцементовані тонкозернистою карбонатною речовиною, вони бурхливо взаємодіють з соляною кислотою (рис. 38).

Рис. 38. Оолітовий вапняк (с. Жорнів Рівненської обл.)

Оолітові вапняки утворюються у прибережно-морських умовах. Вони горизонтально- і косошаруваті, з включеннями піску, гравію, фауни. Вапняки переважно пористі, світлих забарвлень. Вони дуже поширені серед сарматських відкладів півдня Рівненщини (Мізоцька височина), Тернопільщини, Хмельниччини та інших регіонів України.

ВАПНЯКИ КРИСТАЛІЧНІ – агрегати зерен кальциту. Вони дуже різноманітні за структурою – від дрібно- до крупнозернистих і навіть брекчієподібних. Кристалічні вапняки головно масивні, зрідка шаруваті, дуже щільні. Вони різноманітного кольору, бурхливо взаємодіють з соляною кислотою.

Масиви, складені кристалічними вапняками, часто дуже порушені тектонічними та літогенетичними тріщинами. У річкових долинах, особливо на крутих схилах, у них спостерігаються тріщини відсідання.

ВАПНЯКИ ПРИХОВАНОКРИСТАЛІЧНІ відрізняються від кристалічних за структурою: макроскопічно зерна у них не простежуються, кристалічність прихованокристалічних вапняків проявляється лише під мікроскопом.

Прихованокристалічні вапняки різноманітного кольору, часто брекчійовані, тріщинуваті. Тріщини подекуди заповнені білим кристалічним кальцитом.

Прихованокристалічні вапняки – дуже поширена порода. Їхні потужні товщі відомі серед юрських відкладів Кримських гір, силурійських пачок Подільського Придністер'я (рис. 39), у Карпатах тощо.

Рис. 39. Розробка прихованокристалічних силурійських вапняків у кар'єрі поблизу Скали-Подільської на Тернопільщині

Хемогенні вапняки часто закарстовані, що дуже характерно для вапнякових плато Криму (Чатир-Даг, Ай-Петрі та ін.).

ВАПНЯКОВІ ТУФИ (ТРАВЕРТИНИ) і різноманітні натічні утворення (сталактити, сталагміти (див. рис. 9)) також хімічного походження. Вони утворюються у місцях виходу на поверхню підземних вод, інтенсивно збагачених вуглекислим кальцієм. Вода у цьому випадку випаровується, а карбонат кальцію випадає з розчину у вигляді пористих ажурних утворень мікрозернистої будови. Найчастіше травертини складають окремі вапнякові скелі (рис. 40).

Колір травертинів різний, здебільшого світлий: білий, рожевий, кремовий. Їхні красиві відміни використовують для внутрішнього облицювання споруд.

У травертинах Поділля виявлено численні види викопної плейстоценової фауни і флори. Окремі скелі травертинів Тернопільщини (рис. 41), Хмельниччини та інших областей України охороняють як пам'ятки неживої природи.

Рис. 40. Травертинова скеля у с. Рукомиш Тернопільської обл.

Рис. 41. Травертинова скеля з водоспадом Дівочі сльози поблизу с. Устечко на Тернопільщині

ДОЛОМІТИ – мономінеральні породи, складені головно мінералом доломітом, що закипає з соляною кислотою у порошку. Як домішки у доломітах можуть бути кальцит, кварц, халцедон,

глина та ін. Це сірі, жовтувато-сірі породи, дрібно- і середньокристалічні, масивні, іноді пористі до кавернозних.

За походженням доломіти бувають первинними і вторинними. Вторинні утворюються внаслідок перетворення вапняків під дією магнезіальних вод.

Доломіти поширені на Донбасі, у Придністер'ї, в Карпатах тощо. Їх використовують як будівельний камінь, у металургії як флюси, для виготовлення вогнетривкої цегли, у сільському господарстві, у хімічній та інших галузях промисловості.

2.2.3. Осадові породи механічного походження (уламкові)

До уламкових належать породи, які утворилися внаслідок механічного руйнування інших типів порід. Вони відрізняються неоднорідністю складу, який залежить від складу вихідних порід. Уламкові породи поділяють залежно від розміру уламків, їхньої обкатаності, а також стану (пухкі чи зцементовані). Класифікація уламкових порід наведена в табл. 2.

Таблиця 2

КЛАСИФІКАЦІЯ УЛАМКОВИХ ПОРІД

КЛАС ПОРІД	Діаметр частинок, мм	ПУХКІ		ЗЦЕМЕНТОВАНІ	
		Обкатані	Необкатані (гострокутні)	Обкатані	Необкатані (гострокутні)
Крупноуламкові	>100	Валуни	Брили	Конгломерат	Брекчія
	100–10	Галечник	Щебінь		
	10–2	Гравій	Жорства		
Середньоуламкові (піщані)	2–0,05	Пісок		Пісковик	
Дрібноуламкові (пилуваті)	0,05–0,005	Лес		Алевроліт	
Тонкоуламкові (глинисті)	<0,005	Глина		Аргіліт	

До класифікації уламкових порід потрібно зробити зауваження. По-перше, у природі найчастіше трапляються породи, що складаються з частинок різного розміру. У таких випадках уламкову породу називають за розміром частинок, що переважають. І, по-друге, глини – породи не цілком уламкові, а є перехідними між уламковими та хемогенними, оскільки у них, окрім уламкових

частинок, немало й таких, які утворилися шляхом складних хімічних перетворень первинних мінералів (утворення каолініту, наприклад, з польового шпату завдяки гідролізу).

БРИЛИ, ЩЕБІНЬ, ЖОРСТВА – породи, складені пухкими (незцементованими) необкатаними уламками конкретного розміру (див. табл. 2). Вони утворюються внаслідок механічного руйнування вихідних порід у випадках, коли продукти руйнування не зазнали тривалого перенесення чи залишились на місці утворення. Вони дуже характерні для елювію, обвальних, осипних і частково делювіальних нагромаджень.

У природних умовах у крупноуламкових породах, окрім крупного матеріалу, практично постійно міститься деяка кількість дрібніших частинок (піску, пилу, глини). Вони наповнюють простір між крупними уламками і тому називаються *наповнювачами*, а в зцементованих різновидах – *цементом*. Наповнювач відіграє велику роль як чинник, що визначає властивості порід.

Крупноуламкові породи складаються, зазвичай, з уламків різних порід чи окремих мінералів. Трапляється, що уламки походять лише з однієї породи чи мінералу (наприклад, вапняків). Зауважимо, що серед уламків переважають найстійкіші та найміцніші породи і мінерали.

ВАЛУНИ, ГАЛЬКА, ГРАВІЙ – пухкі (незцементовані) обкатані уламки. Обкатаність з'являється після тривалого перенесення і неоднаразового перевідкладання. Валуни, галька, гравій дуже характерні для прибережно-морських відкладів, руслового алювію (особливо гірських річок) (рис. 42), ними складені значні частини водно-льодовикових відкладів та ін.

ПІСКИ характеризуються переважанням зерен діаметром 0,05–2,0 мм. Вони можуть містити деяку кількість пилуватих та глинистих частинок, а також гравійні та галькові включення. У сухому стані піски – це типово сипучі порода, а деякі їхні відміни у водонасиченому стані набувають пливунних властивостей.

За розмірами зерен піски поділяються на грубо- (2,0–1,0 мм), крупно- (1,0–0,5 мм), середньо- (0,5–0,25 мм), дрібно- (0,25–0,10 мм) і тонкозернисті (0,10–0,05 мм). Головним породотвірним мінералом пісків є кварц. Крім кварцу, у пісках зустрічаються також польові шпати, мусковіт, кальцит та інші мінерали. Колір пісків різний, переважають білі, сірі, жовтувато-сірі забарвлення.

За походженням піски бувають морськими, алювіальними, водно-льодовиковими, еоловими, делювіальними та ін. Піски – дуже розповсюджена порода, трапляється майже скрізь.

Рис. 42. Крупноуламковий русловий алювій надканьйонної тераси Дністра поблизу Великої Кісниці на Вінниччині

Найбільше значення мають кварцові піски, які використовують у скляній промисловості, для отримання вогне- та кислотостійкої цегли, формувальних сумішей. Піски застосовують також для виробництва бетону, силікатної цегли та черепиці, у дорожньому, промисловому та цивільному будівництві тощо. Піски – колектори нафти, газу, підземних вод. З пісками пов'язані розсипні родовища золота, платини, алмазів, титанових мінералів та ін.

ЛЕС – пилувата порода жовтувато-сірого кольору (палева), що складається переважно з кварцових, глинистих та карбонатних частинок, нешарувата, макропориста, інтенсивно закипає з соляною кислотою. Лес м'який, пальцями його легко розтерти у тонкий порошок з поодинокими піщинками чи без них. У лесі часто трапляються тверді карбонатні конкреції діаметром до 5 см і більше ("дутики"). Для лесу характерна вертикальна окремість (рис. 43), що призводить до утворення у рельєфі урвищ.

Лесами вкрито понад 70 % території України. Потужність лесових товщ часто перевищує декілька десятків метрів. Їхню роль у процесі господарської діяльності людини важко переоцінити. На лесах сформоване одне з найбільших природних багатств України – чорноземи.

Леси – чудова сировина для виготовлення цегли та черепиці.

Рис. 43. Вертикальна окремість лесів у розрізі Роксолани на Одещині

ГЛИНИ – найбільш тонкодисперсні уламкові породи з діаметром частинок менше 0,005 мм. У сухому вигляді глини досить тверді, а у зволоженому – стають жирними на дотик, набувають пластичності.

Колір глин та їхній мінеральний склад різноманітні. Найрозповсюдженіші каолінітові, монтморилонітові та гідрослюдисті глини. Часто глини полімінеральні.

Текстура глин однорідна, масивна, часто шарувата, інколи шаруватість дуже тонка – стрічкова (рис. 44).

Глини досить поширені. Їхні великі родовища відомі на Донбасі, у Придніпров'ї, на Закарпатті та ін. Глина – будівельний вогнетривкий матеріал, сировина для виготовлення порцеляни, фаянсу, гончарних та керамічних художніх виробів. Монтморилонітові глини використовують як адсорбенти, тобто поглиначі речовин.

Серед незцементованих уламкових порід розрізняють також СУПІСКИ і СУГЛИНКИ – суміші піщаних, пилуватих і глинистих частинок. Вони характеризуються пластичністю і тому належать до групи глинистих порід. Супіски, суглинки і глини відрізняються між собою вмістом глинистих (менше 0,005 мм) частинок і числом пластичності. *Числом пластичності* порід називається різниця вологостей, виражених у частках одиниці, що відповідають двом станам ґрунту: на межі текучості і на межі пластичності.

У супісках глинистих частинок міститься 3–10 %, а число пластичності становить 0,01–0,07, в суглинках ці показники відповідно 10–30 % і 0,07–0,17, а у глинах – понад 30 % і понад 0,17.

Рис. 44. Стрічкові глини

Супіски і суглинки, як і глини, різного кольору, розмокають у воді, у вологому стані пластичні. У сухому стані вони тверді та напівтверді, можуть ламатись і кришитись. Порівняно з глинами супіски та суглинки на дотик більш грубі, містять зазвичай домішки піску.

БРЕКЧІЇ і КОНГЛОМЕРАТИ – крупноуламкові зцементовані породи. У брекчіях переважають гострокутні частинки, у конгломератах – обкатані (рис. 45).

Склад уламкового матеріалу та його розміри можуть бути різними. Цемент брекчій і конгломератів також відрізняється за складом і типом цементації. За складом цемент буває карбонатний, кременистий, глинистий, залізистий, сульфатний та ін. За

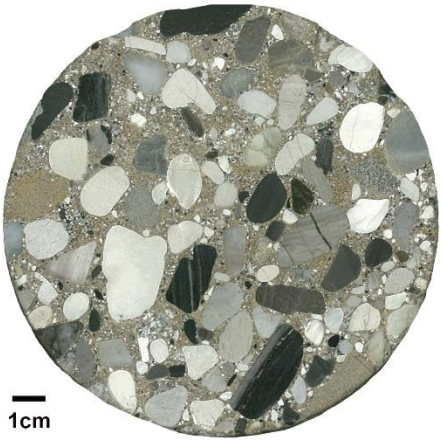


Рис. 45. Конгломерат

типом цементації розрізняють базальний, поровий, контактовий та інші цементи (рис. 46).

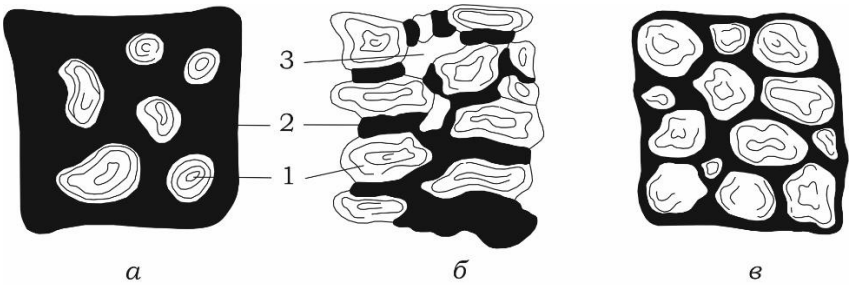


Рис. 46. Типи цементу уламкових гірських порід:
а – базальний; *б* – контактовий; *в* – поровий;
1 – зерна (уламки); *2* – цемент; *3* – пори (не заповнені цементом)

Брекчії і конгломерати досить поширені, особливо серед морських відкладів. Їх використовують як будівельний та оздоблювальний камінь. Вони мають дуже велике значення для палеогеографічних реконструкцій.

ПІСКОВИКИ – це зцементовані піски. Діаметр частинок визначає структуру пісковику, а мінеральний склад цементуючих речовин – його фізичні властивості. Кварцовий пісковик головно світло-сірий. Гідрооксиди заліза надають породі іржаво-бурого кольору, органічні речовини – темно-коричневого або чорного тощо.

Виділяють такі різновиди пісковиків: *кварцові* – утворені кварцом з невеликою домішкою польових шпатів; *аркозові* – складені кварцом зі значним вмістом польових шпатів (ортоклазів), як домішки в них поширені слюди; *граувакові* – з уламків порід різного походження і кварцу, часто містять слюду; *глауконітові* – головно зеленого кольору завдяки вмісту глауконіту, формуються у прибережно-морських умовах; *карбонатні* – переважно світлих забарвлень, морського походження, піщані зерна зцементовані карбонатною речовиною; *залізисті* – бурих відтінків завдяки залізистому (лімонітовому та ін.) цементу тощо.

Пісковики дуже поширені серед різновікових відкладів і є в осадових товщах Карпат, Придністер'я, Придніпров'я, Побужжя, Криму, Донбасу та ін. Найбільше пісковики використовують як будівельний та оздоблювальний камінь.

Під час макроскопічного опису пісковиків варто звернути увагу на потужність і умови залягання шарів (чи лінз),

гранулометричний та мінералогічний склад, форму зерен, характер цементу, колір, шаруватість, тріщинуватість, сліди звітрювання тощо.

АЛЕВРОЛІТИ – зцементовані аналоги пилуватих порід. Це тверді породи різного забарвлення, переважно шаруваті, розколюються на гострокутні плиточки й уламки. Алевроліти мають різний хімічний та мінералогічний склад. Це стосується як уламкового матеріалу, так і цементу. Різноманітні й властивості алевролітів. У воді не розмокають, на дотик шорсткі. Від пісковиків відрізняються меншим діаметром зерен. Дуже поширені серед червоноколірних відкладів нижнього девону Середнього Придністер'я (old-red Поділля (рис. 47)).

Рис. 47. Відслонення червоноколірних нижньодевонських алевролітів у долині Дністра (с. Устечко, Тернопільщина)

АРГІЛІТИ – дуже ущільнені (кам'янисті) і зцементовані глини, дегідратовані. В аргілітах є лише фізично зв'язана вода, тому структурні зв'язки в них характеризуються підвищеною міцністю. Зауважимо, що ущільнення глин, викликане гравітаційним навантаженням чи тектонічним тиском, неминуче супроводжується їхньою частковою перекристалізацією та цементацією.

Аргіліти переважно темного кольору (сірого, зеленого, бурого, чорного та ін.). Вони не розмокають у воді, легко руйнуються під час звітрювання з утворенням дрібного щебеню.

Зауважимо, що карпатський фліш побудований головно ритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів та аргілітів.

2.2.4. Осадові породи органічного походження (органогенні)

Своїм походженням органогенні породи зобов'язані життєдіяльності організмів. Їх поділяють на дві групи: *зоогенні* (утворені з тваринних решток, наприклад, вапняки-черепашники, писальна крейда) і *фітогенні* (утворені з рослинних решток, наприклад, вапняки літотамнієві, торф). Якщо органогенна порода складається лише з перетертих органічних решток, то вона називається *детритовою* (наприклад, детритові вапняки).

ВАПНЯК-ЧЕРЕПАШНИК складається з цілих чи дещо зруйнованих вапнякових черепашок, зцементованих найчастіше тонкозернистим карбонатним матеріалом. Структура вапняків-черепашників органогенна (рис. 48). За хімічним складом вони на 90–98 % складаються з $CaCO_3$. Важливою їхньою ознакою є значна пористість (може перевищувати 70 %), до 40 % припадає на закриту пористість.

Рис. 48. Органогенна структура вапняку-черепашнику

Утворюються вапняки-черепашники внаслідок відмирання морських організмів і нагромадження їхніх скелетів в осадах на дні водойм. Найсприятливіші умови для розвитку таких організмів – теплі мілководні моря зі спокійними течіями та незначним привнесенням з суші уламкового матеріалу.

Вапняки-черепашники поширені у Криму, на узбережжях Чорного та Азовського морів, на Донбасі, Волино-Поділлі та ін. Їх використовують як будівельний та облицювальний камінь.

ПИСАЛЬНА КРЕЙДА – специфічний різновид дрібнозернистого вапняку, майже повністю складений $CaCO_3$. Порода білого

кольору, має низьку твердість, високу пористість, землистий злам. Шаруватість для крейди загалом не характерна.

Писальна крейда розповсюджена лише на платформах, у геосинклінальних областях вона перетворюється у дрібнозернисті та прихованокристалічні вапняки.

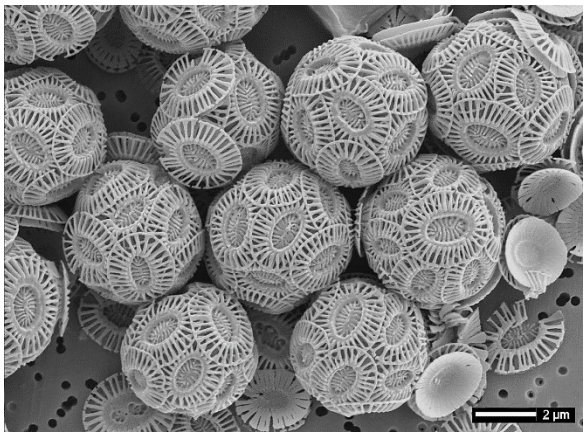


Рис. 49. Коколітофориди – складова частина писальної крейди під електронним мікроскопом

Ця порода складається із залишків мікроскопічних черепашок форамініфер, одноклітинних вапнякових водоростей (коколітофорид) та інших організмів (рис. 49), а також порошкоподібного кальциту, вміст якого змінюється від 5 до 60% і більше.

Писальна крейда досить поширена, особливо серед крейдових відкладів (назва крейдової системи походить від писальної крейди). Її потужні товщі відомі на Поліссі, Подільській та Волинській височинах, Дніпровсько-Донецькій западині, у Криму та ін.

У писальній крейді України інтенсивно розвиваються карстові процеси. На Волино-Подільській височині та Волинському Поліссі, наприклад, відомі допалеогенові, донеогенові й антропогенові карстові лійки. Є докази карстового походження низки озер Шацького поозер'я – одного з найкрасивіших районів України. Розвиток карсту у писальній крейді ще на початку XX ст. відзначив П. Тутковський (рис. 50) – один з найвидатніших геологів і географів України. Крейду використовують для виготовлення будівельних фарб, вапнування кислих ґрунтів тощо.

Рис. 50. Павло Тутковський (1858–1930)

ВАПНЯК ЛІТОТАМНІЄВИЙ – фітогенна порода, яка складається з вапнякових багрянкових водоростей – літотамній (трапляється у жовнах діаметром до 10 см, а також в окремих скупченнях), зцементованих карбонатною речовиною з домішками глинистого матеріалу. Це типові морські утворення, залягають у вигляді верств різної потужності. Переважне забарвлення літотамнієвих вапняків світло-сіре, трапляються й інші. Широко розповсюджені у неогенових відкладах Волино-Поділля і Покуття (рис. 51).

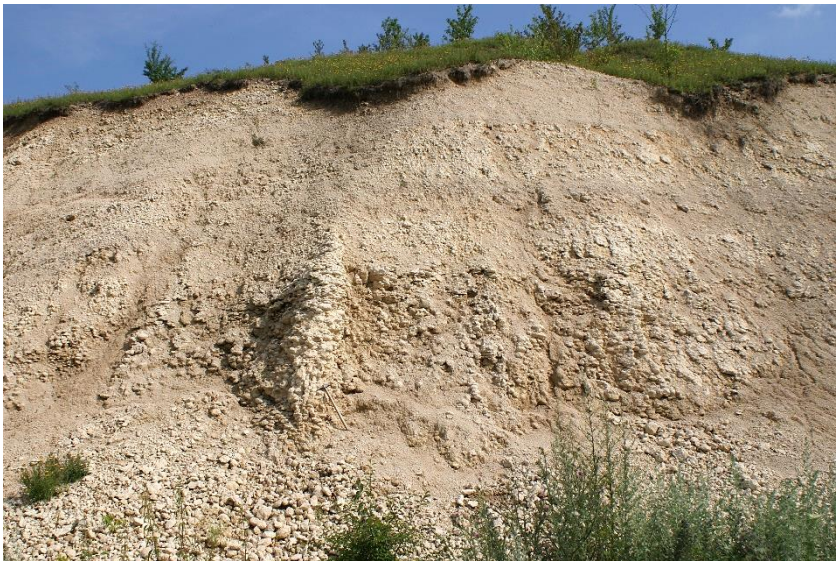


Рис. 51. Відслонення літотамнієвих вапняків поблизу с. Товтри на Чернівеччині

ТОРФ – представник вуглецевих порід (каустобіолітів), що складається з решток рослин, дещо розкладених і звуглених, з домішками глинистих та піщаних частинок. Колір торфу бурий, чорний. Торф гігроскопічний, його легко ламати руками, у сухому стані дуже легкий.

Торф – продукт бактеріального розкладу у болотах рослинних решток. Утворюється з відмерлих рослин під шаром води (без доступу кисню) за умов активної біохімічної діяльності мікроорганізмів. Він дуже поширений на Поліссі. Його використовують як паливо, добриво, у хімічній промисловості, для грязелікування й ін.

До каустобіолітів також належать буре та кам'яне вугілля, нафта та горючий (природний) газ, асфальт, озокерит, сапропель та ін.

ДЕТРИТОВИЙ ВАПНЯК (з лат. *detritus* – перетертий) – порода, що складається з фрагментів черепашок, скелетних частинок тварин чи частинок рослин, зцементованих карбонатним матеріалом. Як домішки у детритових вапняках найчастіше є глинисті та піщані частинки.

Детритові вапняки здебільшого світлих забарвлень, їхня структура уламкова, текстура масивна та шарувата. Вапняки мають шорстку на дотик поверхню, інтенсивно взаємодіють із соляною кислотою. Їх легко розпилювати (синонім детритових вапняків – пиляний камінь) на окремі блоки, тому й широко використовують для кладки стін. Багато будівель у Тернополі, наприклад, побудовані з блоків детритового вапняку, який розробляють у кар'єрі поблизу с. Добриводи північніше Тернополя. Немало споруд з блоків детритового вапняку є й у Львові (на пл. Ринок, наприклад).

Детритові вапняки – типова прибережно-морська порода. Вони розповсюджені на Тернопільщині, Хмельниччині (у притовтрових районах), у Чернівецькій, Одеській областях, Криму та ін.

2.2.5. Осадові породи змішаного походження (змішані)

Осадові породи змішаного походження складені частинками різного генезису – органічними, хімічними, механічними та ін. Вони бувають у різних співвідношеннях і комбінаціях. Найтиповішими представниками змішаних порід є мергелі та опоки.

МЕРГЕЛІ – породи, що складаються з глинистих та карбонатних частинок. Це щільна або землиста порода різного кольору: білого, сірого, жовтуватого, зеленкуватого, чорного та ін. Вміст карбонатних частинок (хімічного або органічного походження) 40–60 %, глинистих (механічного походження) – 60–40 %, структура тонкозерниста. Мергелі – порода крейдоподібна, інтенсивно закипає з соляною кислотою (часто після цього на поверхні залишаються брудні плями), під час звітрювання розпадається на плитчасті і щебінчасті уламки. У верхній частині звітрілих мергелів майже завжди розвивається малопотужна (до 2–3 м, зрідка більше) пачка мергелистих глин, часто водонепроникних. Це має велике значення для формування горизонтів ґрунтових вод, джерел, розвитку зсувів тощо.

Порівняно з вапняками мергелі м'якші. Від глин їх відрізняє відсутність пластичності та інтенсивна взаємодія з соляною кислотою.

Мергелі утворюються у морському, лагунному та озерному середовищах у ході одночасного випадання карбонатних та глинистих частинок. Мергелі схильні до швидкого звітрювання. Це дуже поширена порода, особливо серед відкладів верхньої крейди. У районі Львова загальна потужність верхньокрейдових відкладів перевищує 1000 м.

Крім Волино-Поділля, мергелі також поширені у Дніпровсько-Донецькій западині, на Донбасі, у Криму. Їх використовують головно для виробництва цементу. На мергелях верхньої крейди працюють, наприклад, Здолбунівські цементні заводи Рівненської обл.

ОПОКИ – мікропористі легкі породи з дуже специфічним запахом і раковистим зламом. Вони на 80–90 % складаються з опалу (головно органічного походження – рештки скелетів діатомей, радіолярій, кремнієвих губок) і глинистих частинок. Опока прилипає до язика, від мергелю відрізняється тим, що не закипає з соляною кислотою.

Опоки поширені на Донбасі. Їх використовують у будівництві, цементній промисловості тощо.

ПОСЛІДОВНІСТЬ ОПИСУ ТА ВИЗНАЧЕННЯ ОСАДОВИХ ПОРІД

1. Колір.
2. Структура (розмір, форма та співвідношення зерен), а також текстура (масивна, шарувата, пориста та ін.).
3. Органічні рештки.
4. Склад (мономінеральна, полімінеральна, склад уламків, склад цементу тощо).
5. Пористість, кавернозність, злам.
6. Взаємодія з соляною кислотою.
7. Назва породи.

2.3. МЕТАМОРФІЧНІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ

Метаморфічними (видозміненими) називають породи, які зазнали більш або менш глибоких змін під впливом високих тисків, температур і хімічно активних речовин (факторів метаморфізму). Суть цих змін полягає у розкладанні старих сполук і утворенні нових стійкіших мінеральних видів. У цьому випадку хімічний склад може не змінюватися (метаморфізм без принесення речовини) або змінюється повністю (метаморфізм з принесенням речовини).

Розрізняють такі типи метаморфізму:

- *локальний*, проявляється на невеликих площах і може бути пов'язаний з проникненням магматичних розплавів або з тектонічними рухами. У ньому залежно від переважання того чи іншого фактора виділяють такі види:
  - *термічний*, пов'язаний з дією високих температур. Змінюються склад та структура вихідних порід;
  - *дислокаційний*, або *динамометаморфізм*, пов'язаний з дією геостатичного і стресового (спрямованого) тисків. Утворюються різні структури подрібнення;
  - *контактовий*, спричинений дією магматичних розплавів на вміщувальні породи. Особливо активну роль у цьому процесі відіграють перегріта пара та магматичні гази;
- *регіональний*, охоплює величезні території, у ньому проявляються усі види метаморфізму.

Метаморфічні породи мають головно повнокристалічну структуру. Дуже велике значення для діагностики порід має їхня текстура. Розрізняють такі головні види *текстур* метаморфічних порід:

- *сланцювата* – порода складається з тоненьких паралельних пластинок, які легко (порівняно легко) розколоти на тонкі пластинки (плитки);
- *смугаста* – у породі чергуються смуги різного мінералогічного складу та товщини;
- *масивна* – нагадує текстури повнокристалічних магматичних порід;
- *очкова* – на основному фоні породи наявні овальні світлі зерна або агрегати;
- *плойчаста* – порода зім'ята у дрібні складки, наче гофрована (рис. 52).

Рис. 52. Плойчаста текстура джеспіліту

Головними породотвірними мінералами метаморфічних порід є кварц, польові шпати, амфіболи, піроксени, слюди та ін.

Форми залягання метаморфічних порід бувають успадкованими від форм залягання вихідних порід або незалежні від них. Якщо метаморфізм регіональний, то новоутворені метаморфічні породи зберігають минулі (вихідні) форми залягання (наприклад, верстви під час регіонального метаморфізму осадових порід). Якщо ж метаморфізм контактовий, то форми залягання метаморфічних порід зумовлені характером метаморфічного процесу, а також контурами об'єкту, що підлягає метаморфізації.

Є багато класифікацій метаморфічних порід. Вони побудовані на основі мінералогічного складу порід, текстури (наприклад, виділення сланцюватих метаморфічних порід, з одного боку, і масивних – з іншого), типу метаморфізму й інших ознак. Головними представниками метаморфічних порід є філіти, слюдяні сланці, гнейси, кварцити, мармури та ін. (табл. 3).

ФІЛІТИ (глинисто-слюдяні сланці) – метаморфізовані глинисті породи. Це тонкосланцюваті прихованолускуваті породи, з шовковистим блиском на площинах сланцюватості. Вони складаються з кварцу, слюд та інших мінералів, серед яких слід виділити кальцит (якщо його вміст значний, то філіти називають карбонатними) і графіт (вуглисті частинки). Колір філітів різноманітний: від світло-

сірого до чорного, характерного для філітів, що містять вуглисті частинки.

Різновиди філітів, що добре розколюються на тонкі і рівні плитки, називають *покрівельними сланцями*.

Таблиця 3

СХЕМАТИЧНА КЛАСИФІКАЦІЯ МЕТАМОРФІЧНИХ ПОРІД

Текстура	Вихідна порода	Зони метаморфізму		
		Низьких температур і тисків	Перехідних температур і тисків	Найвищих температур і тисків
Масивна	Кварцові піски і пісковики	Кварцити	Кварцити	Перекристалізовані кварцити
	Вапняки	Дрібнозернисті мармури	Середньозернисті мармури	Крупнозернисті мармури
Сланцювата, смугаста, плойчаста	Глини, аргіліти	Філіти	Слюдяні сланці	Гнейси
	Граніти, сієніти та ін.	–	–	Гнейси

СЛЮДЯНІ СЛАНЦІ – найпоширеніші з кристалічних сланців – групи метаморфічних порід, які мають зернисто-кристалічну структуру і добре виражену сланцювату текстуру.

Слюдяні сланці утворилися головно з осадових (здебільшого глинистих) порід. Вони складаються зі слюди та кварцу. Якщо слюда представлена мусковітом, то сланці називають мусковітовими, біотитом – біотитовими.

Кристалічні сланці поширені у межах Українського кристалічного щита. На Побужжі з ними пов'язані крупні родовища графіту.

ГНЕЙСИ – повнокристалічні породи, які характеризуються смугастою, сланцюватою, плойчастою текстурою. Вони складаються з кварцу, польового шпату, слюд, рогової обманки та інших

мінералів. Смугастість гнейсів зумовлена чергуванням смуг світлих (кварц, польовий шпат) і темних (біотит, рогова обманка) мінералів. Саме смугастість є головною відмінною рисою гнейсів від гранітів, з якими гнейси мають однаковий мінералогічний склад.

Гнейси (рис. 53) характерні для найглибших зон метаморфізму. Вони можуть утворюватися під час метаморфізму як осадових (глинистих), так і магматичних (гранітів, сієнітів та ін.) порід (див. табл. 3). Гнейси, що утворюються з осадових порід, називають парагнейсами, з магматичних – ортогнейсами.

Рис. 53. Гнейс

Колір гнейсів головно сірий (від світлого до темного) або світло-рожевий, є багато перехідних відмін. Гнейси широко розповсюджені серед древніх метаморфічних комплексів Приазов'я, Побужжя, Придністер'я, Придніпров'я та ін. Гнейси поширені у складі фундаментів Східноєвропейської та інших докембрійських платформ. Дуже великий (вагою близько 30 тон) ератичний валун біотитового гнейсу, принесений льодовиком з Феноскандії і виявлений на території Варшави, встановлено біля входу в Державний геологічний інститут у цьому місті (рис. 54). На інформаційній таблиці, яка до нього прикріплена, зазначено, що валун є пам'яткою природи і охороняється законом.

Рис. 54. Льодовиковий валун біотитового гнейсу
біля входу в Державний геологічний інститут (м. Варшава)

КВАРЦИТИ – це безцементні зернисті породи, які утворилися внаслідок метаморфізму кварцових пісків і пісковиків. Вони різноманітного кольору, дуже міцні. Структура кварцитів завжди зернисто-кристалічна, головно дрібнозерниста. Текстура здебільшого масивна, зрідка трапляються сланцюваті відміни. Різновидом кварцитів є джеспіліти (залізисті кварцити), що складаються з магнетитово-гематитових і кварцових прошарків. Джеспіліти (див. рис. 52) темно-малинові, коричневі, рожево-бурі та ін.

Типові кварцити масивні, майже повністю складаються з кварцу і тому характеризуються жирним блиском. Від пісковиків кварцити відрізняються вищою щільністю, відсутністю уламкової структури (у кварциті відрізнити цемент і зерна неможливо), характером зламу. Кварцит розщеплюється як одне ціле, у пісковику злам іде по зернах кварцу.

Кварцити поширені на Житомирщині (овруцькі кварцити), в Приазов'ї, Придніпров'ї, на Побужжі та ін. Залізисті кварцити (джеспіліти) інтенсивно розробляють у Придніпров'ї (Криворіжжя та ін.).

Кварцити використовують як флюс у кольоровій металургії, як кислототривкий матеріал, будівельний і облицювальний камінь, щебінь у дорожньому будівництві тощо. Джеспіліт – високоякісна

залізна руда, головна сировина металургійної промисловості України.

МАРМУРИ (з грец. *μάρμαρος* – сяючий камінь) – це крупно-, середньо- і дрібнозернисті повнокристалічні породи, утворені внаслідок метаморфізму вапняків і складені головно з кальциту, тому інтенсивно закипають під дією соляної кислоти. У мармурах часто містяться домішки доломіту, кварцу, слюд та інших мінералів.

Колір мармуру білий (скульптурний мармур), сірий, темно-сірий, зеленкуватий (з включенням хлориту, амфіболів), рожевий, червоний, кремовий, жовтий (з включенням гематиту чи лімоніту) та ін. Часто мармури мають складні плямисті забарвлення. Текстура мармурів головно масивна, буває смугаста, брекчієподібна та ін.

Мармури поширені в Приазов'ї, на Волині, у Побужжі, в Карпатах (Ділове та ін.). Мармур – один з найкращих облицювальних та декоративних матеріалів. Це скульптурний камінь, його легко полірувати. Широко відомий у світі білий італійський мармур, який видобувають у Каррарі. З каррарським мармуром працювало багато італійських архітекторів і скульпторів, зокрема Мікеланджело. Його статуя "Давид" висічена саме з каррарського мармуру. Мармур використовують як гідроізолятор. Це сировина для виготовлення вапна, отримання вугільної кислоти тощо.

ПОСЛІДОВНІСТЬ ОПИСУ ТА ВИЗНАЧЕННЯ МЕТАМОРФІЧНИХ ПОРІД

1. Структура, текстура, колір, ступінь звітрілості.
2. Мінеральний склад.
3. Назва породи.

2.4. ВИЗНАЧНИК ГІРСЬКИХ ПОРІД

СТРУКТУРА ПОВНОКРИСТАЛІЧНА (ЗЕРНИСТО-КРИСТАЛІЧНА)

1. **Пегматит**. Складається з кварцу та польового шпату і характеризується пегматитовою графічною структурою.
2. **Граніт**. Багато кварцу (до 20–30 %), калієвого польового шпату. Наявні слюди, рогова обманка (до 10 %).
3. **Сієніт**. Зовні нагадує граніт, від якого відрізняється відсуністю кварцу.
4. **Діорит**. Основний мінерал – польовий шпат (плагіоклаз). До 30–35 % складу породи становлять темнозабарвлені мінерали (рогова обманка, авгіт, біотит).
5. **Габро**. Темного (темно-сірого, чорного та ін.) кольору порода, що складається з основного плагіоклазу і піроксену (до 50 %).
6. **Лабрадорит**. Різновид габро, що майже повністю складений лабрадором. На площинах спайності лабрадору часто іризує.
7. **Піроксеніт**. Майже чорна порода, складена головно піроксенами.
8. **Перидотит**. Темно-зелена до чорної порода, складена здебільшого олівіном та піроксенами.
9. **Дуніт**. Темно-зелена та жовтувато-зелена порода, складена головно олівіном.
10. **Кварцит**. Зерниста (злита) однорідна безцементна порода, дуже міцна, з жирним блиском на поверхні.
11. **Мармур**. Характеризується зернистим зламом, різним кольором, бурхливим закипанням з соляною кислотою.
12. **Вапняк кристалічний**. Порівняно з мармуром гірше розкристалізований. Часто простежуються відбитки черепашок. Взаємодіє з соляною кислотою.
13. **Доломіт**. Закипає з соляною кислотою у порошку. Часто ніздрюватий.
14. **Ангідрит**. Зовні нагадує мармур, але не закипає з соляною кислотою.

СТРУКТУРА ПОРФІРОВА

15. **Ліпарит**. Переважний колір світлий (білий, кремовий, рожевий). Порфірові вкраплення дрібні за розмірами і представлені тільки світлими мінералами (кварц, польовий шпат).
16. **Трахіт**. Колір головно сірий (до темно-сірого). Вкраплення представлені здебільшого світлим польовим шпатом,

темнозабарвлені вкраплення трапляються зрідка. Шорсткий на дотик, часто ніздрюватий.

17. **Андезит**. Здебільшого темно-сірий, з зеленкуватим відтінком. Темнозабарвлені вкраплення переважають над світлими.

ТЕКСТУРА СЛАНЦЮВАТА, СМУГАСТА, ПЛОЙЧАСТА

18. **Філіт**. Поверхні сланцюватості шовковисті.
19. **Сланець мусковітовий**. Складається з кварцу та мусковіту.
20. **Сланець біотитовий**. Складається з кварцу та біотиту.
21. **Гнейс**. Добре видно смуги польового шпату, кварцу і темнозабарвлених мінералів.

СТРУКТУРА СКЛУВАТА, ПРИХОВАНОКРИСТАЛІЧНА

22. **Базальт**. Шорсткий на дотик, темно-сірий до чорного. Важкий.
23. **Обсидіан**. Склуватий, злам раковистий.
24. **Вапняк прихованокристалічний**. Різного кольору, бурхливо реагує з соляною кислотою.
25. **Пемза**. Пориста, шорстка, плаває на воді.
26. **Аргіліт**. Якщо подихати на зразок, то відчувається запах глини. Часто тонкошаруватий.
27. **Опока**. Легка, пориста, липне до язика, має специфічний запах.

СТРУКТУРА УЛАМКОВА

28. **Брекчія**. Зцементовані крупні (понад 2 мм) гострокутні уламки. Колір різний. У випадку карбонатного цементу взаємодіє з соляною кислотою.
29. **Конгломерат**. Зцементовані крупні (понад 2 мм) обкатані уламки. Колір різний. У випадку карбонатного цементу взаємодіє з соляною кислотою.
30. **Пісковик**. Зцементовані піщані (0,05–2,0 мм) частинки. Шорсткий на дотик. Уламки і цемент розрізняють добре. У випадку карбонатного цементу взаємодіє з соляною кислотою.
31. **Алевроліт**. Відрізняється від пісковика меншим розміром зерен. Часто тонкошаруватий.
32. **Вулканічний туф**. На фоні основної дуже пористої маси виділяються уламки різної форми та розмірів. Легкий.

НЕЗЦЕМЕНТОВАНІ УЛАМКИ

33. **Брили**. Гострокутні уламки розміром понад 100 мм.
34. **Щебінь**. Гострокутні уламки розміром 100–10 мм.
35. **Жорства**. Гострокутні уламки розміром 10–2 мм.
36. **Валуни**. Обкатані уламки розміром понад 100 мм.
37. **Галька**. Обкатані уламки розміром 100–10 мм.
38. **Гравій**. Обкатані уламки розміром 10–2 мм.
39. **Пісок**. Сипуча у сухому стані порода, діаметр зерен 0,05–2,0 мм.

СТРУКТУРА ЗЕМЛИСТА

40. **Глина**. Жирна на дотик. З водою утворює пластичну масу.
41. **Суглинок**. Під час розтирання відчуваються піщинки. Має запах глини. З водою утворює пластичну масу.
42. **Супісок**. Від суглинка відрізняється більшим вмістом піщаних частинок і меншою пластичністю.
43. **Лес**. Палева пилувата однорідна порода, інтенсивно взаємодіє з соляною кислотою. З водою утворює малопластичну масу, втрачає структурність.
44. **Мергель**. Закипає з соляною кислотою, часто залишає після реакції брудну пляму.
45. **Писальна крейда**. Біла карбонатна (закипає з соляною кислотою) порода, нею легко писати.

СТРУКТУРА ООЛІТОВА

46. **Вапняк оолітовий**. Взаємодіє з соляною кислотою.

СТРУКТУРА ОРГАНОГЕННА
(порода складається зі скелетних залишків організмів)

47. **Вапняк-черепашник**. Майже цілком складається з черепашок. Закипає під дією соляної кислоти.
48. **Вапняк літотамнієвий**. Складається з залишків водоростей (літотамній). Закипає під дією соляної кислоти.
49. **Вапняк детритовий**. Побудований перетертими уламками рослинних і тваринних організмів. Шорсткий на дотик. Закипає під дією соляної кислоти.

РОЗДІЛ III

ВНУТРІШНЯ БУДОВА ЗЕМЛІ

Форма Землі є дуже складною і не відповідає точно жодній правильній геометричній фігурі. Найчастіше форму Землі розглядають як геоїд з середнім радіусом 6371,11 км і площею поверхні 510 млн км^2. Майже ⅔ поверхні Землі займає океан.

Методи дослідження внутрішньої будови Землі поділяють на:

- прямі – основані на безпосередньому вивченні гірських порід і їхнього розміщення у товщах Землі;
- непрямі – основані головно на геофізичних даних, зокрема сейсмічному.

Прямі методи передбачають вивчення природних та штучних відслонень – кар'єрів, шахт, уступів річкових долин, особливо каньйоноподібних. Проте найширше використовуваним прямим методом дослідження внутрішньої будови Землі є вивчення колонок бурових свердловин. Найглибша у світі свердловина (Кольська) досягла понад 12 км. Отже, прямими методами можна вивчити лише приповерхневу (близько 0,2 % радіусу) частину Землі.

Непрямі методи вивчення глибинної (внутрішньої) будови Землі представлені комплексом геофізичних методів, головними з яких є такі.

1. *Сейсмічний метод* (з грец. *σεισμός* – трясіння) – спирається на явище виникнення і розповсюдження пружних коливань (сейсмічних хвиль) у різних середовищах. Пружні коливання виникають у Землі під час землетрусів, падінь метеоритів або штучних вибухів і розповсюджуються з різною швидкістю від джерела їхнього виникнення (вогнища землетрусу) до поверхні Землі.

Виділяють два типи сейсмічних хвиль:

- поздовжні *P*-хвилі – найшвидші, проходять через різні середовища – тверді та рідкі;
- поперечні *S*-хвилі – повільніші і проходять тільки через тверді середовища.

Сейсмічні хвилі під час землетрусів виникають на глибинах від 10 до 700 км. Швидкість сейсмічних хвиль залежить від пружних властивостей і щільності гірських порід, які вони пересікають. Досягаючи поверхні Землі, хвилі ніби просвічують її і дають уявлення про середовище, яке вони перетнули. Зміна швидкостей дає уявлення про неоднорідність будови Землі.

Крім змін швидкостей, сейсмічні хвилі зазнають заломлення, проходячи через неоднорідні шари або відбиваючись від поверхні, яка їх розділяє. За сейсмологічними даними встановлено, що Земля побудована з декількох сфер, які відрізняються не тільки швидкостями проходження сейсмічних хвиль, але й складом та фізичними властивостями.

2. Гравіметричний метод заснований на вивченні прискорення сили тяжіння – *g*, яке залежить не лише від географічної широти, але і від щільності речовини Землі. На основі вивчення цього параметру встановлена неоднорідність розподілу щільності речовини у різних частинах Землі.

3. *Магнітометричний метод* – заснований на вивченні магнітних властивостей речовини Землі. Численні заміри показали, що різні гірські породи відрізняються між собою магнітними властивостями. Це призводить до утворення ділянок з неоднорідними магнітними властивостями, які дають змогу характеризувати будову Землі.

Співставляючи усі характеристики (сейсмічні, граві- та магнітометричні), вчені створили модель внутрішньої будови Землі, у якій виділяють три геосфери. Геосфери відокремлені одна від одної чітко проявленими поверхнями розділу першого порядку, на яких швидкості сейсмічних хвиль різко змінюються. До головних внутрішніх геосфер Землі належать: ***земна кора, мантія*** і ***ядро***. Вони, в свою чергу, також мають неоднорідну будову і кожну з них поділяють на окремі зони або шари (рис. 55).

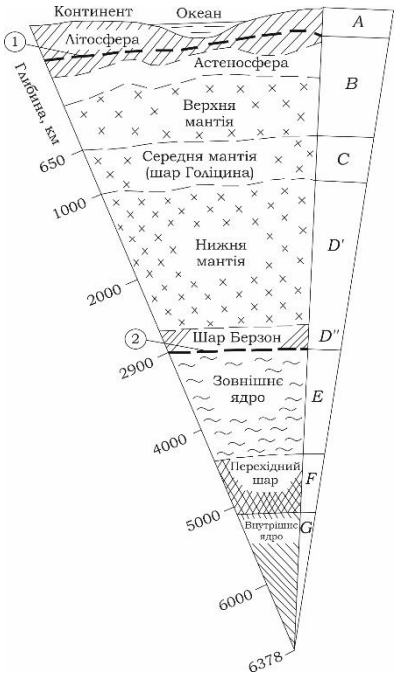


Рис. 55. Внутрішня будова Землі: *1* – поверхня Мохоровичича (Мохо), *2* – межа Віхерта-Гутенберга [Свинко, Сивий, 2003]

Земна кора (шар ***A***) – це верхня оболонка Землі, її потужність коливається від 6–7 до 75 км (у середньому 33 км). Земна кора є основним об'єктом вивчення геології. У зв'язку з цим характеристику її будови та складу детальніше наведемо дещо нижче

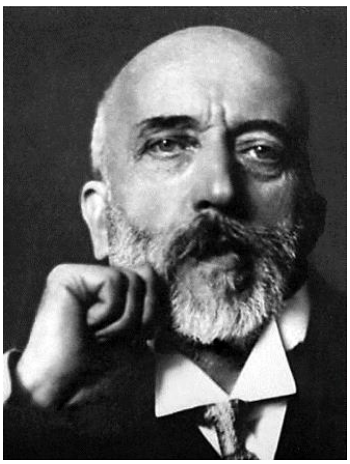


Рис. 56. А́ндрія Мохоровичич (1857–1936)

(під час опису типів земної кори). На межі земної кори і мантії розташована так звана сейсмічна межа, яка характеризується різким збільшенням швидкостей проходження сейсмічних хвиль (табл. 4). Вперше явище різкого збільшення швидкостей проходження сейсмічних хвиль на межі земної кори і мантії виявлено хорватським геофізиком А. Мохоровичичем (рис. 56), на честь якого сама межа дістала назву ***поверхні Мохоровичича***, або *поверхні Мохо, поверхні М.* Тобто межею між земною корою і мантією є границя Мохоровичича.

Мантія – наступна геосфера Землі, яка простежується від межі з земною корою до глибини орієнтовно 2900 км. Мантію за геофізичними характеристиками поділяють на дві частини – верхню (шари ***B*** і ***C***) та нижню (шар ***D***), межа між якими проходить на глибині близько 1000 км (див. табл. 4).

Таблиця 4

БУДОВА ЗЕМЛІ ЗА ГЕОФІЗИЧНИМИ ДАНИМИ

[Паранько та ін., 2003]

Геосфери		Потужність, км	Середня глибина до нижньої межі, км	Швидкості сейсмічних хвиль, км/с	
				P-хвилі	*S*-хвилі
Земна кора		5–70	33	6,5–7,4	3,7–3,8
Поверхня Мохоровичича (Мохо)					
Мантія	верхня	967	1000	7,9–8,2	4,5–4,7
	нижня	1900	2900	13,6	7,2–7,3
Ядро	зовнішнє	2200	5120	8,1–10,4	
	внутрішнє	1250	6370	11,1–11,3	

У свою чергу, у складі верхньої мантії виділяють (зверху донизу) шар Гутенберга і шар Голіцина. *Шар Гутенберга* (*астеносфера*) складений “розм’якшеними”, з низькою щільністю, здатними до пластичної течії гірськими породами. Для нього притаманне зниження швидкостей проходження сейсмічних хвиль

(особливо поперечних) та підвищення електропровідності. Це пов'язано з частковим плавленням речовини мантії, яке відбувається під впливом швидкого підвищення з глибиною температури за майже незмінного тиску. В'язкість астеносферного шару змінюється і в горизонтальному, і у вертикальному напрямах.

Глибина залягання астеносферного шару досить мінлива: під континентами вона змінюється від 80–120 до 200–250 км, а під океанами – від 50–70 до 300–400 км. Астеносфера найчіткіше виражена та піднята до глибини 20–25 км у межах сучасних рухливих зон земної кори і опущена та слабко виражена під найспокійнішими ділянками континентів. Потужність астеносфери змінюється в межах від 50 до 300–350 км.

Нижню частину верхньої мантії складає *шар Голіцина* (його раніше називали середньою мантією) (див. рис. 55). Тут швидкість поздовжніх сейсмічних хвиль різко зростає, досягаючи 11,3–11,4 км/с.

Значно повільніше відбувається зростання швидкості в межах нижньої мантії, де цей показник на глибинах 2700–2900 км досягає 13,6 км/с (*шар Берзон*). На глибині 2900 км спостерігається наступна сейсмічна межа першого порядку, яка відмежовує *мантію* від *ядра.* Ця різка межа називається *межею Віхерта-Гутенберга.*

Третьою внутрішньою геосферою Землі є її ***ядро***, яке характеризується різким падінням швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль з 13,6 км/с у мантії до 8,0–8,1 км/с у ядрі. Поперечні хвилі на межі ядра та мантії (глибина 2900 км) зовсім згасають (див. рис. 55). Це дозволяє припустити, що речовина, яка складає зовнішню частину ядра Землі, знаходиться в стані рідини. За величинами швидкості проходження поздовжніх хвиль ядро поділяють на три частини: *зовнішнє ядро,* або шар ***E***, (до глибини 4980 м); *перехідний шар,* або шар ***F***, що знаходиться в межах глибин 4980–5120 км, і *внутрішнє ядро,* або шар ***G*** (з глибини понад 5120 км).

У зовнішньому ядрі швидкість поздовжніх сейсмічних хвиль з глибиною поступово збільшується до 10,4–10,5 км/с, в межах перехідного шару вона знову зменшується до 9,5–10 км/с, а у внутрішньому ядрі зростає до 11,2–11,3 км/с.

Питання про склад та фізичну природу ядра до сьогоднішнього дня залишається нез'ясованим. Ядро Землі складається з більшого за розмірами, рідкого зовнішнього ядра та малого і твердого внутрішнього. Останнє чітко виділяють за сейсмічними даними. Для нього характерні велика щільність та висока

електропровідність. Це дозволяє припустити, що ядро Землі складається із заліза з домішкою нікелю. Такі висновки базуються головно на результатах зіставлення геофізичних даних, отриманих під час вивчення ядра, з результатами дослідження залізистих метеоритів. Проте, це не зовсім узгоджується з експериментальними даними. Згідно з сучасними уявленнями, щільність ядра Землі на 10 % менша у порівнянні зі щільністю залізо-нікелевого сплаву за ймовірних у ядрі тиску та температурі. Це наводить на думку, що до складу ядра, окрім заліза та нікелю, повинні входити ще і деякі легші елементи, такі як кремній або сірка. На сьогоднішній день більшість дослідників вважає, що ядро Землі складається із заліза з домішками нікелю та сірки, а також, можливо, кремнію або кисню.

Таким чином, розглянувши основні фізичні і хімічні характеристики Землі, бачимо, що їхні значення неоднакові, розповсюджуються зонально, і, тим самим, дають уяву про неоднорідну будову Землі.

Тепер повернемось до питання *будови земної кори*, яка складається з магматичних, осадових і метаморфічних гірських порід. У структурі земної кори виділяють три шари (зверху вниз):

1. осадовий;
2. гранітний (гранітно-гнейсовий);
3. базальтовий.

Осадовий шар складений неметаморфізованими осадовими породами; *гранітний (гранітно-гнейсовий)* – магматичними, багатими на кремнезем породами, а також метаморфічними, близькими за складом до гранітів; *базальтовий* – основними магматичними і щільними метаморфічними породами, що збагачені магнієм і залізом. Однак всі ці назви є умовними. Вони ґрунтуються на зіставленні швидкостей проходження сейсмічних хвиль зі швидкостями поширення пружних коливань, які визначені для зазначених порід – базальтів і гранітів – експериментальним шляхом.

Ці шари у земній корі розповсюджені нерівномірно і відрізняються, перш за все, змінною потужністю. Крім того, у різних частинах земної кори спостерігається різний спектр (поєднання) шарів, що дозволило виокремити *чотири основні типи земної кори*. Ці типи відрізняються між собою за будовою і потужністю окремих шарів. Зокрема, розрізняють такі типи земної кори:

- континентальний;
- океанічний;
- субконтинентальний;
- субокеанічний.

1. Континентальний тип земної кори характерний для континентів і має середню потужність 35–40 км, що типово для рівнинних територій – платформ, максимальні значення потужності досягають 55–75 км у межах гірських споруд. Цей тип земної кори має у своєму складі усі три шари: осадовий (потужність 0–5 км, у прогинах – понад 10 км), гранітний (10–25 км) і базальтовий (від 10–15 до 25–40 км).

2. Океанічний тип земної кори характерний для ложа Світового океану, різко відрізняється від континентального потужністю (у межах 5–20 км, середня – 6–7 км) і відсутністю гранітно-гнейсового шару. У його будові беруть участь два шари: малопотужний (до 1 км) осадовий і базальтовий (до 8–9 км). Деякі вчені за збільшенням швидкості проходження поздовжніх сейсмічних хвиль у нижній частині (нижніх 5–6 км) базальтового шару виділяють ще один (третій) шар, який складений основними і ультраосновними породами (габро, перидотити, серпентеніти, дуніти).

Крім головних типів земної кори (континентальної і океанічної), виділяють також перехідні – субконтинентальний і субокеанічний.

3. Субконтинетальний тип земної кори характерний для острівних дуг і за будовою близький до континентального, але відрізняється від нього меншою (20–30 км) потужністю і складом гранітного шару (у ньому менше гнейсів і більше магматичних порід кислого складу). Цей тип кори зустрічається на межі континентів і океанів з інтенсивним проявом вулканізму.

4. Субокеанічний тип земної кори за будовою близький до океанічного, але відрізняється від нього збільшеною (від 4–10 до 15–20 км) потужністю осадового шару. Характерний для глибоководних улоговин окраїнних та деяких внутрішньоконтинентальних морів (Охотське, Японське, Карибське, Чорне, Середземне та ін.).

Додамо, що земну кору і тверду частину верхньої мантії (до астеносфери) об'єднують у *літосферу*. Розрізняють також *тектоносферу*, яка об'єднує літосферу і частину верхньої мантії, орієнтовно до глибини 700 км (тобто до найглибших вогнищ землетрусів). У тектоносфері відбуваються основні тектонічні процеси.

РОЗДІЛ IV

МЕТОДИ ГЕОЛОГІЧНОГО ЛІТОЧИСЛЕННЯ ГЕОХРОНОЛОГІЧНА І СТРАТИГРАФІЧНА ШКАЛИ

4.1. МЕТОДИ ГЕОЛОГІЧНОГО ЛІТОЧИСЛЕННЯ

Геологічне літочислення поділяють на відносне і абсолютне:

- *відносне* – визначає вік геологічних об'єктів відносно один одного та послідовність їхнього утворення і базується на застосуванні головно стратиграфічних і палеонтологічних методів;
- *абсолютне* – встановлює час виникнення гірських порід, прояву геологічних процесів, їхню тривалість в астрономічних одиницях (роках, тисячах, мільйонах, десятках і сотнях мільйонів років) і спирається головно на ізотопні (радіологічні) методи.

У кожному з цих напрямів літочислення використовують певний комплекс методів, які розглянемо детальніше.

4.1.1. Методи відносного літочислення

Визначення відносного віку гірських порід базується на використанні непалеонтологічних і палеонтологічних* методів.

До **непалеонтологічних методів** відносять стратиграфічний, мінералого-петрографічний (літологічний) та ін. Їх застосовують, коли породи не містять викопних органічних решток.

Основи *стратиграфічного методу* (з лат. *stratum* – шар) заклав данський вчений Ніколас Стено (рис. 57) у 1669 р. Він відкрив закон послідовності нашарування осадових гірських порід, згідно з яким шири порід, що залягають нижче, давніші (тобто утворилися раніше) від шарів порід, що залягають вище. Зауважимо, цей закон може бути використаний тільки для верств гірських порід, що залягають горизонтально.

У районах, де пласти гірських порід залягають дисльоковано (дислоковане залягання – це будь-яке інше, відмінне від горизонтального, залягання шарів гірських порід), наприклад, зім'яті в

* Палеонтологія (з грец. *παλαιός* – давній, *ὄν* (*ontos*) – буття, λόγος – вчення) – наука про викопні організми.

складки, розбиті скидами, підкидами тощо, встановити співвідношення порід надзвичайно складно. Зминання у складки, дроблення і переміщення порід сильно змінюють початкові умови залягання порід, тому стає практично неможливим застосування стратиграфічного методу.

У випадках, коли визначити відносний вік товщі відкладів за допомогою стратиграфічного методу складно, тоді застосовують інші методи – мінералого-петрографічний (літологічний), палеонтологічний тощо.

Рис. 57. Ніколас Стено (1638–1686)

Встановлення відносного віку *мінералого-петрографічним* (*літологічним*) *методом* полягає у вивченні й порівнянні складу (гранулометрії, структурних і текстурних особливостей, кольору, включень, мінералогії та інших ознак) гірських порід. У розрізі встановлюють найпомітніші, відмінні від інших шари і групи шарів, які отримали назву *маркувальних*. За їхньою допомогою вдається співставити розрізи між собою і побудувати зведений розріз для окремої площі, району або навіть цілого регіону.

Суть **палеонтологічних методів** полягає у визначенні відносного віку гірських порід на основі скам'янілих органічних решток, що трапляються головно у породах осадового походження. За даними палеонтології з'ясовано певну послідовність у розвитку органічного світу Землі. На цій підставі вдалося розробити систему відповідного літочислення, або геохронології. Цей метод, на відміну від стратиграфічного, дає змогу зіставляти породи, які знаходяться на великих відстанях, шляхом порівняння наявних у них комплексів органічних решток.

Палеонтологічні методи сьогодні досить розгалужені і залежно від характеру органічних решток їх поділяють на:

- палеоботанічні (побудовані на вивченні викопних рослинних решток), зокрема:
    - палінологічний (спорово-пилковий) – вивчення викопних спор і пилку рослин;

- палеокарпологічний – вивчення викопних плодів (наприклад, горіхів), насіння, мегаспор тощо;
- діатомовий – вивчення викопних кременистих водоростей.

• палеозоологічні (побудовані на вивченні викопних тваринних решток), зокрема:

- палеотеріологічний – вивчення викопних ссавців;
- палеомалакологічний – вивчення викопних молюсків (рис. 58);
- палеоостракодологічний – вивчення викопних остракод (дрібних рачків).

Палеонтологічні методи для визначення відносного віку гірських порід використовують дуже широко. У викопному стані зустрічаються найрізноманітніші види органічних решток – від мікроскопічних спор і пилку до величезних молюсків, ссавців і динозаврів.

Рис. 58. Амоніт

Отже, відносний вік гірських порід можна визначити в тих випадках, коли відклади залягають горизонтально і якщо вони вміщують викопні рештки тварин або рослин. Однак дуже часто гірські породи взагалі не містять залишків фауни і флори, бувають дислокованими, тоді використання методів відносного літочислення практично неможливе. В геології товщі без викопних

рослинних і тваринних решток часто називають "*німими*". До них в першу чергу необхідно віднести магматичні і метаморфічні гірські породи. Для визначення їхнього віку, а часто і "німих" осадових порід, широко використовують методи абсолютної хронології. Це не виключає можливості використання методів абсолютної хронології для датувань товщ відкладів, вік яких встановлено методами відносної хронології.

4.1.2. Методи абсолютного літочислення

Абсолютний вік гірських порід, тобто вік порід, виражений в одиницях часу – роках, сотнях, тисячах чи мільйонах років, визначають з використанням методів абсолютного літочислення, які набули розвитку лише після відкриття явища природної радіоактивності.

Вперше про можливість визначення віку мінералів за розпадом радіоактивних ізотопів, які в незначних кількостях є в багатьох мінералах, у 1902 р. висловився французький фізик П'єр Кюрі (рис. 59). Як відомо, розпад радіоактивних ізотопів відбувається самовільно, з постійною швидкістю і незалежно від змін умов зовнішнього середовища. Розпад материнських елементів (ізотопів) веде до виникнення нових (дочірніх). Наведемо головні типи радіоактивних ізотопів та їхні похідні (продукти розпаду):

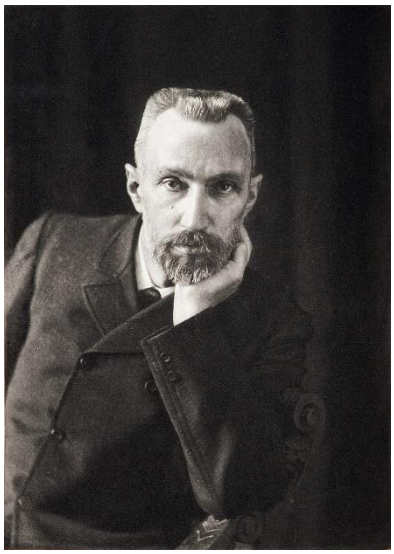


Рис. 59. П'єр Кюрі (1859–1906)

$$^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb + 8He$$
$$^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb + 7He$$
$$^{232}Th \rightarrow {}^{208}Pb + 6He$$
$$^{87}Rb \rightarrow {}^{87}Sr + \beta$$
$$^{40}K \rightarrow {}^{40}Ca,\ {}^{40}Ar$$

Як бачимо з наведених прикладів реакцій, з ^{238}U отримуємо $^{206}Pb + 8He$. Залежно від того, за яким хімічним елементом та продуктами його розпаду визначають вік, в абсолютній

геохронології застосовують декілька ***ізотопних (радіологічних) методів***:

- уран-свинцевий;
- калій-аргоновий;
- рубідій-стронцієвий;
- радіовуглецевий та ін.

Використання цих методів залежить від наявності вихідних елементів та часових рамок визначення віку.

За швидкістю радіоактивного розпаду і відносними кількостями вмісту в мінералі вихідного радіоактивного елемента та кінцевих продуктів його розпаду визначають час, який минув з моменту його утворення, а отже, і вік гірської породи. Обчислення виконують за такою формулою:

$$t = \frac{1}{X}\ln\left(\frac{D}{M} + 1\right),$$

де t – вік мінералу; D – похідні (дочірні) ізотопи; M – материнські ізотопи; X – стала розпаду ізотопу.

Як уже зазначалось, група прямих (радіологічних) методів датувань об'єднує декілька методів, найрозповсюдженіші з яких схарактеризуємо.

Уран-свинцевий метод ґрунтується на врахуванні співвідношення нерозщеплених атомів урану і утворених внаслідок радіоактивного розпаду атомів свинцю. Уран входить до складу більш ніж 200 мінералів, особливо поширений у магматичних породах. Період напіврозпаду ^{238}U становить 4,51 млрд. років, тому метод можна використовувати для визначення віку гірських порід, утворених упродовж усієї геологічної історії Землі, а також метеоритів, місячних порід тощо.

Калій-аргоновий метод широко використовують для визначення віку мінералів, які містять калій: глауконіт, калієві слюди, польові шпати тощо. У природі калій складається з суміші трьох ізотопів: ^{39}K, ^{40}K і ^{41}K, з них лише ^{40}K є радіоактивним. Метод датувань ґрунтується на тому, що в процесі розпаду ^{40}K утворюється два дочірніх елементи: ^{40}Ar, ^{40}Ca. Вік відповідних мінеральних утворень головно визначають за співвідношенням Ar/K. Це пов'язано з тим, що у гірських породах поруч з радіоактивним ^{40}Ca широко розповсюджений нерадіоактивний ^{40}Ca. Отже, чим більше співвідношення Ar до K, тим старший об'єкт, вік якого підлягає визначенню. Період напіврозпаду ^{40}K становить 1,3 млрд. років.

Метод дозволяє встановити абсолютний вік не тільки інтрузивних і ефузивних магматичних порід, але й осадових, наприклад,

галіт- та сильвінвмісних. Однак можливості його застосування обмежені температурою і тиском. Якщо породи піддавались нагріванню понад 300°С і високому тиску, то його застосування для визначення абсолютного віку гірських порід стає неможливим.

Радіовуглецевий метод заснований на визначенні вмісту в органічних залишках радіоактивного ізотопу вуглецю ^{14}C. Ізотоп вуглецю постійно утворюється в атмосфері з азоту ^{14}N під впливом космічного випромінювання і входить до складу вуглекислоти (CO_2) атмосфери. Вуглекислота у процесі фотосинтезу засвоюється рослинами, а через харчові ланцюги засвоюється і тваринами. Разом з вуглекислотою живі організми засвоюють і радіоактивний вуглець. Після відмирання організму проходить зворотній процес – втрата радіовуглецю у процесі його радіоактивного розпаду з відомою швидкістю. Період напіврозпаду радіовуглецю становить 5 730 років, що дозволяє визначити час відмирання організму, а звідси і вік вмісних їх порід.

Ізотоп ^{14}C розпадається з великою швидкістю, тому радіовуглецевий метод датувань можна застосовувати тільки для відкладів, абсолютний вік яких не перевищує близько 50 тис. років, і водночас тих, які вміщують органічні рештки. Тому метод використовують для датування молодих (голоцен–верхньоплейстоценових) відкладів, які вміщують органічні рештки. Цей метод широко застосовують для датувань археологічних пам'яток.

Водночас з великим позитивним впливом радіологічних методів на визначення абсолютного віку гірських порід, необхідно відзначити їхні недоліки, які обмежують застосування методів для наукових і практичних потреб. Перш за все, в багатьох гірських породах радіоактивні елементи відсутні взагалі, тому застосування радіологічних методів для їхнього датування не можливе у принципі. По-друге, радіологічні методи не дозволяють розробити детальної стратиграфічної шкали, забезпечуючи можливості працювати на рівні ери, періоду. Наприклад, якщо середня тривалість однієї з епох ордовику складає біля 15 мільйонів років, то похибка методів ядерної геохронології для ордовику досягає 12–15 мільйонів років. Очевидно, що дрібніші (ярусні) підрозділи ордовику за допомогою цих методів не можуть бути достовірно продатованими. Це пов'язано з відносно невисокою точністю методів, які допускають відхилення у визначенні абсолютного віку гірських порід на рівні 3–5 % і більше. Таким чином, на основі методів ядерної геохронології можна достовірно визначити тільки тривалість ер і періодів.

Для датування відносно молодих відкладів, крім радіовуглецевого, широко використовують ***люмінесцентні методи***.

Термолюмінесцентний (*TL*) *метод* – фізичний метод датування об'єктів мінерального походження шляхом вимірювання енергії, отриманої в результаті нагрівання зразка (термолюмінесценції). Термолюмінесцентний метод датування ґрунтується на здатності деяких мінералів упродовж певного часу накопичувати енергію іонізуючого випромінювання, а потім при нагріванні віддавати її у вигляді світлового випромінювання (спалахів світла). Чим старший зразок, тим більше спалахів буде зафіксовано. За сприятливих умов цей метод використовують для датування порід віком від декількох сотень до мільйона років. В останні роки набув ширшого застосування *метод оптично стимульованого люмінесцентного* (*OSL*) *датування*, який базується на визначенні моменту часу, коли мінерал востаннє знаходився на світлі. TL і OSL методи широко використовують для датування плейстоценових відкладів і археологічних об'єктів.

Існують також ***сезонно-кліматичні методи*** абсолютних датувань відкладів, які ґрунтуються на визначенні часу окремих короткотривалих явищ, наприклад:

• *дендрохронологічний* – геологічний метод визначення віку, який базується на підрахунку річних кілець дерев, які добре зберігаються у викопному стані;

• *варвохронологічний* (*метод стрічкових глин, метод де Геєра*) – геологічний метод визначення віку, який базується на підрахунку шарів донних осадових відкладів озер, морів або рік, відомих як стрічкові глини і подібних до них осадів. Умовою застосування методу є наявність сезонної шаруватості осадової товщі, коли протягом року (в холодний і теплий періоди) формується пара шарів, які відрізняються, як правило, механічним складом і забарвленням, подібно до річних кілець дерев. Виділення таких пар, або т. зв. *варвів,* та їхній підрахунок дозволяє визначити тривалість накопичення осадів у конкретному басейні.

На основі радіологічних методів вдалося продатувати найдавніші породи на Землі. Їх виявлено головно на давніх кристалічних щитах:

- гнейси віком понад 3,6 млрд. років є на Канадському щиті;
- на Українському щиті вік гнейсів становить 3,7 млрд. років;
- вік метаморфічних порід у Західній Гренландії становить 3,8 млрд. років;

- вік перевідкладених цирконів з архейських пісковиків Західної Австралії становить 4,1–4,2 млрд. років;
- вік метеоритів, виявлених на Землі, становить 4,55±0,1 млрд. років;
- вік анортозитів з Місяця становить 4,0–4,5 млрд. років, а базальтів – 3,3–3,6 млрд. років.

Отже, з урахуванням останніх уявлень про одночасність формування планет Сонячної системи і Місяця, дані датувань вказують на те, що вік Землі можна вважати рівним 4,54±0,05 млрд. років.

4.2. ГЕОХРОНОЛОГІЧНА І СТРАТИГРАФІЧНА ШКАЛИ

На основі стратиграфічного та деяких палеонтологічних методів у XIX ст. геологами багатьох країн проведено велику роботу з розчленування та ідентифікації товщ осадових порід на різних ділянках Землі (головно у Європі). Унаслідок цього складено *стратиграфічну шкалу*, яка затверджена 1881 р. Другим міжнародним геологічним конгресом у Болоньї (Італія). З урахуванням результатів найновіших досліджень ця шкала постійно доповнюється і змінюється. Стратиграфічна шкала висвітлює послідовність нашарування пластів осадових порід різного віку. У шкалі виділено стратиграфічні одиниці різного рангу та відповідні їм *геохронологічні підрозділи*, які вказують на час формування тієї чи іншої стратиграфічної одиниці.

Найменування усіх стратиграфічних і геохронологічних одиниць є міжнародними. Підрозділи міжнародної стратиграфічної шкали, на базі котрої створено геохронологічну шкалу, вперше було виділено в країнах Середньої Європи. Встановлювались вони як регіональні стратиграфічні підрозділи, а тому відповідають природним етапам розвитку конкретної території. Початково вважали, що ці етапи мають планетарне значення. Однак кожному регіону властивий свій перебіг геологічних подій. Він може співпадати або бути близьким до середньоєвропейського, але й може відрізнятися від нього. За правом пріоритету стратиграфічна шкала Середньої Європи прийнята як міжнародний стандарт, з котрим проводять кореляцію стратиграфічних підрозділів інших регіонів світу. Виключенням є пермська система та її яруси, яка вперше встановлена на території Східноєвропейської платформи.

Підрозділи часу в геохронологічній шкалі відповідають певному рангу стратиграфічних підрозділів. Отже, *стратиграфічні*

підрозділи застосовуються для позначення комплексу шарів гірських порід, а відповідні їм геохронологічні підрозділи – для позначення часу, упродовж якого ці комплекси шарів накопичувались. Наприклад, еон – це тривалий проміжок часу, який об'єднує декілька ер, а еонотема – стратиграфічний еквівалент товщі порід.

Нижче наведено стратиграфічні і відповідні їм геохронологічні підрозділи (табл. 5).

Таблиця 5

СПІВВІДНОШЕННЯ СТРАТИГРАФІЧНИХ ТА ГЕОХРОНОЛОГІЧНИХ ПІДРОЗДІЛІВ

Стратиграфічні підрозділи	*Геохронологічні підрозділи*
Еонотема	Еон
Ератема (група)	Ера
Система	Період
Відділ	Епоха
Ярус	Вік
Горизонт	Час

Еонотеми – найбільші стратиграфічні підрозділи, утворення котрих відбувалося протягом кількох геологічних ер. Сьогодні виділяють дві еонотеми: фанерозойську (з грец. "*φανερός*" – явний, "*ζωή*" – життя), яка об'єднує палеозойську, мезозойську і кайнозойську ератеми, та криптозойську* (з грец. "*κρυπτός*" – прихований, таємний, "*ζωή*" – життя), яка об'єднує гадейську, архейську та протерозойську ератеми (табл. 6**, 7).

***Ератеми* (*групи*)** – великі підрозділи стратиграфічної шкали. Це головно комплекси відкладів, котрі утворились протягом однієї ери. Вони охоплюють тривалі етапи розвитку земної кори. Границі груп відповідають переломним моментам в історії розвитку органічного світу на Землі. Це знайшло відповідне відображення в назвах груп, про що вже побіжно згадано, наприклад, архейська ("*ἀρχαῖος*" – найдавніший), протерозойська ("*πρότερος*" – первинний), палеозойська ("*παλαιός*" – давній), мезозойська ("*μεσο*" – середній), кайнозойська ("*καινός*" – новий) (див. табл. 7).

* Криптозойську еонотему часто називають *докембрієм*, оскільки наступна система, якою розпочинається фанерозойська еонотема, називається кембрій.

** Міжнародна хроностратиграфічна шкала, затверджена Міжнародною стратиграфічною комісією у 2017 р. (мовою оригіналу, табл. 6).

Групи діляться на ***системи***, котрі об'єднують відклади, утворені протягом одного періоду і відрізняються головно сімействами та групами органічних форм. Назви систем (див. табл. 7) здебільшого пов'язані з назвами тих місцевостей, де відповідні відклади вперше встановлено та описано, або ж зі складом домінуючих у них порід. Наприклад, девонську систему названо за назвою графства Девоншир в Англії, пермську – за назвою Пермської області Росії, кам'яновугільну – за широким розповсюдженням в її відкладах кам'яного вугілля, крейдову – за наявністю у ній значних відкладів писальної крейди тощо.

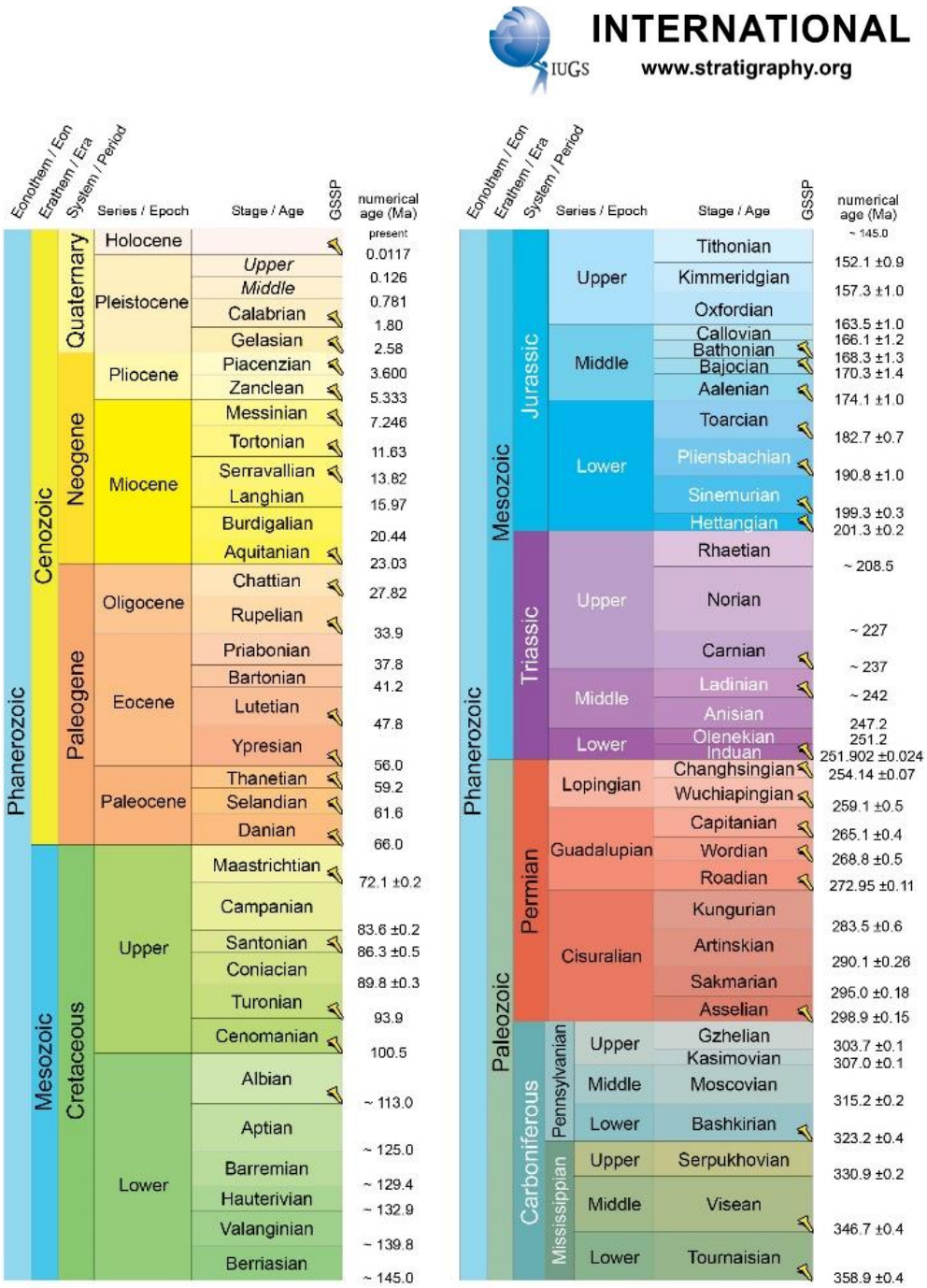
Підрозділи стратиграфічної шкали головно мають ті ж назви, що й підрозділи геохронологічної шкали. Так, палеозойській ері відповідає палеозойська група порід, а протягом юрського періоду утворилась юрська система відкладів та ін. Однак назви відділів здебільшого не співпадають з назвами епох. За тричленного поділу періодів застосовують назви – пізня, середня і рання епохи, а відповідні цим епохам відділи мають назви – верхній, середній і нижній. За двочленного поділу епохи носять назви – пізня і рання, а відділи – верхній і нижній, згідно з послідовністю їхнього залягання в розрізі.

Розріз, на котрому вперше виділено стратиграфічний підрозділ, називають *стратотипом*, а район, де знаходиться стратотип і розрізи, що його доповнюють, – *стратотипічною місцевістю*.

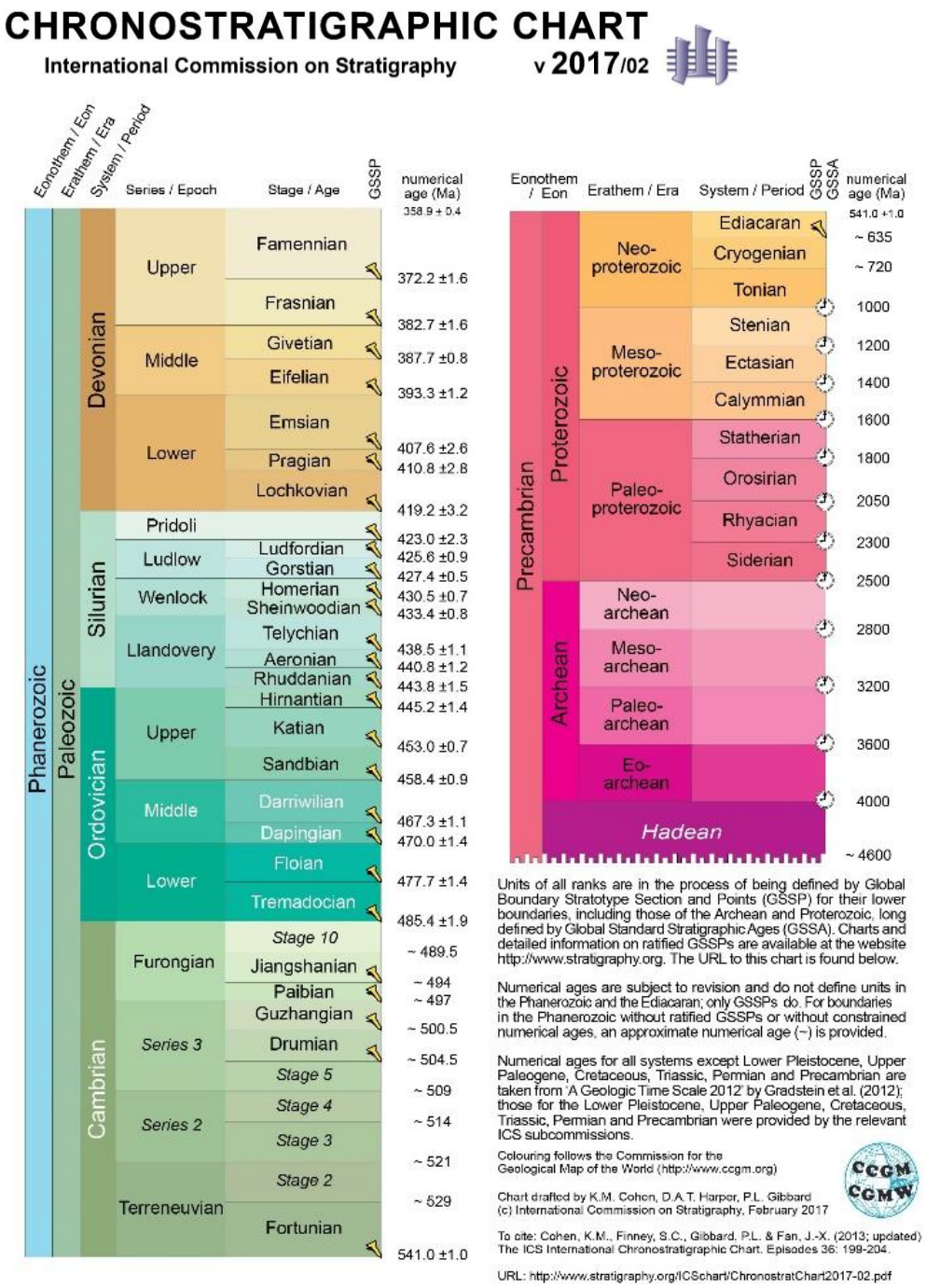
Основним підрозділом місцевих стратиграфічних схем є ***світи***. Світа об'єднує однакові або близькі за літолого-фаціальними особливостями одновікові відклади. Вона відображає певний етап розвитку певної території. Свою назву світа отримує за географічним положенням стратотипу, наприклад, стрийська світа (м. Стрий), манявська світа (с. Манява), вигодська світа (смт Вигода), бистрицька світа (р. Бистриця) тощо. Світи поділяють на підсвіти. Так, менілітову світу поділяють на нижньо-, середньо- і верхньоменілітову підсвіти.

Вік порід на геологічних картах позначають певними кольорами та індексами (див. табл. 6, 7). Вони є загальноприйнятими у всьому світі, тобто геологічні карти будують за єдиними принципами, затвердженими Міжнародним геологічним конгресом. У межах одного геологічного підрозділу чим давніші породи, тим темнішим буде відтінок на геологічній карті. Наприклад, відклади ранньоюрського віку матимуть темно-синій колір на геологічних картах, а пізньоюрського – світло-синій.

Упродовж геологічної історії розвитку Землі проявилась низка циклів тектонічної активності (див. табл. 7).


INTERNATIONAL
IUGS
www.stratigraphy.org
Eonothem / Eon
Erathem / Era
System / Period
Series / Epoch
Stage / Age
GSSP
numerical age (Ma)
Phanerozoic
Cenozoic
Quaternary
Neogene
Paleogene
Mesozoic
Cretaceous
Holocene
Pleistocene
Pliocene
Miocene
Oligocene
Eocene
Paleocene
Upper
Lower
Upper
Middle
Calabrian
Gelasian
Piacenzian
Zanclean
Messinian
Tortonian
Serravallian
Langhian
Burdigalian
Aquitanian
Chattian
Rupelian
Priabonian
Bartonian
Lutetian
Ypresian
Thanetian
Selandian
Danian
Maastrichtian
Campanian
Santonian
Coniacian
Turonian
Cenomanian
Albian
Aptian
Barremian
Hauterivian
Valanginian
Berriasian
present
0.0117
0.126
0.781
1.80
2.58
3.600
5.333
7.246
11.63
13.82
15.97
20.44
23.03
27.82
33.9
37.8
41.2
47.8
56.0
59.2
61.6
66.0
72.1 ±0.2
83.6 ±0.2
86.3 ±0.5
89.8 ±0.3
93.9
100.5
~ 113.0
~ 125.0
~ 129.4
~ 132.9
~ 139.8
~ 145.0
Phanerozoic
Mesozoic
Jurassic
Triassic
Paleozoic
Permian
Carboniferous
Pennsylvanian
Mississippian
Upper
Middle
Lower
Tithonian
Kimmeridgian
Oxfordian
Callovian
Bathonian
Bajocian
Aalenian
Toarcian
Pliensbachian
Sinemurian
Hettangian
Rhaetian
Norian
Carnian
Ladinian
Anisian
Olenekian
Induan
Lopingian
Guadalupian
Cisuralian
Changhsingian
Wuchiapingian
Capitanian
Wordian
Roadian
Kungurian
Artinskian
Sakmarian
Asselian
Gzhelian
Kasimovian
Moscovian
Bashkirian
Serpukhovian
Visean
Tournaisian
~ 145.0
152.1 ±0.9
157.3 ±1.0
163.5 ±1.0
166.1 ±1.2
168.3 ±1.3
170.3 ±1.4
174.1 ±1.0
182.7 ±0.7
190.8 ±1.0
199.3 ±0.3
201.3 ±0.2
~ 208.5
~ 227
~ 237
~ 242
247.2
251.2
251.902 ±0.024
254.14 ±0.07
259.1 ±0.5
265.1 ±0.4
268.8 ±0.5
272.95 ±0.11
283.5 ±0.6
290.1 ±0.26
295.0 ±0.18
298.9 ±0.15
303.7 ±0.1
307.0 ±0.1
315.2 ±0.2
323.2 ±0.4
330.9 ±0.2
346.7 ±0.4
358.9 ±0.4

Таблиця 6


CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART
International Commission on Stratigraphy
v 2017/02
Eonothem / Eon
Erathem / Era
System / Period
Series / Epoch
Stage / Age
GSSP
numerical age (Ma)
358.9 ± 0.4
Phanerozoic
Paleozoic
Devonian
Upper
Famennian
372.2 ±1.6
Frasnian
382.7 ±1.6
Middle
Givetian
387.7 ±0.8
Eifelian
393.3 ±1.2
Lower
Emsian
407.6 ±2.6
Pragian
410.8 ±2.8
Lochkovian
419.2 ±3.2
Silurian
Pridoli
423.0 ±2.3
Ludlow
Ludfordian
425.6 ±0.9
Gorstian
427.4 ±0.5
Wenlock
Homerian
430.5 ±0.7
Sheinwoodian
433.4 ±0.8
Llandovery
Telychian
438.5 ±1.1
Aeronian
440.8 ±1.2
Rhuddanian
443.8 ±1.5
Hirnantian
445.2 ±1.4
Ordovician
Upper
Katian
453.0 ±0.7
Sandbian
458.4 ±0.9
Middle
Darriwilian
467.3 ±1.1
Dapingian
470.0 ±1.4
Lower
Floian
477.7 ±1.4
Tremadocian
485.4 ±1.9
Cambrian
Furongian
Stage 10
~ 489.5
Jiangshanian
~ 494
Paibian
~ 497
Series 3
Guzhangian
~ 500.5
Drumian
~ 504.5
Stage 5
~ 509
Series 2
Stage 4
~ 514
Stage 3
~ 521
Terreneuvian
Stage 2
~ 529
Fortunian
541.0 ±1.0
Eonothem / Eon
Erathem / Era
System / Period
GSSP
GSSA
numerical age (Ma)
541.0 ±1.0
Precambrian
Proterozoic
Neo-proterozoic
Ediacaran
~ 635
Cryogenian
~ 720
Tonian
1000
Meso-proterozoic
Stenian
1200
Ectasian
1400
Calymmian
1600
Paleo-proterozoic
Statherian
1800
Orosirian
2050
Rhyacian
2300
Siderian
2500
Archean
Neo-archean
2800
Meso-archean
3200
Paleo-archean
3600
Eo-archean
4000
Hadean
~ 4600
Units of all ranks are in the process of being defined by Global Boundary Stratotype Section and Points (GSSP) for their lower boundaries, including those of the Archean and Proterozoic, long defined by Global Standard Stratigraphic Ages (GSSA). Charts and detailed information on ratified GSSPs are available at the website http://www.stratigraphy.org. The URL to this chart is found below.
Numerical ages are subject to revision and do not define units in the Phanerozoic and the Ediacaran; only GSSPs do. For boundaries in the Phanerozoic without ratified GSSPs or without constrained numerical ages, an approximate numerical age (~) is provided.
Numerical ages for all systems except Lower Pleistocene, Upper Paleogene, Cretaceous, Triassic, Permian and Precambrian are taken from 'A Geologic Time Scale 2012' by Gradstein et al. (2012); those for the Lower Pleistocene, Upper Paleogene, Cretaceous, Triassic, Permian and Precambrian were provided by the relevant ICS subcommissions.
Colouring follows the Commission for the Geological Map of the World (http://www.ccgm.org)
CCGM CGMW
Chart drafted by K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard
(c) International Commission on Stratigraphy, February 2017
To cite: Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.
URL: http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2017-02.pdf

Таблиця 7

ГЕОХРОНОЛОГІЧНА (СТРАТИГРАФІЧНА) ШКАЛА

Еон (еонотема)	Ера (ератема, група)	Тривалість, млн р.	Період (система)	Епоха (відділ)	Шкала абсолютного віку, млн р.		Індекс	Колір на геологічних картах	Тектонічний цикл
					Початок періоду	Тривалість			
ФАНЕРОЗОЙ	Кайнозойська KZ	65	Четвертинний	Голоценова	0,01	2,58	Q_4	світло-жовтий	АЛЬПІЙСЬКИЙ
				Плейстоценова	2,58		Q_1-Q_3		
			Неогеновий	Пліоценова	23	20	N_2	жовтий	
				Міоценова			N_1		
			Палеогеновий	Олігоценова	66	43	P_3	оранжевий	
				Еоценова			P_2		
				Палеоценова			P_1		
	Мезозойська MZ	169	Крейдовий	Пізня	145	79	K_2	зелений	КІМЕРІЙСЬКИЙ
				Рання			K_1		
			Юрський	Пізня	201	56	J_3	синій	
				Середня			J_2		
				Рання			J_1		
			Тріасовий	Пізня	252	51	T_3	фіолетовий	
				Середня			T_2		
				Рання			T_1		
	Палеозойська PZ	PZ_2 (165)	Пермський	Пізня	299	47	P_2	жовто-коричневий	ГЕРЦИНСЬКИЙ
				Рання			P_1		
			Кам'яно-вугільний	Пізня	359	60	C_3	сірий	
				Середня			C_2		
				Рання			C_1		
		340	Девонський	Пізня	419	60	D_3	коричневий	
				Середня			D_2		
				Рання			D_1		
			Силурійський	Пізня	444	25	S_2	сіро-зелений	КАЛЕДОНСЬКИЙ
				Рання			S_1		
		PZ_1 (170)	Ордовицький	Пізня	485	41	O_3	оливковий	
				Середня			O_2		
				Рання			O_1		
			Кембрійський	Пізня	541	56	$Є_3$	синьо-зелений	
				Середня			$Є_2$		
				Рання			$Є_1$		
КРИПТОЗОЙ	Протерозой: Нео-	2030	Едіакарій (Вендський)		2500	1959	PR	рожевий	БАЙКАЛЬСЬКИЙ
			Кріогеній						
			Тоній						
	Мезо-		Стеній						
			Ектазій						
			Калімій						
	Палео-		Статерій						
			Орозирій						
			Ріасій						
			Сидерій						
	Архей: Нео-	1400			4000	1500	AR	малиновий	
	Мезо-								
	Палео-								
	Ео-								
	Гадей	600			4600	600		темно-малиновий	

Значення геохронологічної і стратиграфічної шкал для геології важко переоцінити, оскільки вони дають змогу класифікувати всі процеси і явища, які відбувалися на Землі, розчленовувати і корелювати (порівнювати) різновікові товщі осадових порід на різних, часто віддалених, ділянках нашої планети.

РОЗДІЛ V

ПОБУДОВА ГЕОЛОГІЧНИХ РОЗРІЗІВ ЗА ДАНИМИ СВЕРДЛОВИН

Для наукових і практичних потреб геологам часто доводиться будувати розрізи четвертинних відкладів на основі результатів буріння свердловин, зокрема під час інженерно-геологічних досліджень, геологічного картографування, розвідці родовищ корисних копалин. Побудова геологічних розрізів за даними свердловин є однією з програмних лабораторних робіт у курсі "Геологія загальна та історична".

Окрема колонка відкладів, розкритих свердловиною, шурфом, описаних у відслоненні чи стінці кар'єру, показує геологічну будову в певній точці і її дані можна поширювати лише на найближчу до неї зону. Однак для висвітлення геологічної будови більшої ділянки, наприклад, річкової долини, будують геологічні розрізи. Їх, зазвичай, складають за даними декількох колонок свердловин, які задають на місцевості за визначеним профілем.

Приступаючи до побудови геологічного розрізу за даними свердловин, першочергово на міліметровому папері будують топографічний профіль. Тому, крім даних про літологічний склад і потужності гірських порід, розкритих буровими свердловинами, необхідно володіти абсолютними відмітками гірських виробок і знати відстані між ними.

Для побудови топографічного профілю з лівого боку листка міліметрівки будують масштабну лінійку у вигляді рейки з поділками. Найвища відмітка повинна бути цілим числом і відповідати максимальному значенню висоти місцевості, через яку закладений профіль. Нижче відмітки проставляють у відповідності з вертикальним масштабом. Першу свердловину ставлять на довільній відстані вправо від масштабної лінійки, але з урахуванням абсолютної відмітки устя* свердловини (рис. 60).

Наступну свердловину наносять з урахуванням відстані від першої і відповідно до заданого горизонтального масштабу (відкладають по горизонталі) і абсолютною відміткою устя свердловини. Аналогічно наносять решту свердловин профілю. Після цього устя

---

* *Устя свердловини* – це місце, звідки розпочато її буріння.

свердловин з'єднують плавними лініями. Це і буде *топографічний профіль*, який повинен розташовуватись у верхній частині листка з таким розрахунком, щоб зверху залишалось місце для нанесення заголовку, а знизу – для зображення геологічної будови, умовних позначень і остаточного оформлення профілю.

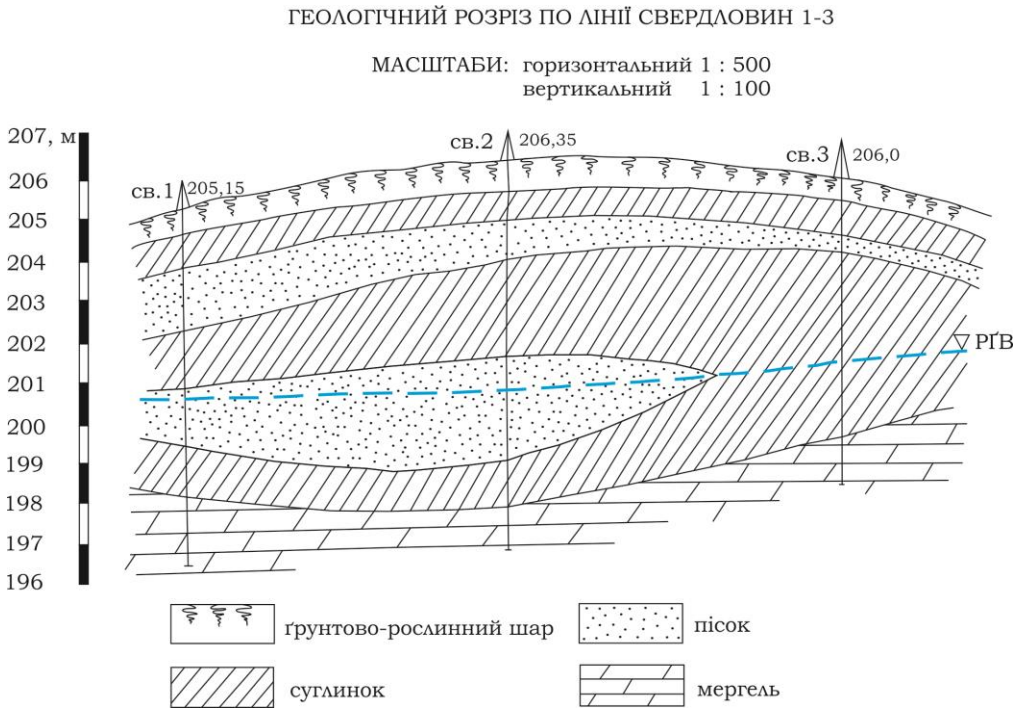


Рис. 60. Геологічний розріз четвертинних відкладів за даними свердловин

Свердловини на топографічному профілі умовно позначають невеликими рівнобедреними трикутниками, в основі яких відмічають абсолютні відмітки і номери свердловин (див. рис. 60). Осі свердловин наносять тонкими вертикальними лініями; глибини показують у відповідності з вертикальним масштабом. Вибій[1] свердловини відмічають горизонтальною короткою лінією.

На проведених лініях свердловин (за нуль приймають абсолютну відмітку устя) наносять геологічні дані: невеликими гори-

[1] *Вибій свердловини* – глибина, на якій закінчене її буріння.

зонтальними штрихами зверху вниз відмічають потужність пройдених шарів, а поруч вказують умовними позначеннями їхній літологічний склад і, за наявності даних, вік кожного шару.

Після побудови геологічних колонок кожної свердловини приступають до кінцевої побудови розрізу (ув'язки), тобто об'єднання однакових за складом і генезисом шарів. У першу чергу ув'язують (з'єднують неперервними лініями в одне ціле) найхарактерніші шари, які зустрічаються у декількох сусідніх свердловинах. Це витримані пласти або прошарки гірських порід, які слугують опорними або маркувальними горизонтами. На ділянках, де побудова профілю ґрунтується на здогадках автора, ймовірну межу між шарами наносять умовно – пунктиром.

У зв'язку з невитриманістю літологічного складу порід за їхнім простяганням, трапляється, що не всі свердловини, пройдені по одній лінії, розкривають одні і ті ж шари. Іншими словами – в окремих свердловинах з розрізів може випадати той або інший шар. У такому випадку під час побудови геологічного розрізу шар, пройдений однією або двома поруч закладеними свердловинами і не розкритих сусідніми, виклинюється, тобто його потужність зведена до нуля. Виклинювання шару зазвичай проводять посередині між свердловинами, в одній з яких шар розкритий, а в іншій – відсутній (див. рис. 60 – виклинювання пісків між свердловинами 2 і 3).

Нижню межу геологічного розрізу визначають за найглибшою свердловиною. Обмежувати розріз знизу лінією, яка з'єднує вибої свердловин, не варто, оскільки під час буріння товща порід може бути пройдена не на усю потужність.

Під час побудови геологічного розрізу необхідно звертати особливу увагу на правильне тлумачення польових даних, враховуючи при цьому геологічну історію, генезис відкладів та інші їхні особливості.

Під час аналізу особливостей залягання четвертинних відкладів важлива роль належить рельєфові місцевості. Наприклад, потужність делювіальних відкладів зростає у напрямі підошви схилу, для алювію характерніше горизонтальне залягання шарів у межах кожної з терас. Лінію розділу між відкладами суміжних терас орієнтують, зазвичай, як продовження нижче поверхні землі уступу давнішої за віком (вищої) тераси. Нижня межа алювіальних відкладів кожної тераси не завжди буває горизонтальною.

Нерідко, виходячи з геологічних передумов, у процесі побудови розрізу і загальних закономірностей будови рельєфу доводиться коректувати вже побудований топографічний профіль. Найчастіше

ця необхідність виникає під час побудови геологічних розрізів річкової долини, коли треба враховувати розташування річкових терас на схилах долини. Тому механічне об'єднання шарів без вдумливого відношення і аналізу умов утворення того або іншого шару може призвести до побудови помилкового профілю.

Після ув'язки всіх літологічних меж шарів пласти порід на розрізі заштриховують у відповідності із загальноприйнятими умовними позначеннями (рис. 61), контури пластів виділяють жирними лініями. У межах контурів пластів проставляють генетичні і вікові індекси.

На остаточно вибудуваний геологічний розріз наносять відмітки рівнів ґрунтових вод (РҐВ, див. рис. 60), розкритих під час проходження свердловин, з'єднуючи їх синьою пунктирною лінією.

Під час кінцевого оформлення геологічного розрізу лінії свердловин повинні чітко виділятися. Вибої свердловин підкреслюють короткою горизонтальною лінією, номери свердловин і абсолютні відмітки їхніх усть вказують над лінією топографічного профілю, відповідно, ліворуч і праворуч від устя свердловини. Можна зафарбувати пласти на розрізі стандартними, відповідно до віку порід, кольорами.

Побудований розріз супроводжують умовними позначеннями (див. рис. 61). Умовні позначення різних порід розташовують у суворій віковій послідовності (зверху вниз або зліва направо) – від молодших до старших порід.

Розріз підписують зверху: "Геологічний розріз по лінії свердловин". Тут же під назвою роботи, посередині вказують горизонтальний і вертикальний масштаби.

ЗАВДАННЯ ДЛЯ ПОБУДОВИ ГЕОЛОГІЧНИХ РОЗРІЗІВ ЗА ДАНИМИ СВЕРДЛОВИН

Нижче подано 15 варіантів завдань із побудови геологічних розрізів четвертинних відкладів за даними свердловин. У всіх випадках свердловини пробурені на місцевості по прямій лінії. Для побудови топографічного профілю наведено абсолютні відмітки устя свердловин і відстані між ними. У кожному завданні подано вертикальний і горизонтальний масштаби, які необхідно використовувати під час побудови профілів.

Вертикальні колонки показують геологічний розріз по кожній свердловині. При цьому всюди подано відмітки підошов розкритих пластів. Нижня цифра в колонці означає зазвичай вибій свердловини (завершення буріння).

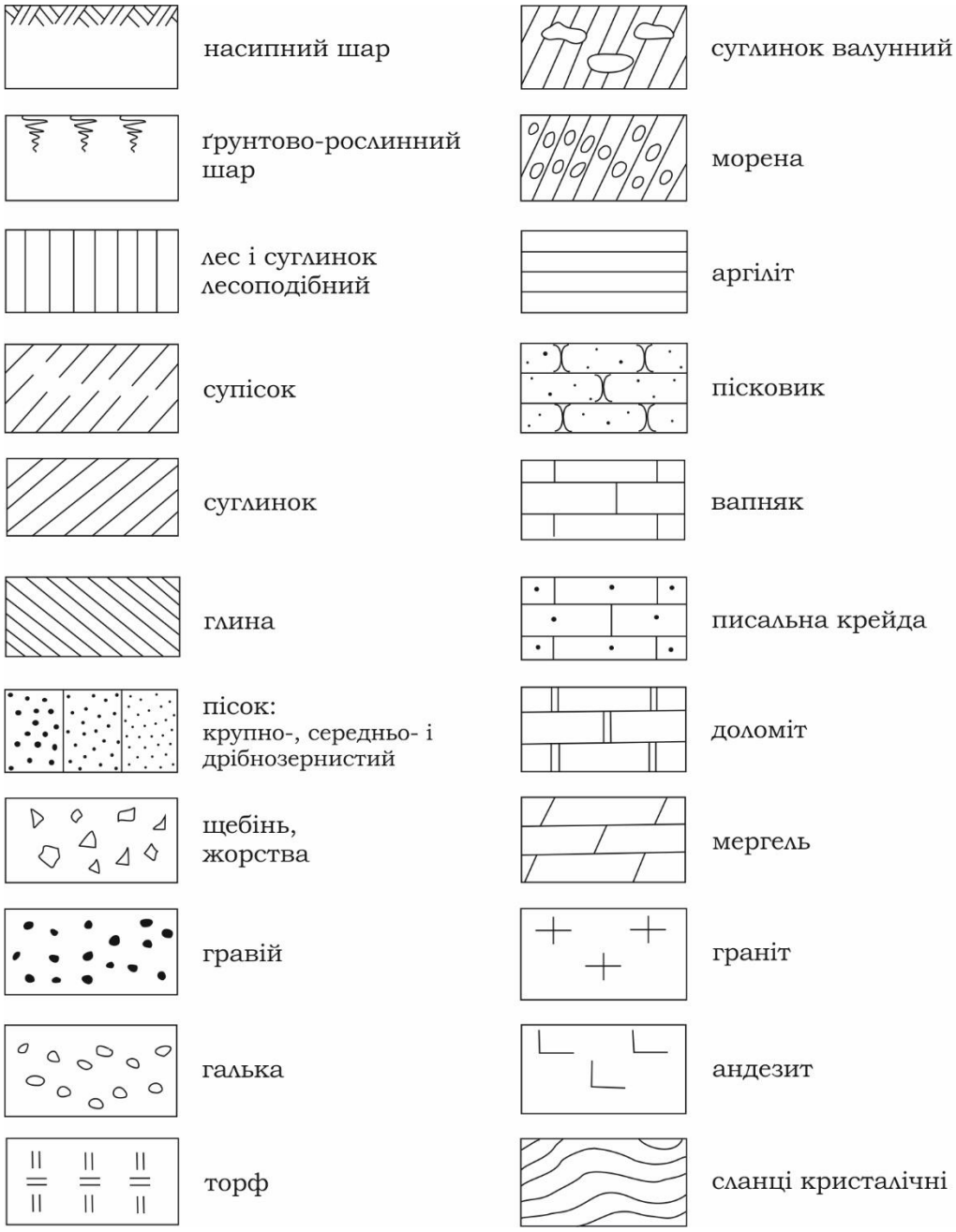


Рис. 61. Умовні позначення до геологічних розрізів

Тому, наприклад, якщо в першому варіанті завдань у першій свердловині вказано “Ґрунтово-рослинний шар – 0,3 м”, це означає, що з нуля (за нуль прийнято устя свердловини) розпочинається ґрунтово-рослинний шар у цій свердловині, підошва якого знаходиться на відмітці 0,3 м від початку буріння свердловини (устя). Очевидно, відмітка 0,3 м у цьому випадку є і покрівлею підстильного пласта, наприклад, галечників (“Галечники – 1,1 м”), що залягають нижче. Відмітка 1,1 м – це підошва галечників, яку відраховують від устя свердловини (умовного нуля), тобто потужність шару галечників становитиме 1,1 м – 0,3 м = 0,8 м. Відмітка 1,1 м у цьому випадку є і покрівлею підстильного пласта гравелітів. Аналогічним чином варто наносити і решту шарів порід, розкритих свердловинами.

Прочерк означає відсутність вказаних відкладів у свердловині, тобто породи виклинюються.

Умовні позначення, які необхідні для побудови геологічного розрізу, подані на рис. 61.

Варіант 1

Масштаб: горизонтальний 1 : 5 000
вертикальний 1 : 100

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	94,7	95,4	94,4	94,7
Відстань між свердловинами, м	280	290	310	
Ґрунтово-рослинний шар	0,3	0,2	0,3	0,4
Галечники	1,1	0,9	1,0	1,0
Гравеліти	2,1	1,2	1,2	2,2
Суглинки	3,3	–	–	3,5
Гравеліти	3,9	2,0	2,1	4,1
Глини	5,7	3,5	3,5	5,8
Мергелі	9,2	7,3	7,3	9,5
Аргіліти	10,9	8,8	8,9	11,1

Варіант 2

Масштаб: горизонтальний 1 : 5 000
вертикальний 1 : 1 000

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	135,7	136,3	135,3	136,3
Відстань між свердловинами, м	390	410	415	
Ґрунтово-рослинний шар	0,7	0,5	0,6	0,5
Супіски	8,0	9,0	10,0	12,0
Суглинки	14,5	17,5	16,5	15,0
Галечники	36,0	23,5	35,0	19,5
Піски	–	29,5	–	24,0
Галечники	–	37,5	–	30,5
Глини	50,0	51,0	47,5	44,0
Пісковики	57,0	59,0	54,4	50,0

Варіант 3

Масштаб: горизонтальний 1 : 2 000
вертикальний 1 : 200

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	132,3	132,7	132,8	132,8	132,8	133,1	133,2
Відстань між свердловинами, м	60	50	50	50	60	60	
Насипний шар	1,0	0,5	–	–	1,0	–	0,4
Суглинок темно-бурий	5,0	5,5	6,0	5,0	4,0	3,0	3,4
Супісок макропористий	9,0	8,3	8,0	8,7	9,0	8,5	8,0
Суглинок коричневий	13,4	13,5	13,0	13,7	14,0	14,5	13,0
Супісок коричневий	15,7	15,9	15,5	15,8	16,0	15,7	15,6
Глина коричнева	16,5	17,0	16,5	17,2	17,0	16,5	16,5

Варіант 4

Масштаб: горизонтальний 1 : 1 000
вертикальний 1 : 100

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	205,2	205,7	206,2	207,0	207,5	208,5
Відстань між свердловинами, м	50	60	60	60	50	
Абсолютні відмітки рівня ґрунтових вод, м	202,5	203,5	203,8	204,4	204,7	205,5
Насипний ґрунт	1,0	0,5	–	–	–	–
Ґрунт	1,5	1,0	0,5	–	–	–
Суглинок елювіальний	2,7	2,2	1,5	1,0	0,5	–
Суглинок елювіальний з жорствою	4,2	3,7	3,0	2,25	1,7	1,0
Жорства	5,5	5,0	4,2	3,2	2,7	2,0
Жорства зі щебенем	7,5	6,7	6,0	4,7	4,2	3,0
Щебінь	7,6	8,0	7,2	5,7	5,2	3,5
Сланці (корінні породи)	–	9,2	7,5	6,0	5,5	4,3

Варіант 5

Масштаб: горизонтальний 1 : 5 000
вертикальний 1 : 500

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	129,9	130,9	131,9	130,8	135,9	140,0
Відстань між свердловинами, м	250	250	250	250	250	
Абсолютні відмітки рівня ґрунтових вод, м	126,8	128,4	129,8	128,7	–	–
Торф	5,0	3,5	2,5	0,5	–	–
Суглинок алювіальний	12,5	8,5	5,5	2,0	–	–
Глина опіщанена алювіальна	20,0	14,0	10,0	5,0	1,5	–
Вапняк	21,0	41,0	31,0	19,0	8,5	20,0
Аргіліт	–	41,5	32,0	44,0	31,5	30,0
Пісковик	–	–	–	45,0	47,0	37,0
Галечник	–	–	–	–	47,3	37,5

Варіант 6

Масштаб: горизонтальний 1 : 2 000
вертикальний 1 : 200

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	180,0	175,0	174,2	173,8	177,0	181,0
Відстань між свердловинами, м	100	100	100	100	100	
Абсолютні відмітки рівня ґрунтових вод, м	–	–	173,0	173,2	–	–
Торф	–	0,5	1,0	0,8	0,2	–
Супіски	–	–	4,8	3,8	–	–
Піски	–	–	6,2	6,0	–	–
Галечник	–	–	9,2	8,6	–	–
Глини щільні корінні	24,0	16,0	15,0	15,0	20,0	26,0

П р и м і т к а. Між свердловинами № 3 і № 4 знаходиться русло річки шириною 30 м. Свердловина № 4 пробурена на відстані 25 метрів від берега річки. Дно річки знаходиться на відмітці 173,0 м.

Варіант 7

Масштаб: горизонтальний 1 : 2 000
вертикальний 1 : 200

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	168,1	166,9	169,0	166,7	167,8	166,0	166,9
Відстань між свердловинами, м	120	100	110	110	120	120	
Абсолютні відмітки рівня ґрунтових вод, м	163,6	162,4	165,0	162,9	164,0	163,0	163,3
Ґрунтовий шар	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Суглинки лесоподібні	1,7	1,2	2,0	1,1	–	–	–
Суглинки валунні	4,1	3,0	3,5	2,4	2,4	2,3	2,6
Пісок середньозернистий	6,8	5,5	5,8	4,4	5,1	–	–
Пісок дрібнозернистий	–	–	–	–	–	8,8	11,0
Глина	7,4	6,4	6,1	5,1	5,6	–	–
Пісок середньозернистий	10,7	10,3	10,1	6,2	6,9	–	–
Глина	11,1	–	–	7,0	7,4	–	–
Пісок середньозернистий	11,8	–	–	9,2	9,3	–	–
Супісок валунний	13,1	11,8	11,2	10,2	10,3	10,2	–
Крейда	–	–	11,9	10,7	10,9	10,9	–
Супісок валунний	–	–	12,5	13,5	11,8	11,6	–
Пісок крупнозернистий	14,0	12,4	–	–	–	–	–
Доломіт	16,5	13,5	15,0	–	13,5	13,3	12,5

Варіант 8

Масштаб: горизонтальний 1 : 5 00
вертикальний 1 : 100

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	220,0	215,3	215,5	217,2	217,0	217,1	228,3
Відстань між свердловинами, м	21,0	46,0	8,5	24,5	36,5	49,0	
Торф	–	–	–	0,6	0,5	0,6	–
Супіски	1,2	0,5	–	–	–	–	–
Пилуваті суглинки	–	–	0,5	0,8	–	–	7,2
Піски	–	1,1	–	3,1	1,5	2,7	8,4
Суглинки	–	–	–	–	–	3,5	–
Гравійно-галечникові відклади	–	3,4	2,7	5,3	4,8	4,7	10,6
Глинисті сланці з прошарками кристалічних вапняків	7,4	8,2	10,5	5,7	12,8	5,3	18,2

П р и м і т к а. Між свердловинами № 2 і № 3 знаходиться русло річки шириною 40 м. Глибина річки 1 м.

Варіант 9

Масштаб: горизонтальний 1 : 1 000
вертикальний 1 : 100

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	164,6	164,2	164,1	163,9	163,4	163,0	162,6
Відстань між свердловинами, м	60	30	30	60	60	60	
Абсолютна відмітка рівня ґрунтових вод	163,1	163,0	162,9	162,8	162,5	162,3	162,1
Торф	–	–	0,2	0,5	1,0	1,4	2,0
Суглинок делювіальний	–	–	0,7	1,1	1,7	2,3	3,0
Супісок елювіальний	–	0,4	1,0	2,6	4,5	5,8	7,0
Жорства	2,0	2,4	2,6	3,0	–	–	–
Щебінь	3,0	3,8	4,3	4,8	5,7	6,5	7,5
Граніт	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0

Варіант 10

Масштаб: горизонтальний 1 : 1 000
вертикальний 1 : 100

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	159,0	162,0	163,7	164,0	163,7	162,7	162,0
Відстань між свердловинами, м	60	60	60	30	60	60	
Насипний шар	–	–	–	–	0,3	1,0	2,0
Суглинок делювіальний	2,0	1,0	–	–	–	2,0	3,5
Суглинок елювіальний	3,5	2,0	–	–	–	2,8	5,0
Суглинок елювіальний із жорствою	5,0	3,0	–	–	0,5	3,5	6,5
Жорства	6,0	3,8	0,5	-	1,0	4,5	8,0
Жорства зі щебенем	7,0	4,5	1,3	0,5	1,8	6,0	9,5
Щебінь	7,2	5,5	2,0	1,0	2,5	7,0	9,8
Брили андезиту	–	6,2	2,9	2,0	2,7	7,3	–

Варіант 11

Масштаб: горизонтальний 1 : 5 000
вертикальний 1 : 500

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	138,3	143,5	146,0	147,0	143,2	135,4	128,5
Відстань між свердловинами, м	200	200	200	200	200	200	
Ґрунтовий шар	1,0	1,0	0,5	0,5	0,5	1,0	1,0
Суглинок делювіальний	3,0	3,0	2,5	2,0	2,5	3,0	5,0
Морена	6,0	4,0	–	–	–	–	–
Пісок дрібнозернистий	9,0	10,0	12,0	32,0	24,0	18,0	10,0
Глина	13,0	14,0	15,0	–	–	–	–
Пісок дрібнозернистий	18,0	27,0	30,0	–	–	–	–
Пісковик	28,0	35,0	34,0	37,0	35,0	28,0	20,0
Пісок дрібнозернистий	35,0	43,0	42,0	45,0	46,0	38,0	30,0
Вапняк літотамнієвий	47,5	45,0	47,0	48,0	47,0	39,0	35,0

Варіант 12

Масштаб: горизонтальний 1 : 10 000
вертикальний 1 : 200

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	177,5	170,5	163,0	163,5	170,5	171,0	175,5
Відстань між свердловинами, м	590	400	590	760	440	800	
Абсолютні відмітки рівня ґрунтових вод, м	170,5	168,5	162,0	162,0	164,0	166,0	172,0
Суглинок мулистий	–	–	3,0	3,5	5,0	4,0	–
Пісок дрібнозернистий	11,0	7,0	8,0	9,0	10,5	8,5	8,5
Пісок крупнозернистий з галькою	17,5	13,5	14,0	15,0	17,0	15,0	14,0
Глина щільна (корінна)	25,0	19,0	20,0	21,0	24,0	21,0	21,0

П р и м і т к а. Між свердловинами № 3 і № 4 знаходиться русло річки з абсолютною відміткою рівня води – 160,5 м.

Варіант 13

Масштаб: горизонтальний 1 : 1 000
вертикальний 1 : 500

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	85,0	85,0	88,2	94,1	96,3
Відстань між свердловинами, м	52	44	35	62	
Абсолютні відмітки рівня ґрунтових вод, м	Рівень води у річці		85,0	87,0	89,0
	85,0	85,0			
Пісок різнозернистий, alQ_4	5,0	4,0	6,2	11,1	–
Гравійно-галечникові відклади, alQ_4	7,0	8,5	16,7	22,1	–
Суглинок, alQ_3	–	–	–	–	1,3
Піски різнозернисті, alQ_3	–	–	–	–	12,3
Суглинок з гравієм, glQ_2	–	–	–	–	19,7
Аргіліт, J_2	16,0	16,5	25,2	31,5	32,3
Вапняк, C_2	26,0	23,5	31,5	35,7	41,0

П р и м і т к а. Свердловини № 1 і № 2 пробурені в зимовий час з льоду річки. Глибина річки у свердловині № 1 і № 2, відповідно, дорівнює 7 і 6 м. Під час побудови геологічного розрізу за нуль у цих свердловинах прийняти дно річки.

Варіант 14

Масштаб: горизонтальний 1 : 1 000
вертикальний 1 : 200

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	161,5	143,1	145,2	151,4	155,3
Відстань між свердловинами, м	45	50	60	70	
Суглинки	1,1	-	2,2	1,1	1,5
Пісок	12,5	3,5	5,3	9,5	13,5
Пісок з гравієм	13,5	4,5	6,3	10,5	15,5
Морена	15,2	-	-	-	-
Пісок флювіогляціальний	17,9	-	-	-	-
Вапняк	24,5	8,5	9,5	14,5	17,5

П р и м і т к а. Між свердловинами № 2 і № 3 знаходиться русло річки шириною 20 м. Відмітка рівня води в річці – 142,0 м.

Варіант 15

Масштаб: горизонтальний 1 : 2500
вертикальний 1 : 250

Номери свердловин	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
Абсолютні відмітки устя свердловин, м	91,2	84,8	78,9	78,5	75,3	73,9	73,2	72,8	75,9	81,9	84,2	93,0
Відстань між свердловинами, м	140	80	95	60	45	45	50	80	90	70	110	
Абсолютні відмітки рівня ґрунтових вод, м		75,7	73,9	73,5	73,2	73,0	72,7	72,7	73,2	76,2	78,8	87,0
Суглинки	6,0	4,0	0,5	-	-	-	-	-	-	1,5	-	-
Супіски	-	-	4,5	3,5	-	-	-	-	-	5,0	-	-
Галечники з піском крупнозернистим	-	-	-	-	-	3,0	3,0	3,2	-	-	-	-
Піски, Q_3	-	-	7,0	7,0	3,0	-	-	-	3,5	-	-	-
Піски, Q_2	-	15,5	14,0	14,0	10,0	6,0	7,5	7,0	10,5	-	-	-
Глини	-	-	20,9	23,3	21,1	-	-	-	14,5	-	-	-
Галечники	-	-	-	33,3	-	-	-	-	-	-	-	-
Пісковики	9,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,0	17,2
Мергелі	-	17,4	27,3	37,8	23,0	12,5	29,6	12,5	22,8	9,5	13,6	21,5

П р и м і т к а. Між свердловинами № 8 і № 9 знаходиться русло річки. Річкова долина має заплавну і дві надзаплавні тераси.

РОЗДІЛ VI

ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ГЕОЛОГІЧНІ КАРТИ І РОЗРІЗИ

6.1. ГЕОЛОГІЧНІ КАРТИ

Геологічну будову місцевості графічно зображають на геологічних картах і геологічних розрізах (рис. 62), які дають змогу відображати будову земної поверхні і прилеглої до неї частини земної кори.

Геологічна карта – це зменшена у певному масштабі проекція виходів корінних порід на горизонтальну площину. До *корінних* відносять породи дочетвертинного віку. Тобто геологічна карта є картою дочетвертинних відкладів. Під час складання геологічних карт на них не показують наймолодші (четвертинні) відклади, за винятком тих територій, де ці відклади досягають великої потужності (десятків або сотень метрів). Це зумовлено тим, що четвертинні відклади майже суцільним плащем перекривають давніші породи, маскуючи геологічну будову дочетвертинних порід. Тому для відображення четвертинних відкладів будують *геологічні карти четвертинних відкладів*.

В Україні усі геологічні карти створюються виключно Державними геологічними експедиціями на замовлення держави в результаті геологічного картографування, під час якого створюють також низку спеціальних карт – тектонічну, гідрогеологічну, геохімічну, корисних копалин та інші.

На геологічну карту наносять:

1. границі різновікових комплексів гірських порід (стратиграфічних підрозділів);
2. лінії тектонічних порушень (суцільна лінія – дійсно встановлені, пунктирна – передбачувані, ймовірні порушення);
3. границі магматичних комплексів, які часто проривають різні відклади стратиграфічної колонки певної території;
4. елементи залягання гірських порід – лінію простягання, лінію падіння, кут падіння.

Призначення геологічних карт визначають їхні масштаби. До оглядових відносять *дрібномасштабні* (1:1 000 000 та дрібніше) *карти.* Їхня мета – показати геологічну будову окремих країн і

континентів. Для території України видано оглядові геологічні карти масштабів 1:1 000 000 та 1:500 000.

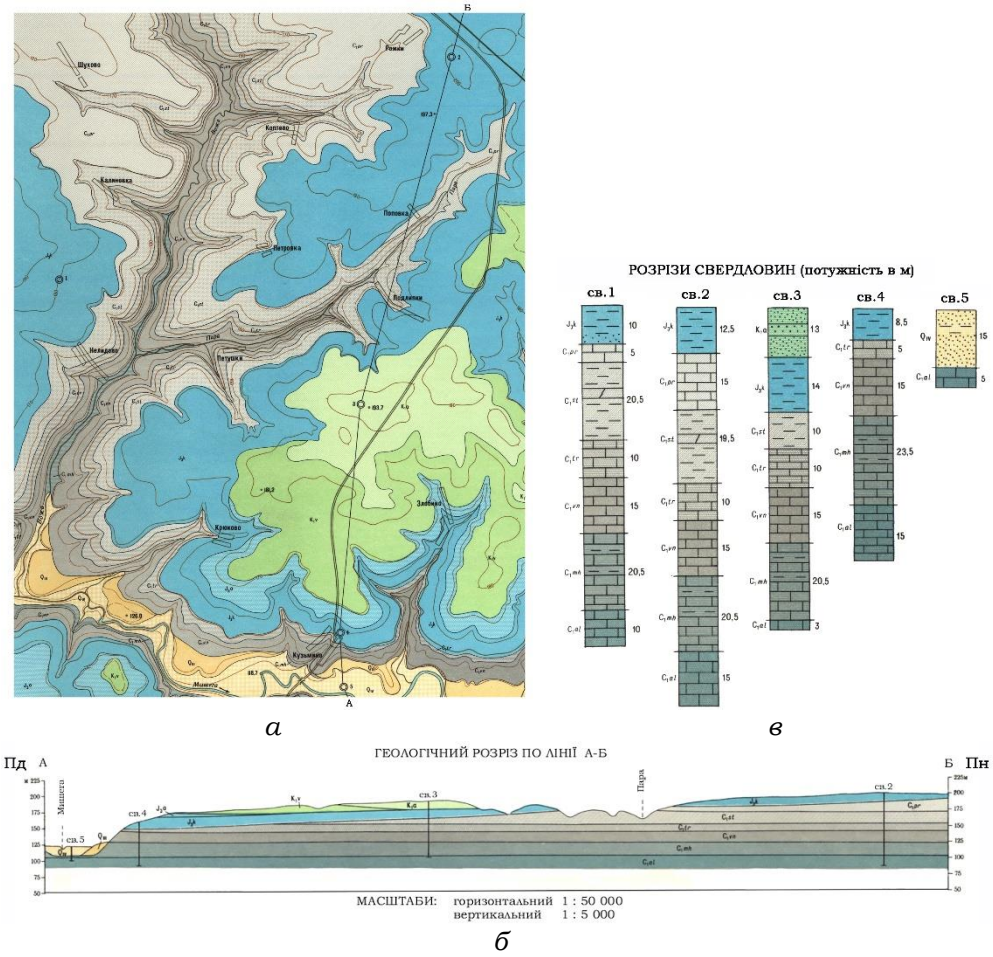


Рис. 62. Фрагмент геологічної карти (*а*), геологічний розріз до неї по лінії А–Б (*б*) і колонки свердловин (*в*), за якими побудований розріз

Найрозповсюдженішими у геологічній практиці є *середньомасштабні* (1:200 000 – 1:50 000) *карти*. Їх використовують для перспективної оцінки району або пошуків тих чи інших видів корисних копалин. Найбільшою повнотою відомостей та детальністю зображень характеризуються *крупномасштабні* та *детальні* (масштаби 1:25 000 – 1:5 000) *карти*. Їх використовують для зображення геологічної будови родовищ корисних копалин,

їхніх окремих ділянок або конкретних покладів. На картах середніх і крупних масштабів горизонталями зображають рельєф місцевості, тобто топографічну основу. Топооснова геологічних карт середніх та крупних масштабів – спрощена топографічна карта, на якій для орієнтування і прив'язки до місцевості залишені горизонталі, гідрографічна мережа й окремі населені пункти.

Вік порід на геологічних картах позначають індексами та відповідними кольорами (див. табл. 6, 7). Для позначення віку гірських порід на геологічних картах Міжнародним геологічним конгресом прийнято єдину для всіх країн світу *колірну шкалу*. Так, докембрій нерозчленований має рожевий колір, а гадей – темно-малиновий, архей – малиновий, протерозой – ясно-рожевий, палеозой нерозчленований – зеленувато-сірий; кембрій – синьо-зелений, ордовик – оливковий, силур – світлий сіро-зелений, девон – коричневий, кам'яновугільний – сірий, перм – жовто-коричневий, мезозой нерозчленований – блакитний, тріас – фіолетовий, юра – синій, крейда – зелений, кайнозой нерозчленований – жовтий, палеоген – оранжевий, неоген – темно-жовтий, четвертинний – світло-жовтий. У межах одного геологічного підрозділу чим давніші породи, тим темнішим буде відтінок на геологічній карті. Наприклад, у межах крейдової системи, яку позначають зеленим кольором, її нижній (старший) відділ має темно-зелений колір, а верхній (молодший) – світло-зелений.

Для позначення віку гірських порід, крім кольору, обов'язково вказують *вікові індекси*, які подають латинськими літерами. У складі індексів ставлять назву системи у вигляді заголовної латинської літери. Наприклад, індекс кам'яновугільної системи – *C*. Індекси відділів складаються з індексів систем з додаванням до них праворуч унизу цифрового знака в порядку розміщення відділів (наприклад, нижньокам'яновугільний відділ – C_1; середньокам'яновугільний – C_2; верхньокам'яновугільний – C_3). Індекси ярусів утворюють з індексів відділів з додатковим літерним знаком (перша або перша і наступна приголосні літери назви ярусу), що ставиться поряд зі знаком відділу (наприклад, C_1v – візейський ярус).

Під час повного об'єднання в одному стратиграфічному підрозділі двох сусідніх підрозділів ставлять знак плюс (наприклад, *C+P*); коли ж об'єднують частини шарів систем, використовують знак тире (наприклад, *J–K*). В останньому випадку на першому місці вказується індекс давніших підрозділів.

Дуже часто на земну поверхню виходять магматичні породи, вік яких установити не завжди можливо. Тому для них на

геологічних картах позначається не вік, а їхній клас, який показують яскравими насиченими кольорами, прийнятими Міжнародним геологічним конгресом, з додаванням індексу. Для кислих і середніх інтрузій – червоний колір, для основних – густо-зелений, для ультраосновних – густо-фіолетовий. Індексацію виконують за допомогою прийнятих заголовних і рядкових букв грецького алфавіту (наприклад, андезити – α – альфа, граніти – γ – гама).

Четвертинні відклади, як правило, малопотужні, їхній склад може різко змінюватись навіть на невеликій відстані. Головно це континентальні відклади (льодовикові, алювіальні, елювіальні тощо). На картах корінних порід їх зображають лише в тому випадку, коли їхня потужність значна і нема достатньої кількості даних про корінні породи, які їх підстилають, наприклад, у місцях, де відбувається активне накопичення відкладів – уздовж річкових долин або на ділянках розповсюдження потужних льодовикових відкладів тощо.

На картах четвертинних відкладів показують розташування літологічних і генетичних відмінностей у плані. У четвертинних відкладах зазвичай відсутні складчасті структури.

Як зазначено вище, на геологічних картах, крім зображення границь різновікових і магматичних комплексів, також наводять *розривні тектонічні порушення* та *елементи залягання порід*.

Розривні тектонічні порушення позначають червоними лініями, при цьому встановлені порушення зображають суцільною лінією, а передбачувані (ймовірні) – пунктирною.

Елементи залягання порід зображають значками. Серед елементів залягання гірських порід розрізняють лінію простягання, лінію падіння та кут падіння (рис. 63).

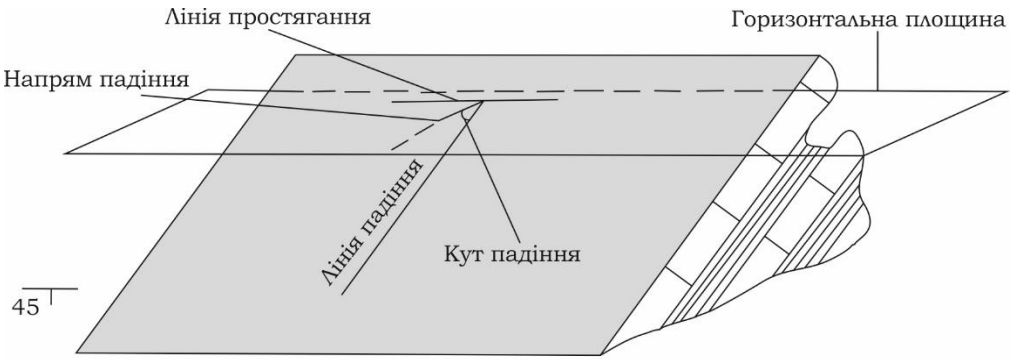


Рис. 63. Елементи залягання гірських порід

Елементи залягання порід вимірюють гірничим (геологічним) компасом. *Гірничий* (*геологічний*) *компас* (рис. 64) – прилад, яким визначають напрям (азимути) простягання і падіння, а також кути падіння пласта або тріщин гірських порід. Це один з найголовніших інструментів, що використовують геологи під час польових досліджень. Крім замірів елементів залягання шарів гірських порід, за його допомогою здійснюють орієнтування на місцевості, прив'язку точок спостереження тощо. Геологічний компас має певні особливості, що відрізняють його від звичайного компасу. Так, лімб гірничого компасу розмічений не за, а проти руху годинникової стрілки й, таким чином, захід та схід поміняні місцями. Лімб компаса нерухомий, а бік компаса з відміткою "Пн" ("N") або "0" називають північним. Також геологічний компас має клінометр (див. рис. 64), за допомогою якого вимірюють кут нахилу пласта. Компас обладнаний рівнем, фіксатором стрілки тощо. У більшості сучасних моделей наявні деякі додаткові засоби.

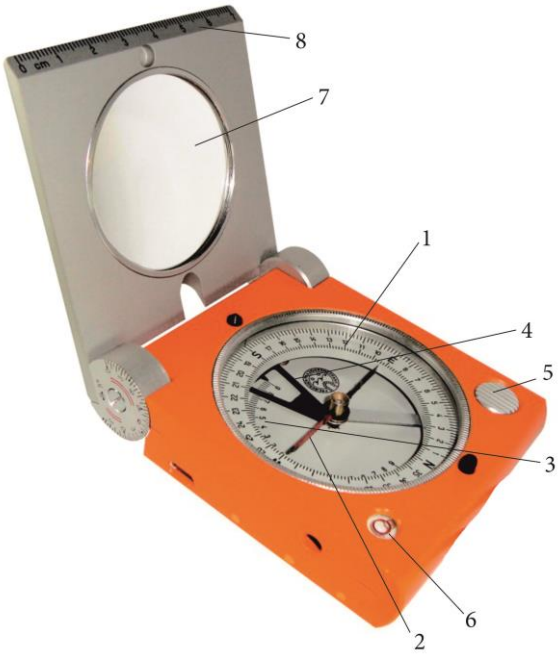


Рис. 64. Гірничий (геологічний) компас:
1 – лімб компаса; *2* – магнітна стрілка; *3* – лімб клінометра; *4* – клінометр; *5* – фіксатор магнітної стрілки; *6* – рівень; *7* – дзеркало; *8* – лінійка

Перейдемо до характеристики елементів залягання шарів гірських порід. У нахиленого пласта будь-яку горизонтальну лінію, яку проведено по покрівлі чи підошві цього пласта, називають *лінією простягання*. Перпендикуляр до лінії простягання, який лежить на тій же площині, називають *лінією падіння*. Лінія падіння напрямлена по ухилу схилу. Для повної характеристики залягання шару визначають також кут нахилу шару по відношенню до горизонтальної поверхні, тобто кут падіння. *Кут падіння* – це кут між лінією падіння і горизонтальною площиною (див. рис. 63).

На рис. 65 показано зображення елементів залягання на геологічній карті за різних умов розташування шарів. Розрізняють горизонтальне, моноклінальне, перевернуте залягання тощо.

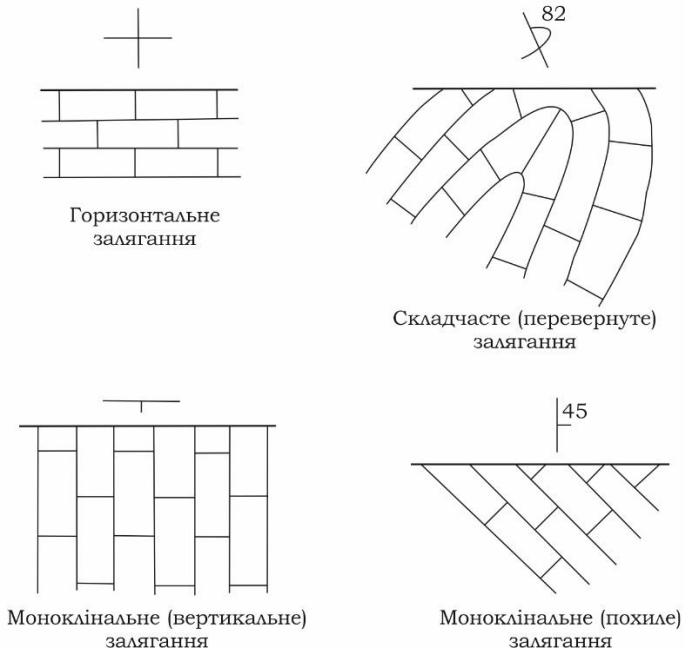


Рис. 65. Зображення елементів залягання гірських порід на геологічній карті за різних умов залягання шарів

У випадку ***горизонтального залягання*** порід границі вікових комплексів і горизонталі на геологічній карті будуть паралельними між собою або співпадатимуть (див. рис. 62). Горизонтальне залягання шарів характеризується загальним горизонтальним або близьким до нього розташуванням поверхонь нашарування. За ідеально плоского рельєфу і витриманості шарів на

великій відстані у плані можна побачити лише верхній шар, тобто геологічна карта буде одноколірною. Однак природний рельєф часто розчленований, тому на понижених ділянках виходять на поверхню і давніші шари, а підвищення складені відносно молодшими породами. Отже, за умов горизонтального залягання порід кожен шар, що залягає нижче, є давнішим, ніж шар, що перекриває його (див. рис. 62). Це формує певну строкатість розповсюдження гірських порід у плані, яка залежить від ступеня розчленованості рельєфу і потужності окремих товщ або шарів.

Моноклінальне залягання порід відзначається ухилом пластів в один бік під однаковим кутом до горизонту (рис. 65–68). Це може бути крило великої складки, яка займає значну площу, тому в межах району, охопленого картою, не спостерігатиметься перегинів шарів і зміни елементів залягання. За умов ідеально плоского рельєфу на геологічній карті моноклінальне залягання різноманітних товщ буде виглядати як чергування окремих смуг, паралельних між собою, кожна з яких буде відповідати тій або іншій товщі. При цьому давніші шари послідовно змінюються молодшими в напрямі їхнього падіння. На геологічній карті лінії простягання у такому випадку будуть паралельними, а кути падіння при цьому не змінюватимуться. Додамо, що в умовах інтенсивно розчленованого рельєфу обриси виходів пластів на земну поверхню будуть складнішими. Крім того, вони залежать від кута падіння пластів. Якщо пласти порід залягають під однаковим кутом у 90°, то таке залягання називають *вертикальним* (рис. 68).

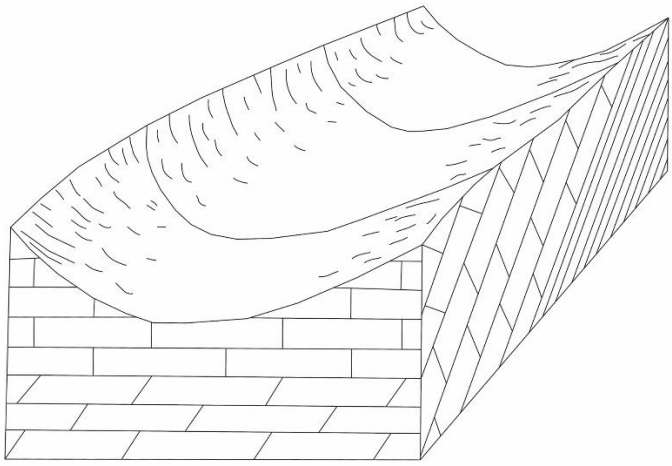


Рис. 66. Блок-діаграма моноклінального залягання порід

Рис. 67. Моноклінальне залягання порід у долині р. Рибниця у м. Косів

Рис. 68. Вертикальне залягання порід девону (герцинська складчастість) у природному заповіднику Сліховіце (м. Кельце, Польща)

Для спрощення читання карти з порушеним заляганням шарів поряд з геологічними межами для визначення характеру залягання порід наносять додаткову інформацію у вигляді позначок елементів залягання порід (див. рис. 65) і стратиграфічних індексів.

Складчасте залягання гірських порід характерне головно для геосинклінальних* областей. Це порушення нормального залягання геологічних пластів без розриву їхньої суцільності, але з утворенням складок (рис. 69) – хвилеподібних згинів верств гірських порід різних розмірів (рис. 70). Упродовж геологічної історії Землі виділяють кілька періодів посилення складкоутворення – тектонічних циклів (див. табл. 7).

Рис. 69. Складчасте залягання порід девону (герцинська складчастість) у природному заповіднику Сліховіце (м. Кельце, Польща)

На геологічних картах районів зі складчастою будовою гірських порід спостерігається строкатість у розташуванні різновікових шарів порід.

* *Геосинкліналь* – лінійно витягнута ділянка земної кори, в межах якої інтенсивно проявляються вертикальні, горизонтальні, складчасті, розривні рухи, магматизм, вулканізм, сейсмічність тощо (наприклад, Карпатська геосинклінальна область).

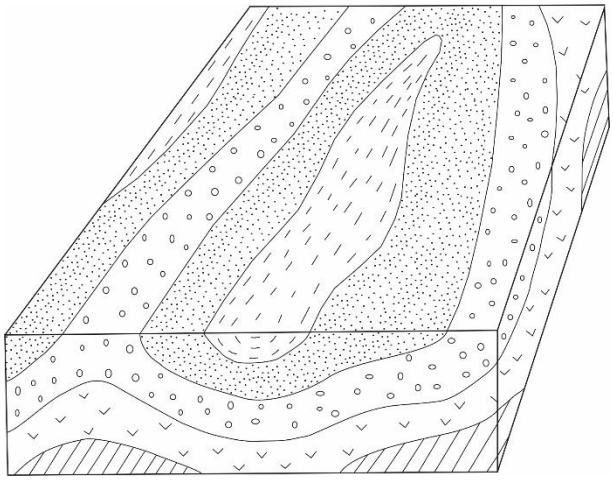
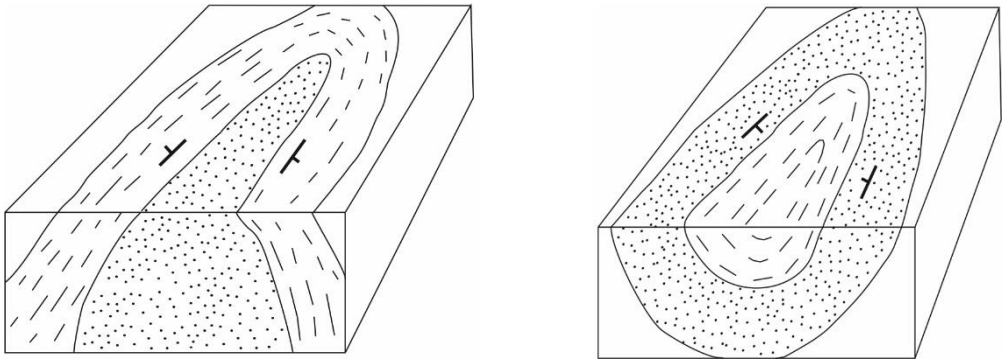


Рис. 70. Блок-діаграма ділянки зі складчастим заляганням гірських порід

Найпоширенішими серед складчастих дислокацій є антиклінальні і синклінальні складки. *Синклінальною* називають складку, у центральній частині (ядрі) якої знаходяться наймолодші породи і склепіння якої повернуте вниз (рис. 71). *Антиклінальною* називають складку, у ядрі якої знаходяться найдавніші породи і склепіння якої повернуте вверх (рис. 71).



а *б*

Рис. 71. Антиклінальна (*а*) і синклінальна (*б*) складки

Морфологія і розміри складок бувають дуже різноманітними. У будові складок розрізняють ядро, крила, вісь, осьову поверхню, шарнір, висоту і ширину (рис. 72).

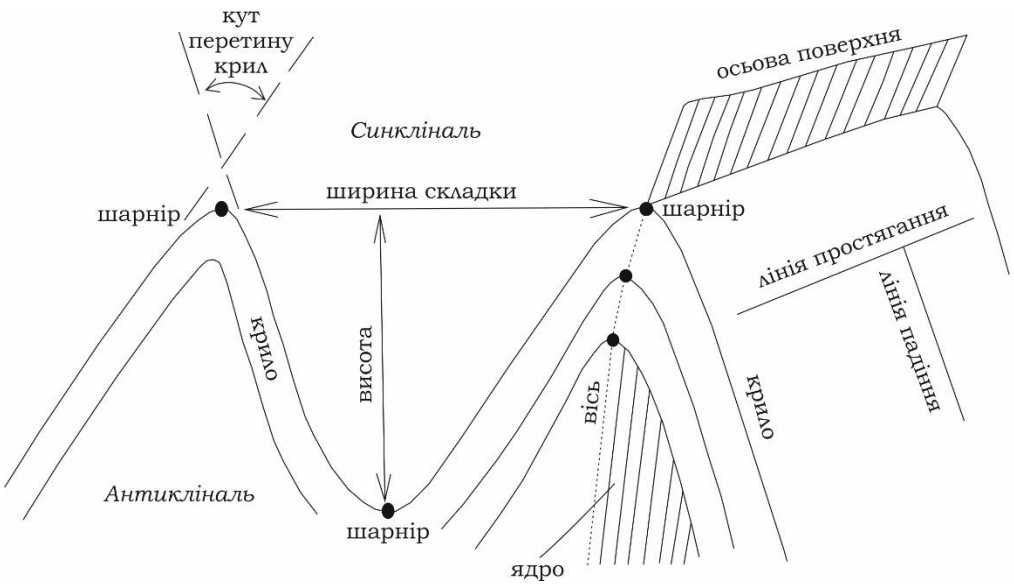


Рис. 72. Будова складок

Руйнування складок з поверхні проходить одночасно з процесом їхнього формування. У значній мірі зрізаються підвищені ділянки місцевості, які приурочені до антикліналей. *У результаті цього на денній поверхні з'являються давніші породи, які складають ядра антиклінальних форм.* Наймолодші шари у синклінальних складках після денудації можуть залишатись незруйнованими або частково зрізаними. *У ядрах синклінальних складок на поверхні Землі завжди будуть розташовуватись молодші породи, ніж ті, які є на крилах складок.* Шари складчастих порід на геологічній карті бувають у вигляді витягнутих паралельних, збіжних і розбіжних, зигзагоподібних, дугоподібних і концентричних смуг. Ширина смуг нерідко звужується, розширюється, а іноді і вони виклинюються. Таке розташування шарів гірських порід на геологічній карті пояснюють відслоненням різних частин конкретних складчастих структур на денудованій поверхні Землі. Основною ознакою складчастого залягання шару на геологічній карті є симетрично повторюване розташування шарів (смуг) гірських порід відносно непарної смуги або ділянки, яка відповідає внутрішній частині складки, що представляє ядро структури. Антиклінальні складки на геологічній карті розпізнають по симетричному розташуванню смуг молодших порід по відношенню до центральної (давньої непарної) ділянки, яка представляє ядро складки (див. рис. 71). Синклінальні складки у плані визначають по

центральній непарній ділянці (ядру) складки, побудованій молодшими породами, ніж смуги симетрично і послідовно розташованих по відношенню до ядра давніх порід (див. рис. 71).

На картах зі складчастим заляганням порід межі вікових комплексів перетинають горизонталі, але не замикаються у межах карт. Лінії простягання і кути падіння змінюються.

Серед форм порушеного (дислокованого) залягання гірських порід, крім складчастих, виділяють різні типи ***розривних дислокацій***. Як уже зазначалось, на геологічних картах їх зображують червоними лініями. Найпоширенішими типами розривних дислокацій є скиди, підкиди, горсти, грабени, насуви та ін. (рис. 73).

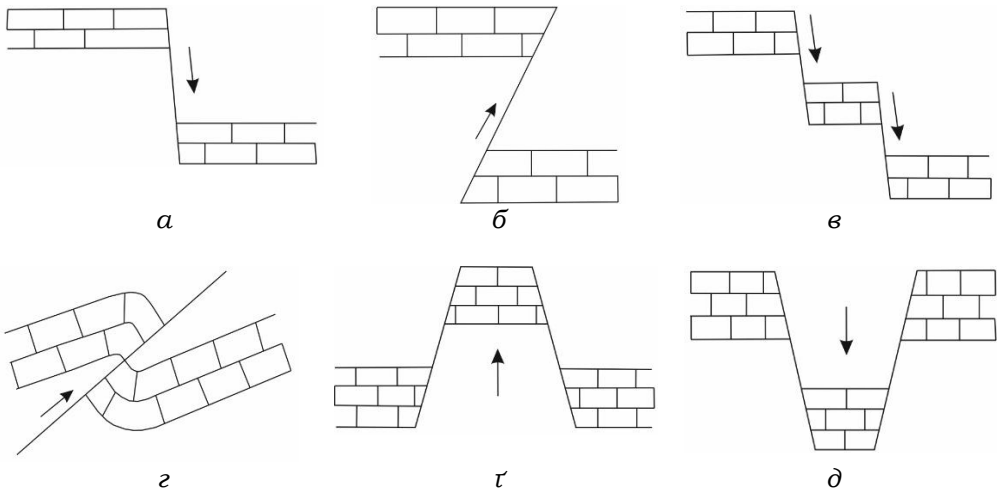


Рис. 73. Типи розривних дислокацій:
а – скид; *б* – підкид; *в* – східчастий скид; *г* – насув; *ґ* – горст; *д* – грабен

У межах **платформ** рельєф вирівняний, а корінні породи, зазвичай, морського походження. Вони характеризуються відносно малою потужністю і горизонтальним або близьким до нього заляганням. Магматичні утворення відсутні або мало розвинені.

У **геосинклінальних областях**, які характеризуються сильно розчленованим рельєфом і широким розвитком магматичних і метаморфічних порід, корінні породи відносно великої потужності, вони зім'яті у складки, порушені розривами тощо.

Геологічні карти супроводжують:

- стратиграфічною колонкою;
- геологічними розрізами;
- умовними позначеннями.

Стратиграфічна колонка – це зведений розріз вивченої території із зображенням послідовності осадконагромадження, віку порід, їхніх потужностей і літологічного складу. Для скорочення розмірів зведеної стратиграфічної колонки, якщо окремі товщі порід досягають великої потужності, допускають зменшення графічного зображення її умовним розривом. Границі порід, попри їхнє можливе похиле залягання, проводять в колонках горизонтально. Там, де вікова послідовність нашарувань відкладів є непорушеною, границі проводять у вигляді *прямих ліній,* а там, де окремі стратиграфічні підрозділи випадають, – *хвилястих.* Склад порід зображують *умовними знаками.*

Геологічний розріз – вертикальний переріз місцевості із зображенням потужностей, віку і умов залягання гірських порід. Геологічний розріз демонструє геологічну будову території по певній лінії до вивченої глибини. Для побудови розрізів широко використовують результати буріння. Вертикальний і горизонтальний масштаби на геологічних розрізах переважно не співпадають.

Всі позначки, які задіяні на геологічній карті, виносять з відповідними поясненнями в ***умовні позначення***. У системі умовних позначень дотримуються наступної послідовності: спочатку подають стратиграфічні підрозділи осадових, магматичних і метаморфічних гірських порід від наймолодших (зверху) до найстарших (нижче), після них подають знаки інтрузивних порід, а в кінці (внизу) – всі інші позначення, які є на карті.

6.2. МЕТОДИЧНІ РЕКОМЕНДАЦІЇ ДО ОПИСУ ГЕОЛОГІЧНОЇ КАРТИ

Тема роботи: Геологічна будова ділянки ... (за листом навчальної геологічної карти № __)

1. Ознайомитись з назвою карти, масштабом і прийнятими умовними позначеннями.

2. Визначити характер досліджуваної ділянки: геосинкліналь чи платформа з обов'язковим обґрунтуванням. Схарактеризувати тип рельєфу: гірський, рівнинний, плоский, нахилений, горбистий тощо. Звернути увагу на абсолютні відмітки території. Виділити крупні форми рельєфу: гірські хребти, міжгірські улоговини, річкові долини (гірські – з вузькими ущелинами і порогами, рівнинні –

з широкими терасами, старицями і дельтами) з наведенням їхньої характеристики.

3. Навести опис відкладів, що беруть участь у будові території, їхню локалізацію. Це необхідно виконувати на стратиграфічній основі з використанням даних геологічної карти, стратиграфічної колонки і умовних позначень, починаючи від найдавніших відкладів до наймолодших. Наприклад, у геологічній будові району беруть участь протерозойські (PR), ордовицькі (O), силурійські (S), крейдові (K) і четвертинні (Q) відклади. Далі необхідно навести детальну характеристику цих відкладів із зазначенням їхнього поширення на місцевості, потужностей, літологічного складу, умов залягання (горизонтальне, моноклінальне або складчасте), перерв в осадконагромадженні тощо. Звернути увагу на перспективність території стосовно родовищ корисних копалин.

4. З'ясувати наявність чи відсутність тектонічних порушень, їхню локалізацію, зв'язок з характером досліджуваної території, які породи розривають.

6.3. ПОБУДОВА ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗРІЗУ ЗА КАРТОЮ

6.3.1. Методика побудови геологічного розрізу за картою з горизонтальним заляганням шарів гірських порід

Для пропонованої лабораторної роботи наводимо приклад фрагменту геологічної карти ділянки з горизонтальним заляганням порід і геологічний розріз по лінії А–Б цієї ж карти, побудова якого є метою цієї роботи (рис. 74). Далі наводимо алгоритм його побудови.

1. На міліметровому папері наносять нульову лінію, яка відповідає довжині лінії геологічного розрізу на карті. З обох сторін її обмежують вертикальними прямими, на яких будують вертикальні масштабні лінійки з позначенням абсолютних відміток території, яку перетинає лінія профілю. Під час побудови масштабної лінійки керуються вибраним вертикальним масштабом, який, як правило, або дорівнює горизонтальному масштабові карти, або більший від нього (залежно від висотних відміток території, січення горизонталей і потужностей геологічних пластів). Якщо потужність будь-якого шару на розрізі виходить менше міліметра, то вертикальний

масштаб збільшують з таким розрахунком, щоб найтонший шар на розрізі був товщиною не менше 1 мм.

На кінцях профілю проставляють букви, які вказують сторони світу, і ті букви або цифри, які стоять на кінцях профілю на карті (рис. 62, 74, 75).

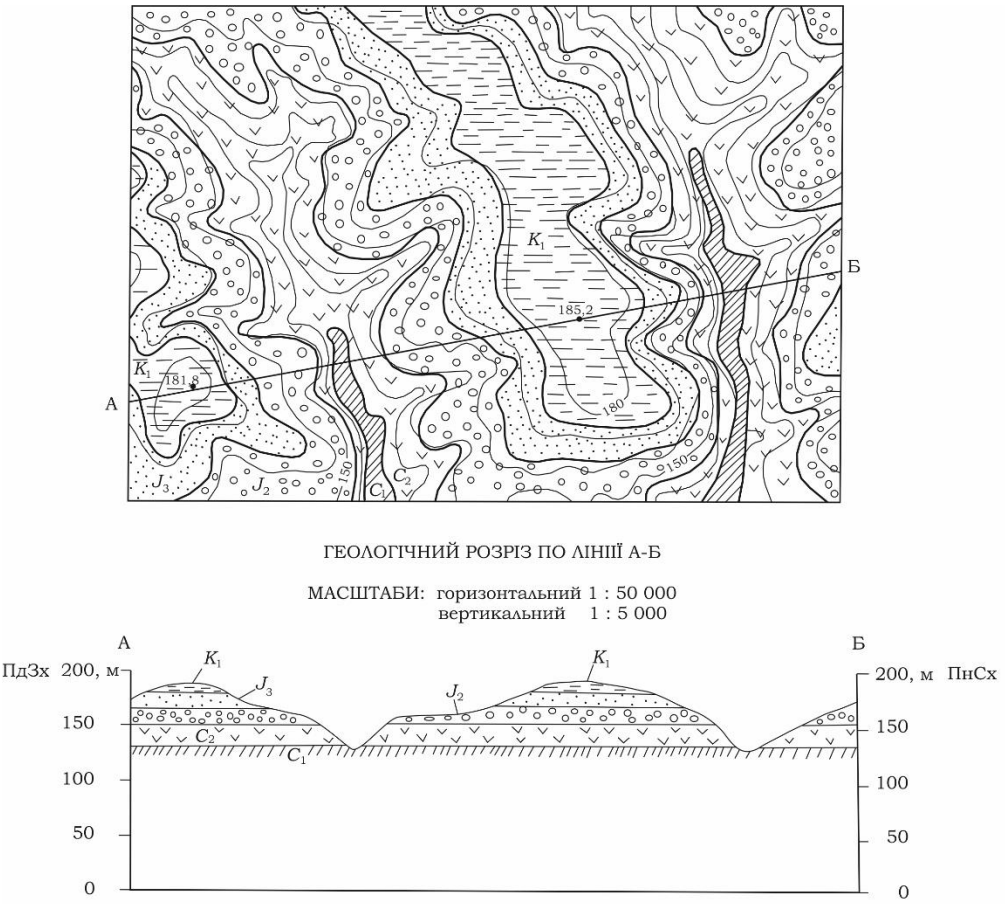


Рис. 74. Геологічна карта і розріз по лінії А–Б ділянки з горизонтальним заляганням порід

2. Уздовж заданої лінії розрізу по горизонталях, зображених на карті, будують топографічний профіль. Для цього у відповідності з горизонтальним і вертикальним масштабами на розріз, що будується, наносять точки перетину заданої лінії профілю з горизонталями. Отримані точки з'єднують плавною лінією (див. рис. 75).

Під час накреслення топографічного профілю по карті з горизонтальним заляганням порід слід з максимальною точністю відобразити усі деталі рельєфу. За неточної побудови цього профілю у подальшому спотворяться розташування геологічних меж і потужність шарів у розрізі.

Рис. 75. Топографічний профіль по лінії А–Б геологічної карти ділянки з горизонтальним залеганням порід

3. На побудований топографічний профіль наносять усі межі між різними віковими (стратиграфічними) підрозділами з геологічної карти. Для кращого орієнтування проставляють індекси цих підрозділів (рис. 76).

Рис. 76. Нанесення на топографічний профіль меж між різними стратиграфічними підрозділами з відповідними індексами

4. Відобразивши точки виходу геологічних меж на поверхні рельєфу у випадку горизонтального залягання, тонкими суцільними, майже горизонтальними лініями прокреслюють покрівлю і підошву шарів уздовж лінії профілю. Об'єднання аналогічних шарів можливе лише для порід, однакових за складом, віком і походженням (генезисом), а іноді однакових тільки за віком і генезисом

(рис. 77). Ширина смуг, які відповідають одному і тому ж пласту, на карті може змінюватися. Це пов'язано не стільки зі змінами істинної потужності пласта, яка є зазвичай постійною, а залежить від ухилів рельєфу. Ширина смуги, яка відповідає певному пласту на карті, буде лише його видимою потужністю, а не істинною (рис. 78).

Рис. 77. Об'єднання одновікових шарів на розрізі за умов горизонтального залягання порід

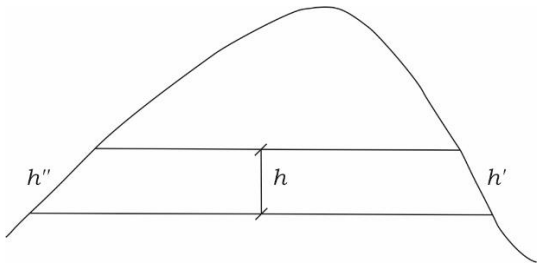


Рис. 78. Залежність видимої потужності шару від ухилу місцевості: істинна (h) і видима (h', h'') потужність шару

5. Окремо слід розглянути ділянки з незгідним заляганням порід. Це, насамперед, ділянки розповсюдження четвертинних відкладів, які практично завжди залягають незгідно на корінних породах у вигляді покривів (рис. 79). Наприклад, лінія розрізу перетинає долину річки, де на геологічній карті через значну потужність четвертинних порід показано четвертинні алювіальні відклади, які заповнюють коритоподібну форму рельєфу, яка відповідає долині річки. Ці відклади і показують на розрізі у першу чергу.

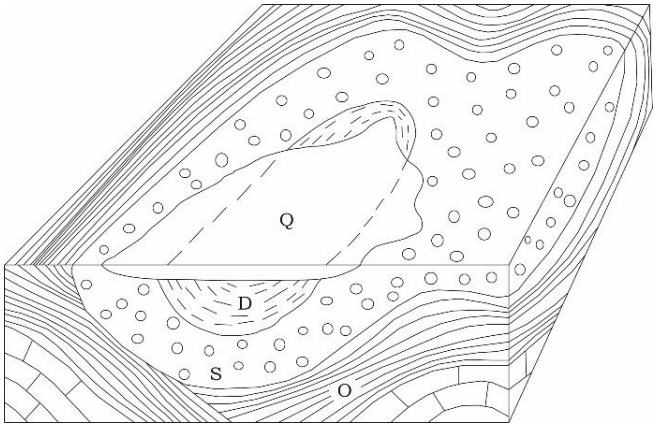


Рис. 79. Незгідне залягання четвертинних відкладів на корінних породах

Далі за необхідності проводять геологічні межі шарів, які перекриті четвертинними відкладами, шляхом умовного "просвічування" покривних відкладів у місці ймовірного проведення меж на ділянці між точками виходу четвертинних порід.

6. Завершальне оформлення розрізу полягає в тому, щоб перенести його на чистий аркуш міліметрового паперу і розфарбувати породи однорідного складу і однакового віку відповідно до кольору, який на карті. У межах кожного пласта наносять геологічні індекси, на кінцях розрізу проставляють букви (з лінії розрізу на карті) і вказують орієнтування розрізу відносно сторін світу, прийняті масштаби (горизонтальний, вертикальний) та умовні позначення, які розташовують у віковій послідовності – знизу вверх або справа наліво від старших до молодших.

6.3.2. Методика побудови геологічних розрізів складчастих зон, ускладнених розривними порушеннями

1. Як і під час побудови геологічного розрізу ділянки з горизонтальним заляганням порід, виконують три перших пункти з попереднього підрозділу 6.3.1 (див. с. 122–124).

2. Виокремити ділянки горизонтального залягання порід і складчастої будови, області розповсюдження магматичних порід і розривних порушень. Визначити стратиграфічну послідовність комплексів порід, які складають структурні форми. Встановити, які вікові горизонти у стратиграфічному розрізі відсутні. Для цього часто необхідно прочитати геологічну карту суміжних районів і за

можливості встановити причину відсутності у розрізі конкретних шарів або горизонтів. Якщо відсутні на поверхні шари виходять на сусідніх ділянках, то необхідно відстежити їх за простяганням і встановити, де і у результаті чого вони зникають (виклинюються) на карті.

3. На топографічний профіль нанести лінії розривних порушень (зміщувачі*) товстішою лінією, аніж межі шарів. Встановлені розривні порушення на карті показують суцільною червоною лінією, ймовірні – пунктирною. Суцільна лінія, яка переходить в пунктирну, зазвичай, говорить про затухання цього порушення. Вертикальні і крутоспадні зміщувачі на геологічних картах протягують у вигляді прямих ліній незалежно від форм, які вони перетинають. За умов пологого падіння зміщувачів і розчленованого рельєфу лінії насувів будуть звивисті і їхні форми будуть пояснюватись рельєфом місцевості.

Під час розвитку скидів і підкидів визначають, який бік структури відносно опущений і який припіднятий. За наявності серії з двох і більше ліній зміщення встановлюють форму комбінованої структури (східчасті скиди або підкиди, грабени або горсти). На розрізі відмічають опущене крило знаком мінус, пам'ятаючи, що один і той же блок в одному місці структури по лінії розриву може бути припіднятим, а в іншому опущеним або за двох розривів на одній стороні може мати знак підняття (плюс), а на іншому – опускання (рис. 80). Для визначення напряму переміщення блоків слід керуватися наступним правилом: у піднятому крилі розривного порушення відстежуються давніші породи, які по лінії розривного порушення безпосередньо контактують з молодшими породами опущеного крила (див. рис. 80).

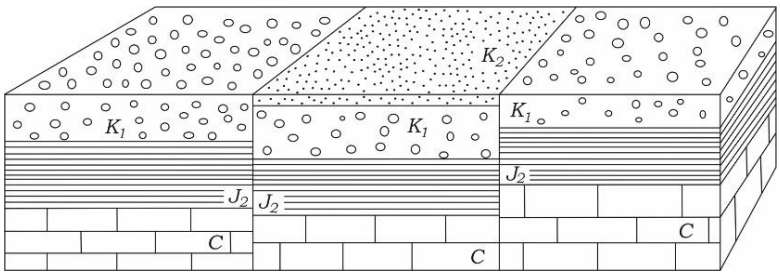


Рис. 80. Блок-діаграма ділянки з горизонтальним заляганням порід, порушених розривами

* *Зміщувач* – площина (поверхня, зона), по якій виникло розчленування товщі порід на блоки й подальше їхнє відносне переміщення.

Під час порушення поперечними або діагональними скидами антиклінальної або синклінальної складки піднятою є та їхня частина, у ядрі якої відслонюються давніші породи. Крім того, в антиклінальній складці ядро в піднятому блоці ширше, аніж в опущеному. У синклінальній складці, навпаки, у піднятого блоку ядро вужче, аніж в опущеному (рис. 81).

4. Після уважного вивчення і перенесення геологічних меж на топографічний профіль побудову розрізу виконують у наступній послідовності.

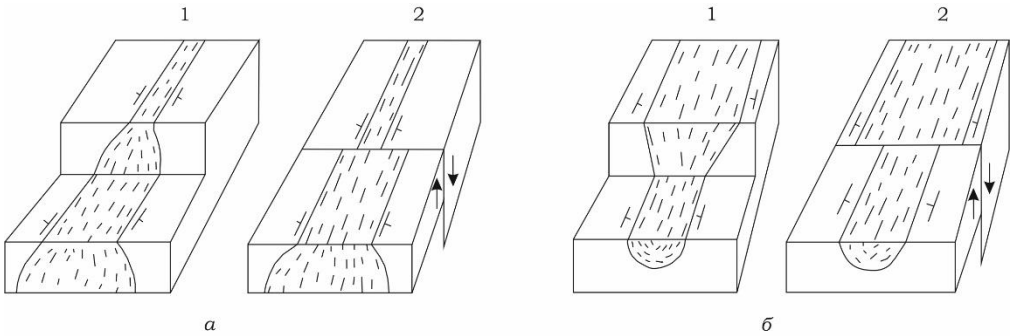


Рис. 81. Поперечні скиди складок:
а) антиклінальні; *б)* синклінальні; *1* – розташування до скиду (для ілюстрації геологічної будови блоків передні верхні частини видалені); *2* – розташування блоків після скидів і денудації припіднятих крил

Використовуючи стратиграфічну колонку, з точок виходів на поверхню меж між відкладами у вигляді похилих ліній під кутом 45° до горизонту показують, яка з відмежованих товщ лежить вище (молодша), а яка нижче (старша). Розглянемо, наприклад, побудову розрізу по лінії А–Б (рис. 82).

Як видно з карти, лінія розрізу перетинає зліва направо антикліналь, яка переходить у синкліналь, на наявність яких вказують елементи залягання і загальне розташування окремих товщ (у ядрі антикліналі залягають давніші породи). У відповідності з цим будують і межі у розрізі між окремими світами. Так, у точці 1 (рис. 83) межа між відкладами $₽_3$ і $₽_2$ повинна мати ухил вліво. Це випливає, по-перше, з того, що відклади $₽_2$ давніші, аніж відклади $₽_3$, а по-друге, про це говорять елементи залягання, зазначені на лінії розрізу.

Перейдемо до точки 2, яка відповідає межі (контакту) між відкладами $₽_2$ і $₽_3$. Тут лінія контакту повинна мати ухил вправо.

Аналогічне розташування буде і в точці 3, а в точці 4 падіння шарів, як видно з карти, направлене у протилежний бік (відклади неогену молодші від P_3). У відповідності з цим тут лінія контакту повинна бути нахилена вліво; так, як і у точці 5.

На тих ділянках розрізу, де сусідні штрихи напрямлені у різні боки, розташовані ядра структур.

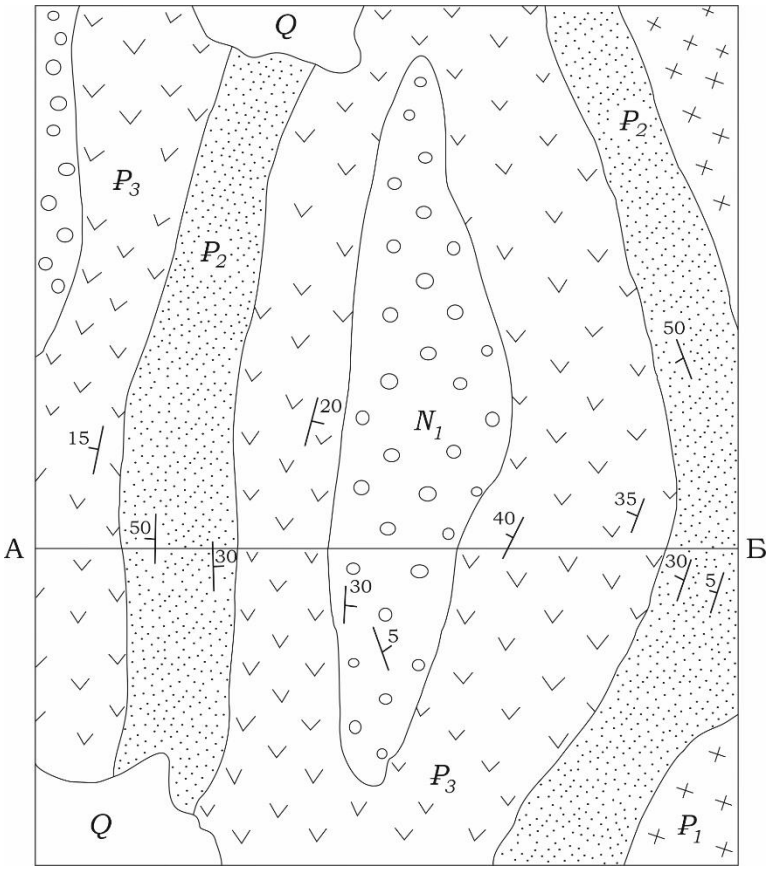


Рис. 82. Геологічна карта ділянки зі складчастим заляганням порід

Якщо штрихи під час їхнього продовження сходяться в одній точці, то це ядро синкліналі, якщо розходяться – антикліналі. Справа і зліва від ядра синкліналі розташовуються одновікові відклади, але давніші, ніж у ядрі. Наприклад, у розглянутому нами випадку наймолодші відклади неогенового віку складають ядро синкліналі (точки 3 і 4), а справа і зліва від них розташовуються

давніші палеогенові відклади. На цьому ж профілі найдавніші відклади P_2 (між точками 1 і 2) складають ядро антикліналі, справа і зліва від ядра розташовуються молодші породи верхньопалеогенового віку. У першому випадку штрихи на розрізі сходяться, а в другому – розходяться.

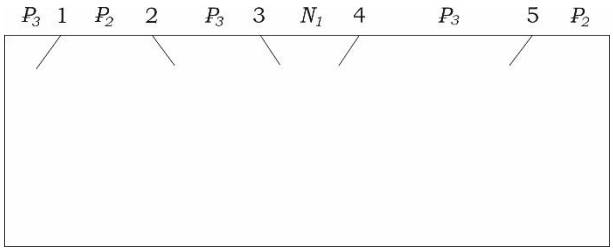


Рис. 83. Нанесення на топографічний профіль меж між відкладами у вигляді нахилених ліній під кутом 45°

Встановивши ядра складок, на розрізі відкладають елементи залягання цього шару (рис. 84).

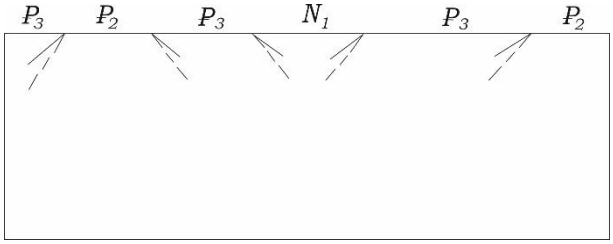


Рис. 84. Нанесення елементів залягання (кутів падіння) на розріз

За відсутності елементів залягання безпосередньо на лінії розрізу встановлюють простягання порід і знаходять елементи залягання далеко від розрізу.

Подальша стадія побудови геологічного розрізу полягає у з'єднанні одновікових світ гірських порід і оформленні вже намічених складок. Нанесення шарів розпочинають з тих ділянок, де найкраще проявляються форми складок і де на карті є дані про падіння шарів. Так, очевидно, що нижньонеогенові відклади (див. рис. 83, 85), розташовані між точками 3 і 4, будуть залягати в ядрі синкліналі у вигляді коритоподібного заглиблення. Тому зліва відкладаємо кут падіння підошви пласта згідно з поданими на карті елементами залягання під кутом 30°, а справа – під кутом біля 40°. Прийнявши до уваги потужність цих утворень зі

стратиграфічної колонки (на розрізі не повинна перевищувати встановлену потужність) і елементи залягання, малюємо цей пласт.

Відклади P_3 будуть огинати нижньонеогенові відклади знизу. Відповідно будуть розташовуватись відклади середньопалеогенового і нижньопалеогенового віку. Останні наносяться по відомій потужності, яка береться зі стратиграфічної колонки.

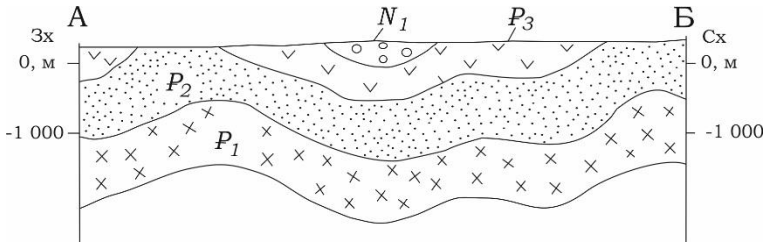


Рис. 85. Геологічний розріз до фрагменту карти на рис. 82

Деколи лінія геологічного розрізу перетинає широке поле виходу одного шару, зім'ятого у декілька складок, і не перетинає давніших, які виходять поруч у ядрах цих складок або молодші породи. Побудову таких складок на розрізі необхідно виконувати, показуючи вигини шарів у ядрах дрібних, сусідніх з лінією розрізу складок, правильно відображаючи витриману потужність шару. Тому якщо один і той же шар виходить на денну поверхню на декількох ділянках і складає різні крила складок, маючи різну ширину смуг виходу, то це пояснюється різними кутами падіння шару і наявністю дрібної складчастості. Розширення смуги виходу шару на карті пояснюється зменшенням кута падіння, а звуження обумовлюється збільшенням кута падіння.

Якщо у межах розрізу є розривні тектонічні порушення, то побудову геологічного розрізу виконують по частинах, обмежених двома зміщувачами. Кожна з частин розглядається як самостійний розріз. При цьому геологічні межі між одновіковими відкладами, які прилягають справа і зліва, не слід з'єднувати, а необхідно залишити деякі проміжки, які підкреслюватимуть наявність переміщення по зміщувачу.

Якщо на геологічній карті по лінії розрізу спостерігається незгідне залягання молодих порід верхнього структурного поверху відносно давніших порід нижнього структурного поверху, а по лінії розрізу не виходять на поверхню породи нижнього структурного поверху (див. рис. 79), то, показуючи залягання молодих порід, необхідно відобразити на розрізі і розташування шарів нижнього

структурного поверху. Розташування меж шарів нижнього структурного поверху виявляють шляхом ніби "просвічування" перекриваючого комплексу порід у ймовірному проведенні меж на ділянці між точками виходу. Нерідко під час побудови розрізу зустрічається незгідне залягання четвертинних відкладів, які, зазвичай, залягають горизонтально. Тому підошва порід, яка залягає на розмитій поверхні складчастої структури, може бути показана відносно горизонтальною.

Будуючи геологічний розріз, необхідно ґрунтовно аналізувати геологічну карту, точно переносити виходи меж на криву рельєфу і показувати їх тонкими прямими лініями, в замкових частинах роблячи плавні перегини і зберігаючи відстані між геологічними межами більш-менш постійними.

4. Приклад остаточного оформлення геологічного розрізу подано на рис. 74.

На листку паперу вище розрізу роблять надпис назви розрізу із зазначенням, по якій карті і лінії він побудований; там же вказують масштаби.

Нижче розрізу розміщують умовні позначення з тих знаків карти, які використовували під час побудови розрізу.

Умовні знаки повинні розташовуватись у суворій віковій послідовності, починаючи з молодших гірських порід; всі буквені і цифрові індекси необхідно пояснити: наприклад, якщо у знака ставиться індекс C_1, слід пояснити цей індекс словами: "нижній відділ кам'яновугільної системи".

Під час побудови геологічного розрізу до нього додають копію фрагменту геологічної карти у вигляді вузької смуги (шириною 10 см з нанесеною лінією розрізу). Копію фрагменту карти розташовують на тому ж листку паперу, де розташований розріз, але вище або нижче нього.

Нижче умовних позначень у правому куті пишуть, хто склав розріз, і проставляють дату його побудови.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

1. *Адаменко О.М., Рудько Г.І.* Екологічна геологія: підручник для студентів вищих навчальних закладів екологічних, геологічних, географічних спеціальностей. – Київ: Манускрипт, 1998. – 338 с.
2. Атлас: масштаб 1:5 000 000: Геологія і корисні копалини України / [М.М. Байсарович, В.Я. Веліканов, М.А. Бородулін та ін.]; гол. ред. Л.С. Галецький. – К. : Ін-т геологічних наук НАН УкраЇни ; УІЦПТ "Геос-XXI століття", 2001. – 168 с.: іл.
3. *Матковський О., Павлишин В., Сливко Є.* Основи мінералогії України. – Львів: Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2009. – 856 с.
4. *Мізерський В.* Динамічна геологія (Загальна геологія): навч. посібник / переклад з пол. доц. Р. Смішка / [Вид. 2-е, випр.] – Львів, 2011. – 354 с.
5. *Нестеровський В.А., Бортник С.Ю., Погорільчук Н.М., Ковтонюк О.В.* Основи мінералогії та петрографії: підручник. – К.: ВПЦ Київ. ун-ту, 2011. – 449 с.
6. *Паранько І., Сіворонов А., Мамедов О.* Геологія з основами геоморфології: навч. посібник. – Кривий Ріг: Мінерал, 2008. – 365 с.
7. *Паранько І.С., Сіворонов А.О.* Геологічна історія території України: навч. посібник. – Львів: ЗУКЦ, 2008. – 139 с.
8. *Паранько І.С., Сіворонов А.О., Євтєхов В.Д.* Загальна геологія. – Кривий Ріг: Мінерал. – 2003. – 464 с.
9. *Рудько Г.І., Адаменко О.М., Чепіжко О.В., Крочак М.Д.* Геологія з основами геоморфології: підручник для екологічних і географічних спеціальностей вищих навчальних закладів. – Чернівці: Букрек, 2010. – 400 с.
10. *Свинко Й.М., Сивий М.Я.* Геологія: підручник. – К.: Либідь, 2003. – 480 с.
11. *Сивий М.Я., Свинко Й.М.* Геологія. Практикум. – К.: Либідь, 2006. – 248 с.
12. *Kent C. Condie.* Earth as an Evolving Planetary System / [Third Edition]. – Academic Press, 2016. – 430 p.

ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК

А
Авгіт 27, 32
Агат 23
Алевроліт 55, 61, 74
Альбіт 26, 31
Амазоніт 25
Ангідрит 18, 31, 73
Андезит 40, 46, 74
Антикліналь 118, 119
Аргіліт 55, 61, 74
Астеносфера 78, 79

Б
Базальт 46, 47, 74
Батоліт 38
Біотит 15, 28, 31
Блиск 15
Брекчія 55, 58, 74
Брили 55, 56, 75

В
Валун 55, 56, 75
Вапняк 51, 52, 53, 62, 65, 73, 75
Верства 51
Відслонення 76
Вісь складки 119
Висота складки 119

Г
Габро 46, 73
Галечник 55
Галіт 6, 19, 31
Галоїди 19
Галька 55, 56, 75
Геологічна карта 109, 110, 123, 129
Геологічний розріз 97, 110, 123, 131
Геосинкліналь 120
Геохронологічна шкала 89–95
Гідратація 19
Гідрооксиди 21
Гіпс 17, 31
Гірська порода 33, 73
Глини 55, 58, 75
Гнейс 69, 70, 74
Горст 120
Грабен 120
Гравій 55, 56, 75
Граніт 39, 42, 43, 73

Д
Дендрит 8
Діорит 45, 73
Джеспіліт 68, 71
Доломіт 21, 31, 54, 73
Друза 7, 8
Дуніт 48, 73

Е
Ефузивні породи 36, 39

Ж
Жила 38
Жорства 56, 75

З
Залягання порід:
- горизонтальне 114
- узгоджене (згідне) 125
- моноклінальне 115
- неузгоджене (незгідне) 125
- складчасте 117
Злам 13
Зміщувач 127

І
Індекс 111
Інтрузивні породи 36, 38
Іризація 26, 27

К
Кальцит 20, 21, 31
Кам'яна сіль 6, 19, 31
Каолініт 29, 31
Карбонати 20
Каустобіоліти 65
Кварц 5, 22, 32
Кварцит 69, 71
Клінометр 113
Компас геологічний (гірничий) 113
Конгломерат 55, 59, 74
Конкреція 9
Кремінь 13, 23, 32
Крило складки 119
Кристалічний щит 33
Купол 38
Кут
- падіння шару 112
- складки 119

Л
Лабрадор 26, 32
Лабрадорит 26, 73
Лава 34
Лавовий
- покрив 38
- потік 38
Лаколіт 38
Лес 55, 57, 75
Лімб
- компаса 113
- клінометра 113
Лімоніт 24, 31, 52
Лінія
- падіння 112, 114
- простягання 112, 114
Ліпарит 41, 43, 73
Літосфера 77
Літочислення
- абсолютне 85–89
- відносне 82–85

М
Магма 34
Магматичні гірські породи 34, 37
Мантія 77, 78
Мармур 72
Мергель 65, 75
Метаморфізм 33, 67
Метаморфічні гірські породи 33, 67
Мікроклін 25, 31
Монтморилоніт 29, 30, 31
Мусковіт 15, 28, 31

Н
Насув 120
Незгідність 125

О
Обсидіан 44, 74
Оксиди 21
Олівін 27
Онікс 23
Оолітовий вапняк 51
Опал 24, 32
Опока 66, 74
Ортоклаз 12, 25, 31
Осадові гірські породи 33, 49
Осьова поверхня складки 119

П
Пегматит 41, 42, 73
Пемза 44, 74
Перидотит 47, 73
Період 90, 91
Писальна крейда 62, 75
Підкид 120
Пірит 6, 16, 17, 32
Піроксеніт 48, 73
Пісок 56, 75
Пісковик 60, 74
Плагіоклази 26

Платформа 120
Плойчастість 67, 68
Поверхня Мохоровичича (Мохо) 78
Польовий шпат 25
Попіл вулканічний 35
Прошарок 49, 51
Псевдоморфоза 10

Р
Рогова обманка 14, 27, 32

С
Сапропель 65
Світа 91
Секреція 9
Синкліналь 118
Сієніт 44, 73
Силікати 24, 36
Сильвін 20, 31
Скид 120
Складки 118, 119
Сланець
- біотитовий 69, 74
- мусковітовий 69, 74
Сланцюватість 67
Смугастість 67
Стовпчастість базальтів 47
Спайність 12
Сталактит 10
Сталагміт 10
Сталагнат 10
Стратиграфічна колонка 121
Стратиграфічна шкала 89–95
Структура 36, 38
Суглинки 58, 75
Сульфати 17
Сульфіди 16
Супіски 58, 75

Т
Твердість мінералів 10, 11
Текстура 38, 67
Тектонічний цикл 94
Торф 64
Травертин 53, 54
Трахіт 40, 45, 73
Туф
- вулканічний 35, 74
- вапняковий 53, 54

Ф
Філіт 68, 69, 74
Фосфорит 9

Х
Халцедон 22, 32

Ц
Цемент породи 60

Ш
Шар 49, 51
Шарнір складки 119
Шаруватість 49, 50
Ширина складки 119
Шкала
- геохронологічна 89–95
- стратиграфічна 89–95
- Мооса 11
Шток 38

Щ
Щебінь 56, 75
Щітка 7

Я
Ядро складки 119
Ядро Землі 79

ЗМІСТ

Вступ 3

1. Породотвірні мінерали 5
   1.1. Фізичні властивості мінералів 6
   1.2. Основні породотвірні мінерали 16
   1.3. Схематичний визначник основних породотвірних мінералів 30

2. Гірські породи 33
   2.1. Магматичні гірські породи 34
      2.1.1. Загальна характеристика 34
      2.1.2. Мінеральний і хімічний склад 36
      2.1.3. Форми залягання 37
      2.1.4. Структура і текстура 38
      2.1.5. Класифікація та опис 41
   2.2. Осадові гірські породи 49
      2.2.1. Загальна характеристика 49
      2.2.2. Осадові породи хімічного походження (хемогенні) 51
      2.2.3. Осадові породи механічного походження (уламкові) . . 55
      2.2.4. Осадові породи органічного походження (органогенні) . . 62
      2.2.5. Осадові породи змішаного походження (змішані) 65
   2.3. Метаморфічні гірські породи 67
   2.4. Визначник гірських порід 73

3. Внутрішня будова Землі 76

4. Методи геологічного літочислення. Геохронологічна і стратиграфічна шкали 82
   4.1. Методи геологічного літочислення 82
      4.1.1. Методи відносного літочислення 82
      4.1.2. Методи абсолютного літочислення 85
   4.2. Геохронологічна і стратиграфічна шкали 89

5. Побудова геологічних розрізів за даними свердловин 96

6. Загальні відомості про геологічні карти і розрізи 109
   6.1. Геологічні карти 109
   6.2. Методичні рекомендації до опису геологічної карти 121
   6.3. Побудова геологічного розрізу за картою 122
      6.3.1. Методика побудови геологічного розрізу за картою з горизонтальним заляганням шарів гірських порід . . 122
      6.3.2. Методика побудови геологічних розрізів складчастих зон, ускладнених розривними порушеннями 126

Рекомендована література 133
Предметний покажчик 134

Навчальне видання

БОГУЦЬКИЙ Андрій Боніфатійович
ЯЦИШИН Андрій Михайлович
ДМИТРУК Роман Ярославович
ТОМЕНЮК Олена Михайлівна

ГЕОЛОГІЯ ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА

ЛАБОРАТОРНИЙ ПРАКТИКУМ

НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК

Редактори *А. Богуцький, О. Томенюк*
Технічний редактор і комп'ютерне верстання *О. Томенюк*

Формат 70×100/16. Умовн. друк. арк. 11,3. Тираж 300 прим.

Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Університетська, 1, м. Львів, 79000, Україна

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.

Видруковано у друкарні "Ліана-М",
вул. С. Бандери, 45, м. Львів, 79013

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серія Б № 670155 від 30.05.2012 р.