

**В. Т. Підвисоцький,
Н.М. Остафійчук**

ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ

**Курс лекцій з предмету
«Загальна геологія з елементами
геоморфології і гідрогеології»**

для студентів спеціальностей:

184 «Гірництво»,

183 «Технології захисту навколишнього середовища»,

101 «Екологія»

денної та заочної форм навчання

Житомир
2020

ЗМІСТ

1. БУДОВА ЗЕМЛІ

- 1.1. Земля в космічному просторі
- 1.2. Будова Землі
- 1.3. Принцип актуалізму

2. ЧАС В ГЕОЛОГІЇ

- 2.1. Абсолютний вік
- 2.2. Відносний вік
- 2.3. Виявляюча фауна і флора

3. МІНЕРАЛИ

- 3.1. Хімічні сполуки
- 3.2. Кристалічна структура
- 3.3. Хімічна класифікація мінералів
 - 3.3.1. Самородні елементи
 - 3.3.2. Сульфідні
 - 3.3.3. Галогеніди
 - 3.3.4. Оксиди
 - 3.3.5. Солі кисневих кислот
- 3.4. Фізичні властивості мінералів
- 3.5. Геологічні процеси утворення мінералів
 - 3.5.1. Ендогенні процеси утворення мінералів
 - 3.5.2. Екзогенні процеси утворення мінералів

4. МАГМАТИЗМ І МАГМАТИЧНІ ПОРОДИ

- 4.1. Приклади вулканічної діяльності
- 4.2. Продукти вулканічних вивержень
- 4.3. Класифікація магматичних порід

5. ВИВІТРЮВАННЯ. ОСАДОВІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ

- 5.1. Вивітрювання
 - 5.1.1. Фізичне вивітрювання
 - 5.1.2. Хімічне вивітрювання
 - 5.1.3. Органічне вивітрювання
- 5.2. Джерела осадового матеріалу
- 5.3. Уламкові осадові породи
- 5.4. Хемогенні осадові породи
- 5.5. Органогенні породи

5.6. Значення осадових порід

6. МЕТАМОРФІЗМ І МЕТАМОРФІЧНІ ПОРОДИ

6.1. Типи метаморфізму

6.2. Класифікація метаморфічних порід

7. ГЕОЛОГІЧНІ КАРТИ І ГЕОЛОГІЧНІ РОЗРІЗИ

7.1. Геологічна зйомка

7.2. Геологічні карти, індекси і умовні позначення

7.3. Основні правила читання геологічних карт

7.3.1. Горизонтально залягаючий пласт

7.3.2. Похило залягаючий пласт

7.3.3. Вертикально залягаючі пласти

7.3.4. Складки

7.3.5. Розривні порушення

7.4. Геологічний розріз і стратиграфічна колонка

8. ПІДЗЕМНІ ВОДИ

8.1. Типи підземних вод

8.2. Мінеральний склад підземних вод

8.3. Води нафтових родовищ

1. БУДОВА ЗЕМЛІ

1.1. Земля в космічному просторі

Земля як планета входить в склад Сонячної системи. Діаметр Сонячної системи до орбіти Плутона сягає $5,9 \cdot 10^9$ км. Саме ж Сонце є зіркою середнього розміру з діаметром $1,39 \cdot 10^6$ км. Температура на його поверхні визначена астрономами приблизно в 5600°C , а в надрах – 20000000°C . Майже вся сонячна енергія, яка досягає Землі, приходить у вигляді електромагнітного випромінювання. Земна атмосфера для деяких довжин хвиль непрозора, але теплове випромінювання і видиме світло вільно проникають через неї.

Енергія, яка виділяється Сонцем, залишається практично незмінною: варіації складають, ймовірно, лише невеликі відсотки. Життя на Землі може зберігатися в діапазоні температур від мінус 100 до плюс 100°C . Існування безперервно еволюціонованого ряду викопних форм життя, який прослідковується по скам'янілостях майже на 3 млрд. років, безперечний доказ постійності температури Сонця протягом тривалого часу.

Вік Сонця оцінюється приблизно в 5 млрд. років. На Землю постійно попадають шматочки неземної речовини – метеорити і метеоритний пил, вивчення яких дозволяє судити про будову космічних тіл, вік Сонячної системи, походження Землі. Щоденно на Землю випадають сотні тон метеоритного пилу. На суші його виявити практично неможливо, зате в глибоководних відкладах океанів і в сніжно-крижаному покриві Антарктиди метеоритний пил помітний. Знахідки метеоритів дуже рідкісні, і вони цінні в науковому відношенні. Самий крупний з відомих метеоритів важить 59 т, він знайдений на південному заході Африки.

Іноді на Землю падають тіла набагато крупніші, ніж звичайні метеорити. При ударі крупних космічних тіл об Землю утворюються *астроблеми* – великі вирви на зразок місячних кратерів розміром від сотень метрів до десятків кілометрів в діаметрі. Глибина таких вирв складає десятки і сотні метрів. Добре вивчені наслідки падіння на Землю астероїда діаметром біля 10 км, яке відбулося приблизно 65 млн. років назад [7]. На підході до Землі він розвалився на декілька уламків, які утворили астроблеми по всій планеті. Це – Чиксулуб в Мексиці (діаметр 180 км), Кара (60 км) і Усть-Кара (25 км) на Полярному Уралі, Менсон (35 км) в штаті Айова в США, Кам'янка (25 км) і Гусівка (1 км) на Донбасі. Пил і пара, викинуті в атмосферу з кратерів, які утворилися при вибуху уламків, на багато років

затемнили Сонце і викликали різке довготривале похолодання. Але, мабуть, найстрашнішим лихом були кислотні дощі. В Мексиці існували соленосні відклади великої потужності, і при утворенні кратеру Чиксулуб випарувалась велика кількість ангідриту CaSO_4 . На Землю випав дощ із сірчаної кислоти, в середньому 1200 г кислоти на кожний квадратний кілометр поверхні планети. Таке поєднання несприятливих умов спричинило загибель рослин і тварин на суші та у верхніх шарах океанічних вод до глибини 200 м.

Земля – одна з 9 планет, які обертаються навколо Сонця (рис. 1.1). Перерахуємо їх в порядку віддалення від Сонця: Меркурій, Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон. Перші чотири планети кам'яні, решта газові. Орбіти планет за формою близькі до кругових і лежать майже в одній площині.

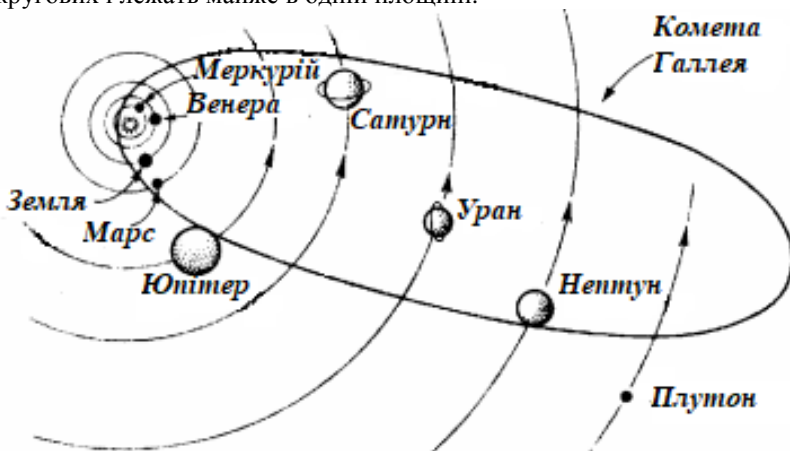


Рис.1.1. Будова Сонячної системи

Окрім планет, навколо Сонця рухаються 33 супутники планет, біля 50 тисяч дрібних твердих астероїдів і безліч метеоритів, – все це і утворює Сонячну систему. До Сонячної системи також належать комети – туманні об'єкти із світлим ядром в центрі та з більш або менш розвиненим хвостом. Весь об'єм комети практично заповнений розрідженим газом. Обрити комет мають дуже великий ексцентриситет, вони вилітають далеко за орбіту Плутона. Період їх обертання навколо Сонця складає багато десятків або сотень років. Сама знаменита для землян комета Галлея, яку можна спостерігати один раз в 79 років, коли вона пролітає поблизу орбіти Землі.

Маса Сонця складає 99,8 % загальної маси Сонячної системи, а маса Юпітера – найбільшої з планет – всього біля 0,1 %. Тому Сонце являє собою центр тяжіння для всіх тіл, однак планети і їх супутники володіють достатньою орбітальною швидкістю, щоб не впасти на Сонце під дією його гравітаційного тяжіння.

Земля – найбільша з чотирьох кам'яних планет, близьких до Сонця. Її відстань від Сонця біля 150 млн. км. Швидкість руху по орбіті 29,7 км/с, повний оборот по орбіті вона створює за 365,26 діб. Період обертання складає 24 години. В результаті цього обертання виникли невелике екваторіальне здуття і полярний стиск, так, що діаметр в екваторіальному перерізі на 43 км більший діаметра, який з'єднує полюси обертання. Форма Землі називається *геоїд*.

1.2. Будова Землі

Земля має зональну будову (рис. 1.2). Оболонки Землі виділені за швидкостями розповсюдження сейсмічних хвиль при землетрусах і при штучних вибухах. Середня густина Землі $5,52 \text{ г/см}^3$.

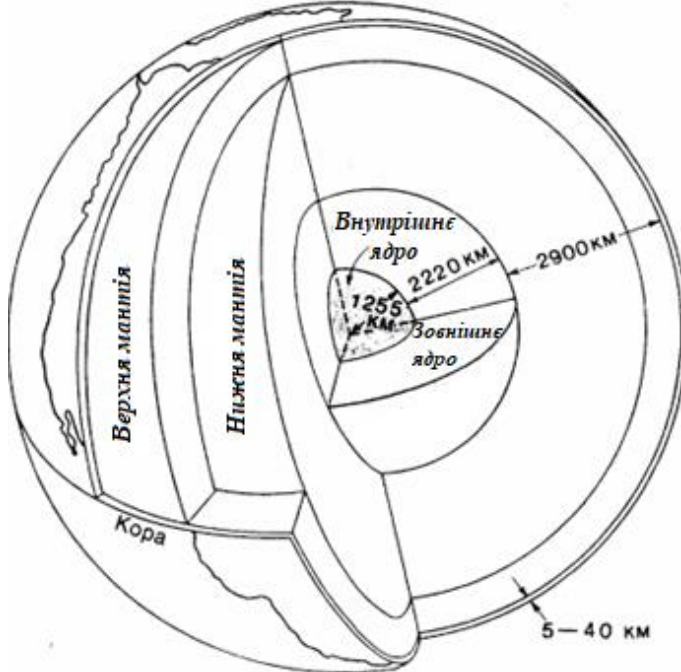


Рис. 1.2. Внутрішня будова Землі

Земне ядро. Тиск в центр Землі сягає 3,5 млн. атмосфер. Об'єм земного ядра складає 16,2 % об'єму Землі, а маса – 32 % всієї маси Землі. Є припущення, що внутрішнє ядро радіусом 1255 км тверде і має густину біля 13 г/см^3 , що, мабуть, відповідає стану металічного заліза при цьому тиску. Густина речовини у зовнішньому ядрі $9,9 - 12,5 \text{ г/см}^3$, і воно знаходиться в рідкому стані. Товщина зовнішнього ядра рівна 2220 км.

Сучасні спеціалісти вважають, що земне ядро майже на 90 % являє собою залізо з домішками кисню, сірки, вуглецю і водню, причому внутрішнє ядро має залізо-нікелевий склад, що повністю відповідає складу багатьох метеоритів.

Мантия Землі являє собою силікатну оболонку товщиною 2900 км між ядром і подошвою літосфери. Маса мантиї складає 67,8 % загальної маси Землі. Досить важливим елементом в будові мантиї є зона, яка підстилає подошву літосфери. Фізично вона являє собою поверхню переходу зверху до низу від твердих порід до частково розплавленої мантийної речовини, яка знаходиться в пластичному стані і складає астеносферу. Верхня межа мантиї і нижня межа земної кори розділені поверхнею Мохоровичича. На цій межі різко збільшується швидкість сейсмічних хвиль, а густина речовини зростає з 2,8 до $3,3 \text{ г/см}^3$.

За сучасними уявленнями, мантия має ультраосновний склад і є джерелом землетрусів, вулканічних явищ і горотвірних процесів.

Земна кора має потужність в середньому 40 км. Розрізняють океанічний і континентальний типи кори. *Океанічна кора* молода, товщиною 5–8 км, має двошарову будову, складається з 300–700 м глибоководних відкладів зверху і базальтів знизу. Розростання океанічного дна відбувається по серединно-океанічних хребтах за рахунок інтенсивної вулканічної діяльності (рис. 1.3).



Рис.1.3. Розростання океанічного дна

В тих місцях, де океанічна кора засувається під континент, виникають глибоководні жолоби. Їх протяжність може досягати 1000 км і більше, а ширина 200-300 км. Такі ділянки земної кори називають геосинкліналями; в них накопичуються товщі відкладів потужністю від 6 до 20 км. Стадія накопичення відкладів може тривати десятки і сотні мільйонів років. Потім настає орогенічна стадія (стадія утворення гір), під час якої товщі порід деформуються з утворенням складок і розривів, зазнають метаморфізм і прориваються інтрузіями. В орогенічну стадію відбувається підняття території, потім слідує розмив і поновлюється накопичення відкладів, часто уже в неморській обстановці.

Континентальна кора складається з трьох шарів (рис. 1.4). Верхній осадовий шар – це переважно піщано-глинисті відклади і карбонати мілководних морських басейнів. Шар відсутній на древніх щитах і досягає потужності 15–20 км в крайових прогинах платформ. Під осадовим залягають два шари кристалічних порід, між якими проходить слабо виражений розділ. Швидкість сейсмічних хвиль у верхньому шарі відповідає тій швидкості, яка характерна для граніту, а в нижньому – для габро або базальту. Тому верхню частину земної кори називають гранітним шаром, а нижню – базальтовим. Відмінністю континентальної кори від океанічної є наявність в ній гранітного шару.

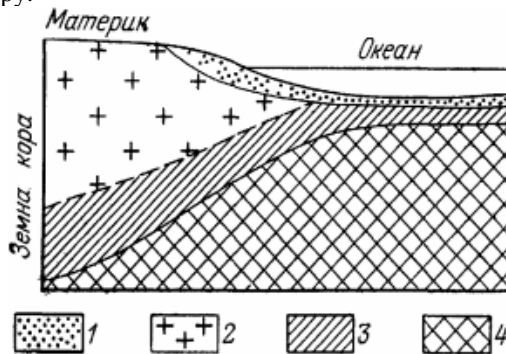


Рис. 1.4. Схема будови континентальної і океанічної кори

1 – осадовий шар; 2 – гранітний шар; 3 – базальтовий шар; 4 – мантія

Під високими горами потужність кори збільшена за рахунок гранітного шару, і чим вищі гори, тим товще кора. Наприклад, під Гімалаями потужність земної кори максимальна і сягає 70 км.

Важливою обставиною, яка відрізняє земну кору від інших внутрішніх геосфер, є наявність в ній підвищеного вмісту радіоактивних ізотопів урану, торію, калію, причому їх найбільша концентрація відзначена для гранітного шару континентальної кори. В океанічній корі радіоактивних елементів дуже мало.

Літосфера – це кам'яна оболонка Землі, яка поєднує земну кору і підкорову частину верхньої мантії (див. рис. 1.3). Характерною ознакою літосфери є те, що в неї входять породи в твердому кристалічному стані, і вона володіє твердістю і міцністю. Розташована під літосферою пластична оболонка мантії – *астеносфера* не володіє міцністю і може текти навіть під дією дуже малих надлишкових тисків.

На початку ХХ століття А. Вегенер висунув гіпотезу дрейфу материків, яка послужила початком розробки принципово нової геологічної теорії тектоніки плит, яка описує формування континентів і океанів на Землі. Поштовхом для створення гіпотези виявилась вражаюча геометрична подібність обрисів узбережь Африки і Південної Америки, але далі гіпотеза отримала підтвердження при палеонтологічних, мінералогічних і геолого-структурних дослідженнях.

Суть теорії тектоніки плит складається в наступному. Біля 200 млн. років тому назад всі існуючі нині материки були згруповані в єдиний супер континент – Пангею. Вона складалася з двох крупних частин: північної – Лавразії, яка включала в себе Європу, Азію (без Індосанту), Північну Америку, і південної – Гондвани, яка містила Південну Америку, Африку, Антарктиду, Австралію, Індостан. Ці дві частини Пангеї були розділені глибокою затокою океану Тетіса. Потім Пангея розпалася на окремі плити, які «роз'їхалися» по астеносфері і дали початок сучасним материкам. Зараз у верхній оболонці Землі вчені виділяють сім крупних плит, сім плит середнього розміру і безліч дрібних. Всі плити під впливом конвективних течій в мантії переміщуються одна відносно одної, тому їх межі чітко маркуються зонами підвищеної сейсмічності.

Розрізняють три види переміщення плит.

1) Плити ковзають відносно одна одної. На їх межах відбувається активна сейсмічна діяльність.

2) Плити рухаються в різні сторони. При цьому в корі утворюється система глибинних розломів (рифтова долина), по яких виливається магма і утворюється нова океанічна кора.

3) Плити рухаються назустріч одна одній і стикаються. Океанічна плита при цьому «пірнає» під континентальну і поглинається мантією. Якщо стикаються континентальні плити, то відбувається зминання їх окраїнних частин або одна плита наповзає на іншу, і утворюються гори.

Космічні і геофізичні спостереження дозволили розрахувати швидкість віддалення Австралії від Антарктиди – 7 см/рік, Південної Америки від Африки – 4 см/рік, Північної Америки від Європи – 2,3см/рік. Червоне море розширюється на 1,5 см за рік. Індостан стикається з Євразією з швидкістю 5 см за рік, і в місці їх зчленування ростуть Гімалайські гори з швидкістю 1 см за рік.

Атмосфера – це повітряна оболонка, яка оточує Землю. 78% її складає азот, 21 % кисень, 0,94 % аргон, 0,03 % вуглекислий газ та інше – суміш інертних газів та інших з'єднань. Оскільки атмосфера легко піддається стиску, половина її маси знаходиться нижче рівня 5500 м. Маса атмосфери складає менше однієї мільйонної маси твердої Землі, але її вплив надзвичайно великий. Атмосфера підтримує різні форми життя на Землі і виконує інші важливі функції. Вона діє як термічний щит, який відбиває або поглинає більшу частину радіації, яка поступає від Сонця, і захищає Землю від надмірного ультрафіолетового випромінювання. В атмосфері згорають метеорити. Завдяки атмосфері відбувається кругообіг води в природі. Важливим агентом перенесення пилу і піску є вітер. Окрім того, вітер – рухома сила при утворенні хвиль і прибережних течій, які також дають великий геологічний ефект.

Атмосфера поділяється на природні шари (рис. 1.5), які визначаються температурою і тиском. *Тропосфера* являє собою область конвекції, яка перемішує маси повітря; поблизу полюсів висота тропосфери складає 6 км, біля екватора – до 18 км. Пил і водяна пара зосереджені переважно в тропосфері, і хмари утворюються в цій зоні. В тропосфері температура в середніх широтах зменшується приблизно на 1 °C на кожні 160 м висоти. Така тенденція зберігається аж до висоти 10–13 км, де починається зона майже постійної температури, яка коливається від мінус 50 до мінус 55 °C. Ця холодна ізотермічна зона (зона рівних температур) являє собою основу стратосфери.

Стратосфера являє собою область холодного чистого розрідженого повітря при відсутності конвекції, верхня її межа розташована на висоті 55–60 км. В стратосфері спостерігається повільне підвищення температури з висотою, що пояснюється

присутністю озону, який утворюється під впливом ультрафіолетових променів; в цьому шарі дуже мало зважених часток. Іноді на висоті 20–30 км видно перламутрові, або жемчужні хмари, які складаються з кристаликів льоду.

Після сильних вулканічних вивержень вулканічний пил може місяцями або роками триматися в стратосфері, забарвлюючи сходи і заходи Сонця в яскраві кольори. Велика кількість вулканічного пилу в стратосфері понижує сонячну радіацію, яка досягає до Землі, і викликає похолодання клімату. Існує припущення, що початок льодовикових періодів був викликаний інтенсивними вулканічними виверженнями.

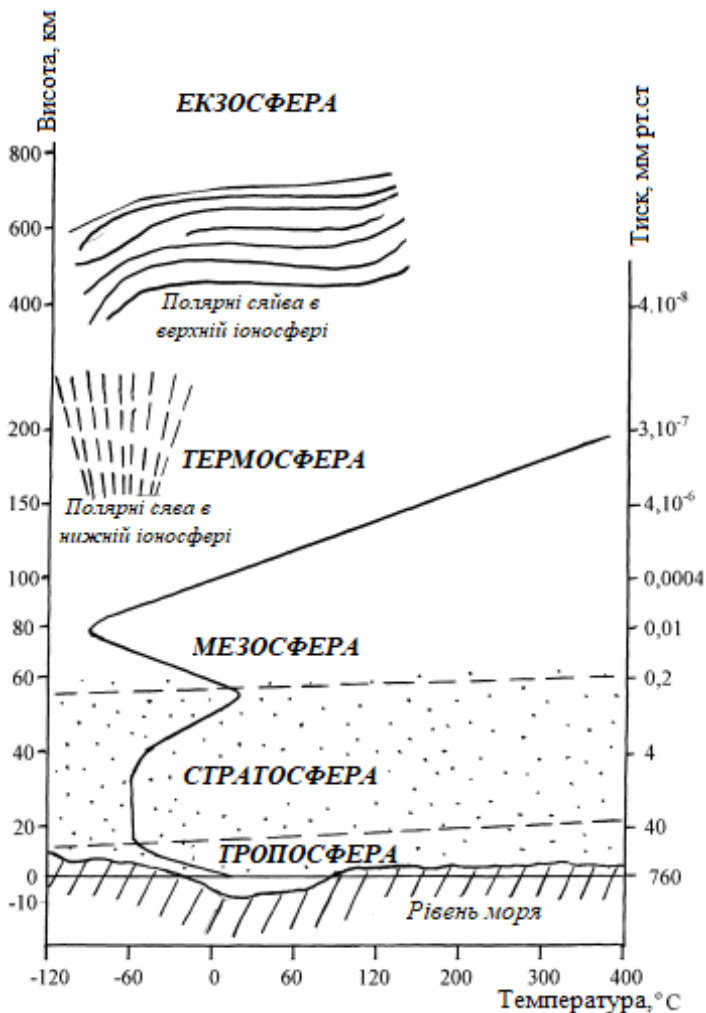


Рис. 1.5. Вертикальний розріз атмосфери

Мезосфера, термосфера і екзосфера характерні тим, що в їх складі переважають іонізовані гази, і тому ці оболонки об'єднують в іоносферу. Висота атмосфери досягає більше 2000 км.

Гідросфера – водна оболонка Землі. Вона поділяється на океаносферу, води суходолу і льодовиків. Кількість води в океаносфері

складає 1370 млн. км³, води суходолу 4 млн. км³, материкових льодів 16–20 млн. км³.

Гідросфера займає три четверті поверхні суші. Температура води в поверхневому шарі океанів коливається від мінус 3 до плюс 45 °С, а на дні океанів від мінус 1,3 до плюс 3 °С.

Середня глибина сучасних океанів 3,8 км, найбільша глибина виміряна в Маріанській впадині і складає 11022 м. В Світовому океані міститься в 60 раз більше діоксиду вуглецю CO₂, ніж в атмосфері, зате кисню в океані майже в 150 раз менше, ніж в атмосфері. Середня солоність морської води складає 35 г/л. Солі представлені переважно хлоридами, сульфатами і карбонатами натрію, калію і кальцію, але присутні також йод, фтор, фосфор, рубідій, цезій, золото та інші елементи.

Світло проникає у воду до глибини 200 м, і тут зосереджена практично вся морська фауна і флора. Глибоководні дослідження, проведені в останні роки, дозволили встановити наявність горизонтальних і вертикальних течій в океанах, які перемішують водні маси і роблять їх придатними для життя різних організмів. Гідросфера відіграє важливу роль в проявах багатьох геологічних процесів, особливо в поверхневій зоні земної кори. Під дією гідросфери відбувається інтенсивне руйнування гірських порід, їх переміщення та перевідкладення.

Біосфера. Особливу оболонку Землі, яка складається з живих організмів рослинного і тваринного походження, являє собою біосфера. В усій товщі океанічних вод відмічене існування форм життя. З глибиною склад біоценозів суттєво об'єднується, але деякі види пристосувалися та існують і на багатокілометровій глибині. Область розповсюдження біосфери обмежується в атмосфері озоновим шаром (приблизно до 50 км над поверхнею планети), вище якого відомі на Землі форми життя неможливі без спеціальних засобів захисту, як це здійснюється при космічних польотах за межі атмосфери та на інші планети.

Водорості океанів і рослинність на суші продукують кисень на планеті. Фауна і флора здійснюють великий вплив на склад атмосфери, перерозподіл вуглецю, водню, кисню, кальцію і фосфору в природі. Завдяки їм людство має сьогодні в своєму розпорядженні джерела енергії у вигляді горючих сланців, бурого і кам'яного вугілля, нафти і газу.

Поля Землі. Земля має своє *теплове, електричне, гравітаційне* поля. Ще Земля оточена *магнітним* полем, яке охоплює великий

простір. Це геомагнітне поле дуже подібне на поле, яке створюється простим двополюсним магнітом. Воно служить Землі захистом від часток високої енергії, які летять з великою швидкістю з космічного простору. Поле відчуває сильні варіації; злегка змінюється в масштабі днів або років і його середнє значення, а в масштабі мільйонів років ці зміни виявляються дуже великими. Встановлено, що магнітні полюси Землі в історії геологічного розвитку зазнавали інверсію. При цьому орієнтування металовмісних мінералів в процесі утворення порід змінювалась, і ці зміни прослідковуються по всій планеті. Вченими розроблена геохронологічна палеомагнітна шкала, яка дозволяє проводити глобальні співставлення геологічних утворень в межах океанів і материків Землі.

1.3. Принцип актуалізму

Геологія як наука основана на принципі актуалізму, тобто на припущенні, що головні хімічні, фізичні і біологічні процеси не залежать від часу. Геологи допускають, що сили і процеси, які змінюють Землю сьогодні, діяли в основному таким же чином і в минулому. Вітри, дощі, річки, вулкани – всі вони в минулому впливали на поверхню Землі так само, як це відбувається зараз.

На Землі змінюється все. Граніт, традиційне уособлення міцності, руйнується в кінцевому рахунку до стану пухкого піску і глини.

Каміння, яке ми бачимо на пляжі або в річковому руслі, підлягало протягом тривалого часу повільному стиранню і стало округлим. Відповідно, обкатані уламки, які знаходять в шарах міцних порід, зазнали такого ж повільного стирання у відповідній обстановці минулого. В теперішній час більшість коралів, які утворюють рифи, живуть в теплих, світлих, не глибоких водах. Тому можна зробити висновок, що древні рифові масиви також сформувалися в теплих, доступних сонячним променям водах мілкого моря. Подібним чином симетричні знаки брижів, які збереглися на поверхні шару пісковиків, свідчать про коливання води над пухким піском, який знаходився на невеликій глибині, оскільки точно такі ж знаки брижів утворюються на мілководді і сьогодні.

Сучасний льодовиковий панцир, який покриває південну Гренландію, дряпає підстилаючі тверді породи, залишаючи на їх поверхні тонкі штрихи і глибокі борозни. Відступаючи, льодовик залишає на своєму шляху нерівні або обточені виступи поверхні, місцями покриті різноманітною сумішшю брил, піску і більш тонкого мулистого матеріалу. Відповідно вважається, що такі ж штрихи,

борозни і уламкові відклади, які знайдені, наприклад, в Прибалтиці, утворені льодовиковим покривом під час древнього зледеніння.

Елементом, необхідним для того, щоб могли здійснюватися геологічні зміни, є час. Незначні повільні поступові зміни людина може не помітити – ні день за днем, а ні протягом всього життя. Однак геологічні сили, які діють протягом тисяч, мільйонів і сотень мільйонів років, здатні проводити гігантську роботу і багаторазово перекроювати не тільки вигляд Землі, але і будову земної кори в цілому. Щоб зрозуміти геологічну історію нашої планети, потрібно володіти точними і великими знаннями як про процеси, що відбуваються нині в земних надрах, так і про розрізи древніх гірських порід.

Геологія вивчає ендегенні (внутрішні) та екзогенні (зовнішні) процеси. Сучасний вигляд Землі формують вулканічні і тектонічні явища, діяльність океанів, річок, льодовиків, вітру. Процеси зміни і перетворення гірських порід на поверхні Землі відбуваються в результаті вивітрювання.

Питання для самоперевірки

- 1. Назвіть планети Сонячної системи.*
- 2. Що таке метеорити і як їх вивчають?*
- 3. Назвіть внутрішні оболонки Землі.*
- 4. Розкажіть теорію тектоніки плит?*
- 5. Яку будову має земна кора?*
- 6. Назвіть зовнішні оболонки Землі.*
- 7. Розкажіть про будову атмосфери.*
- 8. Назвіть фізичні поля Землі.*
- 9. Що таке принцип актуалізму?*
- 10. Які явища формують сучасний вигляд Землі?*

2. ЧАС В ГЕОЛОГІЇ

Геологічний вік – це час, який пройшов з моменту будь-якої геологічної події в історії Землі до нашого часу, наприклад, час утворення осадових гірських порід, виверження розплавленої магми, життя організмів. В геології розрізняють абсолютний і відносний вік.

2.1. Абсолютний вік

Шкала абсолютної геохронології – шкала, в якій основні рубежі геологічної історії виражені в астрономічних одиницях часу – роках. Для визначення віку застосовуються декілька різних методів, заснованих на явищі радіоактивного розпаду. На рис. 2.1 зображена крива розпаду радіоактивних елементів. Половина радіоактивної речовини $1/2 N$ розпадається за період T ; через проміжок часу $2T$ залишається $1/4 N$ вихідної речовини; через проміжок $3T$ залишається $1/8 N$ і т. д. Час T , за який розпадається половина вихідної радіоактивної речовини, називається періодом напіврозпаду.

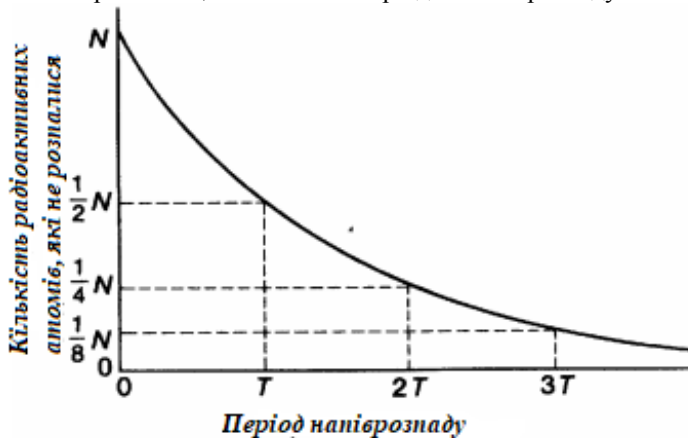


Рис. 2.1. Крива розпаду радіоактивних елементів

В геохронології використовуються ізотопи уруна, торію, рубідію, калію, вуглецю і водню (табл. 2.1). Названі ізотопи нестабільні. Для того щоб визначити вік, необхідно знайти співвідношення ваги новоствореного елемента до ваги материнського елемента. Вважається, що можлива похибка в більшості випадків не перевищує декількох відсотків. Радіоактивні елементи відіграють роль атомного годинника, який почав відлік з моменту кристалізації мінералу. Жоден

з довгоживучих ізотопів, які використовуються в практиці, не встиг зникнути повністю.

Таблиця 2.1

Періоди напіврозпаду радіоактивних елементів

Материнський ізотоп	Кінцевий продукт	Період напіврозпаду, млрд. років
U^{238}	Pb^{206}	4,468
U^{235}	Pb^{207}	0,7038
Th^{232}	Pb^{208}	14,008
Rb^{87}	Sr^{87}	48,8
K^{40}	Ar^{40}	1,30
	Ca^{40}	
C^{14}	N^{14}	всього 5730 років
H^3	H^2	всього 12,5 років

Тритій використовують для вивчення швидкості руху підземних вод, швидкості перемішування морської води або визначення віку не дуже старих шарів сніжних полів.

Радіо-вуглецевий метод оснований на припущенні, що відношення C^{14}/C^{12} в повітрі залишається постійним. З його допомогою можна визначати час, обмежений приблизно восьмикратною тривалістю напіврозпаду, тобто сучасна техніка дозволяє визначити цим методом вік в діапазоні до 100 тис. років. Метод можна застосовувати до деревини, деревного вугілля, торфу, кісток тварин та інших матеріалів, що багаті на вуглець, включаючи вуглецевмісні організми, які витягають з поверхневих вод розчинений в них вуглець. Радіо-вуглецевий метод головний в археології.

Калій-аргоновий метод. Калієвімісні мінерали широко розповсюджені в земній корі, і цей метод підходить для більшості порід. Головна проблема калій-аргонового метода полягає у витокі аргону з місця його утворення, особливо в результаті прогріву порід за рахунок занурення їх на глибину або впровадження неподалік інтрузій. В цьому випадку отриманий вік порід може відповідати не часу виникнення породи, а лише терміну, який пройшов після цієї термальної події, тобто коли знову пішов K/Ar-годинник. Метод можна застосовувати до порід з віком принаймні від 100 тисяч до мільярдів років. Більшою мірою, ніж інші методи, він послужив для калібрування шкали геологічного часу

Рубідій-стронцієвий метод можна використовувати для датування подій більш древніх 1 млрд. лет, але головна проблема в наявності рубідію у вихідному матеріалі, оскільки елемент дуже рідкісний.

Уран-свинцевий, торій-свинцевий та ізотопно-свинцевий методи придатні для широкого діапазону часу, приблизно від 100 млн. років до більш ніж 5 млрд. років. Це дуже важливі методи для визначення віку метеоритів і самих древніх порід на Землі.

Для деяких спеціальних цілей застосовуються й інші ізотопи; існуючі методи весь час вдосконалюються за рахунок введення нових прийомів дослідження.

За даними на сьогодні, достовірний вік найбільш древніх порід земної кулі, визначений названими методами, сягає 3,8 млрд. років. Для багатьох метеоритів вік визначений в 4,55 млрд. років, для місячних порід – як 4,7 млрд. років. Тому вік Сонячної системи, включаючи Землю, може оцінюватися, ймовірно, в 5 млрд. років.

2.2. Відносний вік

В практиці польових робіт ізотопний вік гірських порід, виражений в роках, зазвичай менше цікавить геологів, ніж відносний вік геологічних тіл, оцінюваний такими поняттями, "молодше", "древніше", "одночасно". Цей вік, встановлюваний прямими спостереженнями співвідношення геологічних тіл в їх природному положенні, розглядається геологічною дисципліною *стратиграфією*. Об'єктом стратиграфії є не вся земна кора, а лише нормальні пласти товщі, які складені осадовими, вулканогенними і метаморфічними породами. В цій дисципліні прийняті свої припущення, названі принципами.

1) **Принцип актуалізму**. Сили, нині діючі як на земній поверхні, так і під нею, можуть бути тотожні за родом і ступенем з тими, які в віддалені епохи проводили геологічні зміни.

2) **Принцип неповноти геологічного літопису**. В геологічних напластуваннях відображена, ймовірно, лише менша частина геологічної історії, а більша частина часу приходить на перерви. Поряд з крупними перервами, які фіксуються незгодами, важливу роль в неповноті геологічного літопису належить дрібним перервам, обумовлених пульсаційним характером і переривчастістю самого процесу накопичення відкладів.

Все фактично ясно вказує нам на те, що кожна область земної кулі переживала багаторазові вертикальні коливання поверхні, які захоплювали великі простори. Отже товщі порід, достатньо потужні і

великі, щоб зберегтися від наступного руйнування, могли утворитися лише там, де було багато принесених відкладів і де глибина моря була незначна. Але потужні товщі відкладів не можуть накопичуватися в мілководній прибережній області. Значить, дно моря має не досить швидко опускатися. В проміжні епохи підняття накопичені відклади руйнувалися і служили джерелом матеріалу вже для інших порід. Окрім крупних перерв, які відділяють товщі порід одні від одних, існують дрібні, так звані внутрішньо-формаційні перерви.

Також і скам'янілості, що знаходяться в породах, являють собою лише незначний відсоток організмів, які населяли Землю в минулі геологічні епохи. Наприклад, м'які організми типу сучасних медуз не зберігаються.

3) **Принцип послідовності утворення геологічних тіл (закон напластування).** Згідно закону напластування: послідовність залягання шарів в розрізі, який нормально залягає, відповідає історичній послідовності їх утворення (рис. 2.2). Інше формулювання закону виглядає наступним чином: з двох суміжних тіл першим утворилося те, яке є підстилюючим або залишає свій відбиток на тілі іншого. Це формулювання враховує просторові співвідношення шарів у випадку зминання в складки і перекинутого залягання шарів.

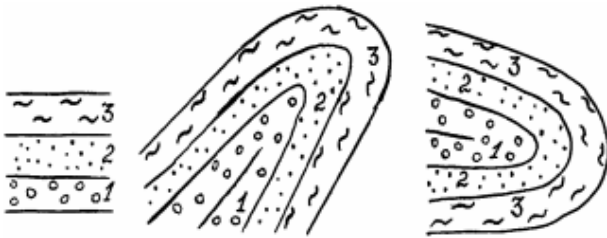


Рис. 2.2. Послідовність утворення геологічних тіл
1 – самий древній шар; 2 – проміжний шар;
3 – самий молодий шар

4) **Принцип вікової міграції граничних поверхонь геологічних тіл.** В кожному шарі синхронними можна вважати лише ті відклади, які відклалися вздовж зон накопичення відкладів, що існували в кожний даний момент, тобто відклади, які розподілилися вздовж берегової лінії. На рисунку 2.3 показано, що в різні моменти часу біля берега відкладаються галечники, далі від берега накопичуються піски, а лише

потім – глини. В результаті формуються три різні шари, але площини їх напластування утворилися протягом тривалих проміжків часу.

Зазвичай різновічність окремого шару часто не можна встановити практично, і тому воно не завжди має суттєве значення для стратиграфії. В такому випадку ним нехтують. Але різновічність осадових комплексів, які складаються з великої кількості шарів, необхідно враховувати. Іншими словами, межі поверхонь геологічних тіл змінюються в часі. Літологічна єдність не є критерієм хронологічної одночасності.

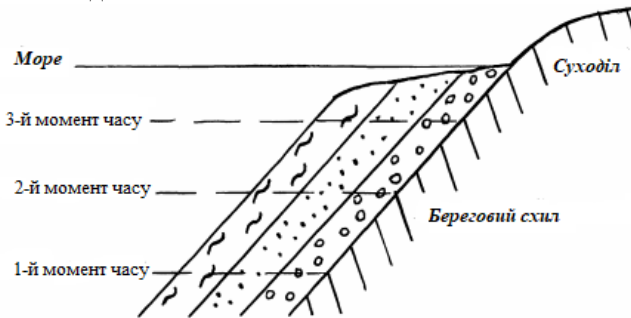


Рис. 2.3. Різновікові утворення геологічних шарів

5) **Принцип фаціальної неоднорідності однорічних відкладів.** Фації – це типи відкладів, які сформувалися в різних ситуаціях накопичення відкладів (прибережні, мілководні, глибоководні, руслові, дельтові, озерні, болотні та ін.). Оскільки в якийсь момент часу існує безліч різних умов утворення порід, то однорічні відклади, відповідно, неоднорідні (див. рис. 2.3).

6) **Принцип біостратиграфічного розчленування і кореляції.** Відклади, які містять однакову фауну і флору, геологічно однорічні. Мається на увазі, що відклади можна розрізняти і зіставляти по заключених у них залишках організмів. Виявлені фауни і флори слідує одні за одними у визначеному, певно виявленому порядку.

Вивчення відносного віку гірських порід дозволило європейським геологам вже в XV ст. розташувати виділені підрозділи у вигляді шкали з найбільш древніми підрозділами в основі і послідовно все більш молодими підрозділами вище.

Раніше класифікації включали три головних підрозділи: первинну, вторинну і третинну ери; набагато пізніше до них була добавлена

четвертинна (сучасна) ера. Потім три перших підрозділи назвали інакше:

- палеозойська ера – древнє життя;
- мезозойська ера – середнє життя;
- кайнозойська ера – нове життя.

Четвертинна ера сучасного життя зберегла свою історичну назву, перейшовши в розряд четвертинного періоду.

Пізніше виділили також:

- археозойську еру – початок життя;
- протерозойську еру – протожиття, або первинне життя.

Перераховані ери стали поділяти на періоди, періоди на епохи і більш дрібні вікові одиниці. Зараз розподіл докембрію, де знайдено лише примітивні водорості, в основному, місцеві, тоді як більш молоді одиниці (від кембрію до сучасних відкладів, об'єднаних загальною назвою фанерозой) мають загальносвітове застосування.

На теперішній час розроблена стратиграфічна шкала, яка має наступний вигляд (табл. 2.2).

Таблиця 2.2

Міжнародна геохронологічна (стратиграфічна) шкала

Ера (група)	Нижня межа, млн. років	Період (система)	Індекс	Колір
Кайнозой Kz	67	Четвертинний	Q	жовтий брудний
		Неогеновий	N	лимонний
		Палеогеновий	P	світло- помаранчевий
Мезозой Mz	240	Крейдовий	K	яскраво-зелений
		Юрський	J	синій, блакитний
		Триасовий	T	фіолетовий
Палеозой Pz	570	Пермський	P	темно- помаранчевий
		Кам'яновугільний	C	сірий
		Девонський	D	коричневий
		Силурійський	S	св. сіро-зелений
		Ордовицький	O	сіро-зелений
Протерозой Pt	650	Вендський	W	рожеві відтінки
	1600	Рифейський	R	

	2600	Ранньо- і середньо- протерозойський	Pt ₁	
			Pt ₂	
Архей Ar	древні 3800	Архейський	Ar	

Співвідношення понять товща порід – час її утворення виглядає наступним чином (табл. 2.3).

Таблиця 2.3

Співвідношення стратиграфічних і часових підрозділів

Товща порід	Час її утворення
Група	Ера
Система	Період
Відділ	Епоха
Ярус	Вік
Підярус	Час
Зона	Момент часу, або зональний момент

Коли говоримо про товщу порід, слід казати:

- мезозойська група Mz;
- юрська система J;
- верхньо-юрський (нижньоярський, середньоюрський) відділ J₃;
- келовейський ярус J₃cl₁;
- верхньо-келовейський (нижньокеловейський, середньо-келовейський) підярус J₃cl₂;
- зона Longaeviceras keyserlingi J₃cl₃¹ (тобто відклади виділені по знахідках в них цього виду амоніту).

Але якщо мова йде про час, коли утворювались дані породи, то слід казати:

- мезозойська ера Mz;
- юрський період J;
- пізньоюрська (ранньоюрська, середньоюрська) епоха J₃;
- келовейський вік J₃cl₁;
- пізньокеловейський (раньокеловейський, середньокеловейський) час J₃cl₂;
- момент часу Longaeviceras keyserlingi J₃cl₃¹.

Всі системи і яруси отримали свої назви або від місцевостей, де вони були вперше встановлені, або за характерними літологічними особливостями. Наприклад, девонська система названа по графству

Девоншир в Англії, пермська – по місту Перм в Росії, крейдова система отримала свою назву завдяки типовій для неї породі – крейді; амгінський ярус названий по річці Амга в Східному Сибірі, де він вперше встановлений.

Межі між стратиграфічними підрозділами обговорюються і приймаються на міжнародних стратиграфічних нарадах.

Окрім названих стратиграфічних одиниць, виділяють ще і місцеві, літологічно доволі однорідні відклади. Вони мають реальне, фізично виражене обмеження в шаруватих товщах. Їх об'єми незмінні незалежно від різних точок зору на їх геологічний вік.

Такі літостратиграфічні одиниці зручно використовувати в повсякденній практичній роботі при геологічній зйомці, пошуках і розвідці родовищ корисних копалин, при розчленуванні і співставленні розрізів по свердловинах. Реальність меж між ними очевидна, а реальність хроно- і біостратиграфічних в деякій мірі умовна, і їх ще потрібно доводити. Місцеві одиниці носять назви: серія, свита, пачка, шар.

Свита – основна одиниця з місцевих стратиграфічних підрозділів, з якою мають справу в геології. *Свитою* називається сукупність відкладів, які утворилися в даному регіоні у визначених фізико-географічних умовах і займають в ньому визначене положення.

Зазвичай стратиграфічний об'єм свити відповідає значній частині ярусу, іноді майже цілому ярусу або навіть декільком ярусам. Свита поділяється на підсвити (нижню, середню і верхню). Зазвичай свиті дають географічну назву тієї місцевості, де її вперше встановили або де вона має найбільш характерний розріз, наприклад: березівська (встановлена біля с. Березівка), джангодська (виділили на р. Джангода) свити.

2.3. Викопа фауна і флора

Породи фанерозою більш або менш містять в собі органічні залишки. Наука, яка вивчає древні рослини, називається *палеоботанікою*, древніх тварин – *палеонтологією*. Всі організми класифікують на типи, класи, ряди, родини, види.

Міжнародна стратиграфічна шкала побудована за палеонтологічними даними. Виділяють так звані керівні форми, тобто такі рештки, за якими можна точно встановити вік. На рис 2.4 показано основні групи фауни, за якими визначають вік порід. Наприклад, трилобіти, як клас, жили від кембрію до пермі.

Власне кажучи, палеозой саме і виділений в окрему стратиграфічну групу через те, що в цих відкладах зустрічається певний комплекс викопної фауни, в тому числі і трилобіти. Знайти залишки цих тварин в мезозої або кайнозої неможливо, тому що вони вимерли наприкінці палеозойської ери. Бувають, правда, рідкісні винятки, коли фауна перевідкладена: древні породи руйнувалися, а їх вміст потрапив в молоді утворення. Але в таких випадках збереженість залишків дуже погана, і вони знаходяться разом з іншими, більш молодими викопними.

Ще один яскравий приклад вузького стратиграфічного розповсюдження – *граптоліти*. Це підтип геміхордових, який жив від середнього кембрію до раннього карбону. Ордовіцькі і силурійські відклади дуже гарно розмежовуються по граптолітах. *Амоніти* – головна фауна в датуванні віку мезозойських порід.

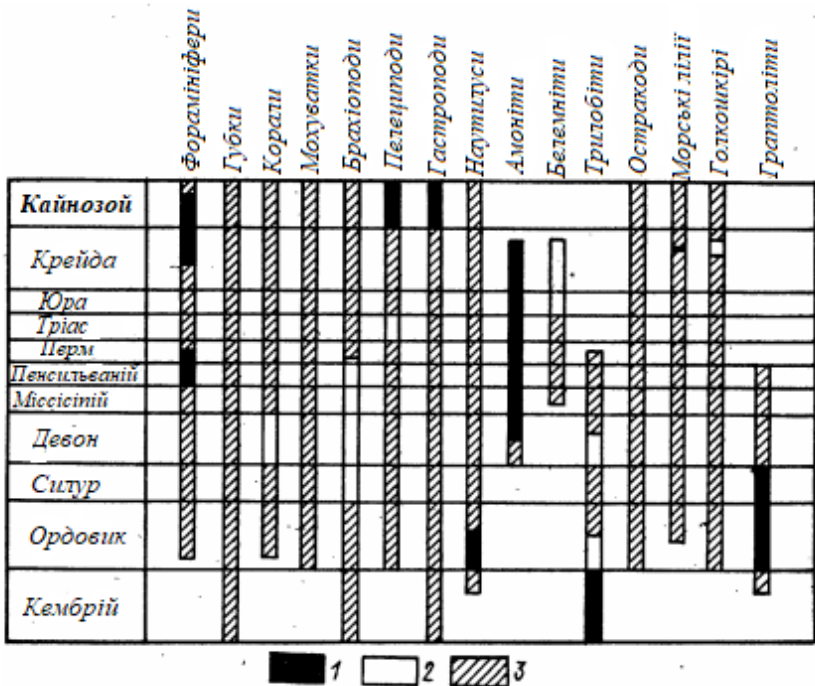


Рис. 2.4. Відносне хроностратиграфічне значення основних груп морських безхребетних протягом геологічного часу

Групи: 1 – важливі для планетарних хроностратиграфічних кореляцій;
2 – застосовуються для регіональних кореляцій,
3 – іноді використовуються для місцевих кореляцій.

Вид – основна одиниця, якою оперують палеонтологи. За видами виділяють зони, самі дрібні стратиграфічні підрозділи міжнародної шкали. Вид має родові і видові латинські назви, після яких вказується латинською прізвище автора, який вперше встановив цей вид. Наприклад, *Rugulina pux* Lutova – вид *pux* роду форамініфер *Rugulina*; вид вперше встановила палеонтолог Лутова.

Морські тварини поділяють на *нектон* – вільно плаваючі (риби, кальмари, медузи), *планктон* – «висячі» у воді (діатомові водорості, радіолярії, форамініфери) і *бентос* – які повзають і прикріплені до дна (двостулкові, корали, губки). Для глобальних співставлень особливо важливий нектон, для палеогеографічних побудов – бентос.

Одновіковість відкладів різних кліматичних зон, віддалених одні від одних на тисячі кілометрів, встановлюють за допомогою послідовного співставлення ареалів проживання викопної фауни. Велике значення для розмежування і співставлення відкладів на різних континентах має спорово-пилковий аналіз, тому що спори і пилок рослин розноситься вітрами практично по всій земній кулі.

Скам'янілості, за винятком рифових відкладів і черепашників, знаходяться у вигляді окремих включень в шарі. Тому надзвичайно важливо усвідомити, наскільки випадкові знахідки мушель в керні свердловин; особливо рідкісні цілі екземпляри гарного збереження. Цінність таких знахідок для науки і практики неможливо переоцінити. Мушлі з керну свердловин не можна чіпати до прибуття спеціаліста, щоб не переплутати місце їх знахідки або, що іще гірше, втратити їх.

При відборі фауни з керна свердловин кожний зразок акуратно замотують в м'яку вату, щоб при транспортуванні мушля не розбилася, завертають в папір і двічі маркують: одну етикетку кладуть всередину згортка, а на обкладинці зовні підпис повторюють. На етикетці вказують дату, номер свердловини, інтервал відбору керна і глибину, з якої взяли зразок.

Для датування відкладів по керну свердловин першорядне значення має *мікрофауна* – дрібні від часток міліметра до 1, рідше 2 мм маленькі черепашки, які не видно неозброєним оком, а побачити їх можна лише під мікроскопом. Це в основному остракоди і форамініфери. Зустрічаються в породах вони порівняно частіше, ніж

крупні черепашки двостулкових моллюсків, брахіоподів, амонітів, трилобітів. Іноді їх кількість може сягати десятків тисяч екземплярів на 100 г породи. Тому мікропалеонтологія отримала інтенсивний розвиток саме в зв'язку з бурінням свердловин.

Питання для самоперевірки

- 1. Що таке шкала абсолютної геохронології і на чому вона основана?*
- 2. Назвіть методи, які використовуються для визначення абсолютного віку гірських порід.*
- 3. Назвіть принципи стратиграфії.*
- 4. Чи змінюються в часі межі геологічних шарів?*
- 5. Що таке відносний вік гірських порід?*
- 6. Назвіть геологічні системи.*
- 7. Охарактеризуйте співвідношення товща порід – час її утворення.*
- 8. Що таке свита?*
- 9. Що таке керівні форми?*
- 10. Які групи фауни використовують при датуванні відкладів по свердловинах?*

3. МІНЕРАЛИ

Вивчення речовини Землі проводиться в різному масштабі – від дрібного, що відповідає хімічним елементам і їх складовим частинам, до дуже крупного, що відповідає континентальним масивам і плитам, аж до Землі в цілому. Між цими крайніми об'єктами розрізняють дві важливі групи утворень: мінерали і гірські породи.

Мінерали – це природні неорганічні тверді речовини, які володіють характерною кристалічною структурою. Зазвичай гірська порода складається з декількох мінералів, але іноді – лише з одного, як, наприклад, вапняк або мрамур; вони складаються з одного мінералу – кальциту. Значення мінералів подвійне: по-перше, вони дозволяють класифікувати гірські породи, а по-друге, вказують на умови їх утворення. Зараз науці відомо більше 4000 мінералів.

3.1. Хімічні сполуки

Відсотковий вміст хімічного елемента в земній корі до глибини 16 км називається *кларком*. Хімічні аналізи показують, що на 98,5 % маса земної кори складається лише з восьми елементів (рис. 3.1).

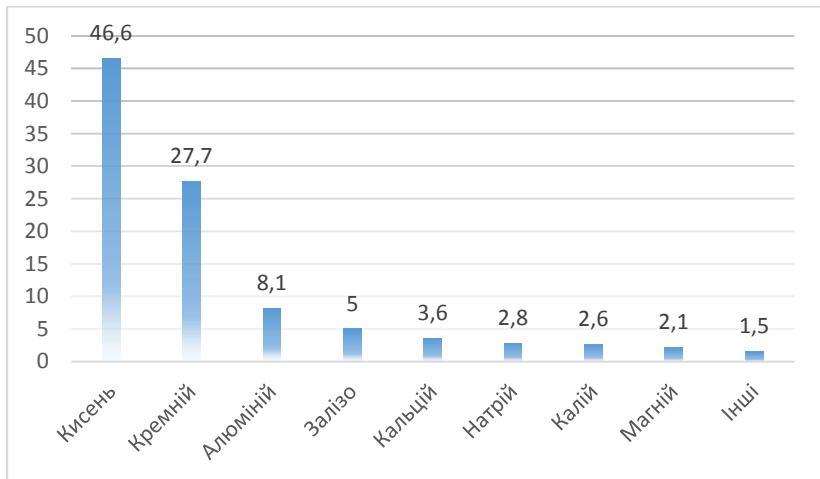


Рис. 3.1. Кларки хімічних елементів

Ще 1 % складають 6 елементів (в порядку зменшення): титан, водень, фосфор, марганець, фтор, сірка. Інші елементи періодичної системи складають лише 0,5 %.

Так як кількість основних хімічних елементів незначна, відповідно і кількість головних породотвірних мінералів обмежена. Декілька елементів, особливо благородні метали і вуглець в формі графіту і алмазу, можуть зустрічатися в чистому вигляді, але більшість елементів утворюють хімічні сполуки.

Сполуки кисню найбільш поширені, оскільки він самий розповсюджений елемент на Землі. Кремній і алюміній, займають друге і третє місце та забезпечують утворення силікатних і алюмосилікатних мінералів. За кольором породотвірних мінералів часто можна судити про їх хімічний склад. Світло забарвлені силікатні і алюмосилікатні мінерали містять K, Na і Ca, а темно забарвлені – Mg і Fe.

Для з'ясування хімічного складу мінералу проводять його хімічний аналіз. Формули можуть бути емпіричними, що показують лише хімічний склад, і структурними, які дають уявлення про просторове розташування атомів в мінералі та їх зв'язки між собою. В мінералах можна виділити катіони і аніонні комплекси, які характеризують типи кристалічних структур. При написанні формул мінералів аніонні комплекси прийнято відділяти від катіонів квадратними дужками. Так, емпірична формула білої слюди мусковіту $H_2KA_1_3Si_3O_{12}$, а структурна $KA_1_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$. Остання показує, що в структурі мусковіту присутній складний аніонний комплекс і що вода в мусковіті знаходиться не у вигляді H_2O , а в вигляді гідроксилу $(OH)^{-1}$, причому цей гідроксил може бути в свою чергу заміщений фтором F^{-1} . Широко розповсюджений мінерал кальцит записується як $Ca[CO_3]$. Але не буде помилкою написати формулу кальциту і в вигляді $CaCO_3$.

Часто в мінералах, крім основних елементів, спостерігається більша чи менша кількість інших домішок. *Ізоморфізм* – явище, яке виражається в здатності хімічних елементів (атомів) заміщати один одного в кристалах і мінералах. Розрізняють два види ізоморфізму: більш простий, коли іони з однаковою валентністю взаємно заміщуються – він називається *ізовалентним*, і складний, коли відбувається заміщення іонів різних валентностей, – це *гетеровалентний* ізоморфізм. Прикладами ізовалентного ізоморфізму служать заміщення Mg^{2+} на Fe^{2+} в олівіні $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$; гетеровалентного – $2Al^{3+}$ на $3Mg^{2+}$ в слюді. Особливо характерні ізоморфні заміщення в рядах K–Rb, Ca–Sr, Au–Ag, S–Se, Ta–Nb, Zr–Hf.

Кларки деяких елементів настільки малі, що вони в природі не утворюють чистих мінералів і тем більш самостійних родовищ. Зате ці елементи часто присутні у вигляді ізоморфних домішок в інших широко розповсюджених мінералах, і їх можна звідти вилучати. Наприклад, кадмій та індій зазвичай присутні в цинкових обманках ZnS .

Класичний приклад ізоморфних рядів мінералів – плагіоклази з групи польових шпатів. Плагіоклази іще називають твердими розчинами, тому що вони утворюють безперервний ряд, який відрізняється вмістом кремнезему:

альбіт $Na[AlSi_3O_8]$ (69 % SiO_2) → *олігоклаз* → *андезин* → *лабрадор* →
бітовніт → *анортит* $Ca[Al_2Si_2O_8]$ (43 % SiO_2)

3.2. Кристалічна структура

Мінерал має постійний хімічний склад. Наприклад, галіт (звичайна кухонна сіль) має хімічну формулу $NaCl$; його кристали прямокутні, подібні на кубики або сірникову коробку, і подальше подрібнення кристалів галіту дає такі ж кубики, лише більш дрібні. Ця властивість свідчить про кристалічну структуру мінералів і є найбільш характерною рисою. Найбільший кристал в світі – кристал берилу, який був знайдений на Мадагаскарі, має масу 380 тон, довжину 18 м і ширину 3,5 м в поперечнику.

Особливості будови кристалічної ґратки мінералів встановлюють за допомогою рентгенівських методів. На рисунку 3.2 зображено розташування атомів вуглецю в кристалічних ґратках алмазу і графіту.

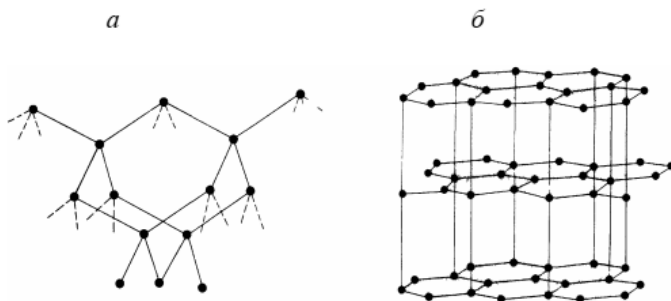


Рис. 3.2. Приклади кристалічних ґраток мінералів
a – алмаз; *б* – графіт

Обидва мінерали мають однаковий хімічний склад – вуглець. Але алмаз має дуже високу твердість завдяки своїй структурі, а графіт

м'який, тому що в нього зв'язок атомів між площинами в кристалічній ґратці слабкий.

Зовнішнім вираженням внутрішньої структури мінералу служать *кристали*. Це геометрично правильні тверді тіла, обмежені природними плоскими поверхнями, або *гранями*.

Симетрія – основна властивість кристалів. В кристалографії існує термін вісі симетрії. *Вісь симетрії* – пряма лінія, при повороті навколо якої на певний кут симетрична фігура займе в просторі те ж положення, що вона займала до повороту, але на місце одних її частин перемістяться інші такі ж частини. Вісі симетрії, що зустрічаються в кристалах, позначають L_2 , L_3 , L_4 , L_6 . Кут повороту, при якому елементи фігури співпадають, складає при цьому 180° , 120° , 90° і 60° відповідно. При такому розташуванні вузлів плоска сітка кристалічної ґратки побудована без просвітів, що призводить до стійкості структури. На рис. 3.3 зображено типи плоских сіток багатокутників з вісями симетрії різного порядку.

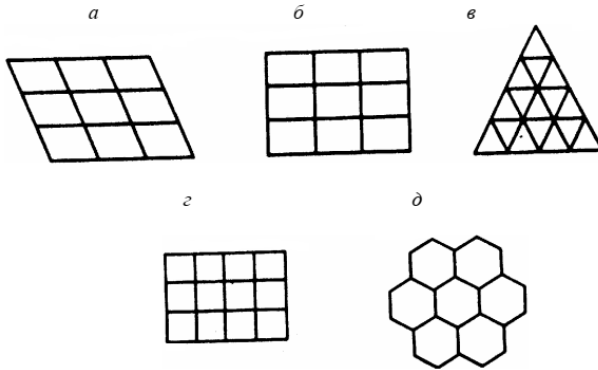


Рис. 3.3 Плоскі сітки багатокутників

Вісі симетрії:

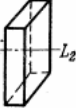
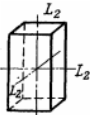



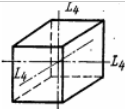
*a – першого порядку; б – другого порядку; в – третього порядку;
г – четвертого порядку; д – шостого порядку*

В кристалічних багатокутниках присутні лише вісі симетрії другого, третього, четвертого і шостого порядків. Вісь першого порядку практично не визначає симетрії кристалу, а вісь симетрії п'ятого і вище шостого порядку в кристалах не існує.

Вивчення форм, які утворюються гранями кристалів, і кутів між гранями дозволило створити класифікацію кристалів, поділивши їх на сім сингоній (табл. 3.1).

Таблиця 3.1

Кристалографічні сингонії

Сингонія	Типовий вигляд ґратки	Характерні особливості	Типові мінерали
Триклінна		три нерівні вісі, похило розташовані одна до одної	плагіоклаз
Моноклінна		три нерівні вісі, дві з яких перпендикулярні одна до одної, а третя похила	гіпс, ортоклаз, рогова обманка
Ромбічна		три вісі однакової довжини перетинаються під прямим кутом	барит, топаз, самородна сірка
Тригональна		три вісі рівної довжини, кути між ними не прямі	кальцит, кварц, турмалін
Тетрагональна		три взаємно перпендикулярні вісі, дві з яких однакової довжини	халькопірит, везувіан
Гексагональна		три рівні вісі перетинаються під кутом 120° в одній площині, а четверта вісь до цієї площини розташована перпендикулярно	апатит, берил
Кубічна		три вісі однакової довжини, перетинаються під прямими кутами	галіт, пірит, галеніт, гранат, алмаз

Велику кількість мінералів можна визначити, поглянувши на кристали (рис. 3.4). Наприклад, везувіан можна впізнати за своєрідною формою кристалів, в гранатів і піриту прекрасні гарно огранені кристали кубічної сингонії, а кварц утворює характерні друзи.

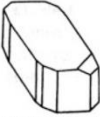
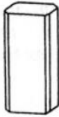
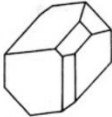
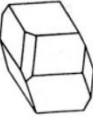



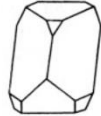
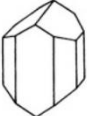


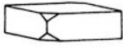



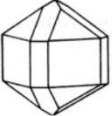


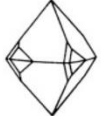






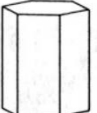

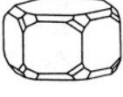


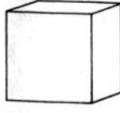
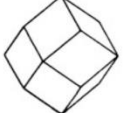


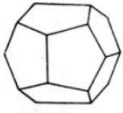
ТРИКЛІННА	 Халькантит	 Кіаніт	 Аксиніт	 Родоніт	 Альбіт
МОНОКЛІННА	 Вольфраміт	 Гіпс	 Титаніт	 Авгіт	 Ортоклаз
РОМБІЧНА	 Сірка	 Барит	 Олівін	 Струвіт	 Геміморфіт
ТЕТРАГОНАЛЬНА	 Кассітерит	 Циркон	 Везувіан	 Шелліт	 Вульфеніт
ТРИГОНАЛЬНА	 Кальцит	 Кальцит	 Сидерит	 Корунд	 Кварц
ГЕКСАГОНАЛЬНА	 Берил	 Піротин	 Апатит	 Цинкіт	 Нефелін
КУБІЧНА	 Галіт	 Гранат	 Алмаз	 Лейцит	 Пірит

Рис. 3.4. Сингонії та форми кристалів деяких мінералів

Деякі речовини можуть існувати в декількох кристалічних фазах. Такого роду структури називають *поліморфними модифікаціями*. Найяскравіший приклад – поліморфні перетворення вуглецю. При температурі 1000 °С алмаз легко переходить в графіт. В той же час перехід графіту в алмаз може бути здійснено лише при температурах вище 3000 °С і тисках до 10⁸ Па.

Габітус кристалів – цей термін служить для визначення характерної форми, в якій мінерал, як правило, кристалізується. Знаючи звичайний зовнішній вигляд кристалів будь-якого мінералу, можна визначити його візуально. У багатьох мінералів спостерігаються закономірне зростання кристалів по визначених гранях – *двійники*. Слід згадати про друзи, конкреції і секреції (рис.3.5), що являють собою особливі форми кристалізації мінеральної речовини (характерні концентрично-зональні утворення).

Друзи – це зростки кристалів, які прикріплені одним кінцем до спільної основи. Друзи можуть утворюватися кристалами одного (кварц) або декількох різних мінералів (галеніт, сфалерит, кальцит). Зростки дрібних кристалів, які розміщуються на плоскій поверхні часто називаються *ціткою*.

Конкреції ростуть від центру до периферії, а *секреції* від периферії до центру.

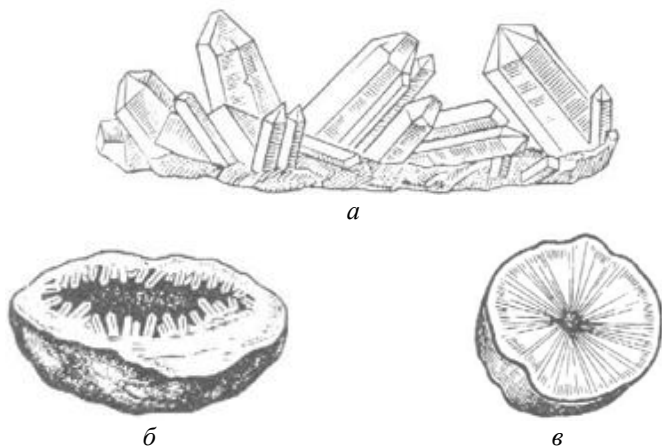


Рис. 3.5. Мінеральні агрегати:
а – друзи; б – секреція; в – конкреція

3.3. Хімічна класифікація мінералів

Всі мінерали поділяються на п'ять основних груп: 1) самородні елементи; 2) сульфідів; 3) галогеніди; 4) оксиди; 5) солі кисневих кислот. Приведемо коротку характеристику представників кожної групи.

3.3.1. Самородні елементи

Мінерали цього типу являють собою прості речовини, які складаються з одного хімічного елементу (табл. 3.2). Сюди входить невелика кількість мінералів, які мало зустрічаються в природі, але мають значне практичне значення. Самородні елементи стійкі в поверхневих умовах, на повітрі вони не окислюються, і тому зустрічаються в чистому виді.

Таблиця 3.2

Самородні елементи

Назва мінералу	Хімічна формула	Основне значення
Алмаз	C	Дорогоцінний камінь
Графіт	C	Теплоізоляційна сировина
Сірка	S	Хімічна сировина
Золото	Au	Благородний метал
Срібло	Ag	
Платина	Pt	

3.3.2. Сульфідів

Ця група об'єднує більше 250 мінералів. В сульфідів металічний блиск, велика питома вага, чорна або кольорова риска. Багато мінералів мають важливе промислове значення. В хімічному відношенні сульфідів являють собою солі сірководневої кислоти (табл. 3.3).

Таблиця 3.3

Мінерали групи сульфідів

Назва мінералу	Хімічна формула	Основне значення
Галеніт	PbS	Свинцева руда
Сфалерит	ZnS	Цинкова руда
Халькопірит	CuFeS ₂	Мідна руда
Пірит	FeS ₂	Хімічна сировина
Борніт	Cu ₅ FeS ₄	Мідна руда
Кіновар	HgS	Руда на ртуть
Молібденіт	MoS ₂	Молібденова руда

Житомирська політехніка	Міністерство освіти і науки України Державний університет «Житомирська політехніка»
--------------------------------	--

Антимоніт	Sb_2S_3	Руда на стибій
Арсенопірит	$FeAsS$	Руда на миш'як

3.3.3. Галогеніди

З хімічної точки зору мінерали цієї групи являють собою солі кислот HCl , HF , HBr , HJ (табл. 3.4). Більшість з них мають невелику твердість, малу питому вагу, скляний блиск. Мінерали групи хлоридів (кам'яна і калійна сіль) добре розчиняються у воді.

Таблиця 3.4

Галогеніди

Назва мінералу	Хімічна формула	Основне значення
Галіт	$NaCl$	Хімічна сировина
Сильвін	KCl	Хімічна та агрохімічна сировина
Карналіт	$KMgCl_3 \cdot 6H_2O$	
Флюорит	CaF_2	Оптична, хімічна, флюсова сировина

3.3.4. Оксиди

З хімічної точки зору, оксиди являють собою сполуки елементів з киснем. Оксиди широко розповсюджені в природі та часто мають важливе промислове значення (табл. 3.5). Один з найбільш розповсюджених мінералів на Землі, кварц, належить до цієї групи.

Таблиця 3.5

Мінерали групи оксидів

Назва мінералу	Хімічна формула	Основне значення
Кварц	SiO_2	Породотвірний мінерал, п'єзооптична сировина,
Магнетит	Fe_3O_4	Залізна руда
Гематит	Fe_2O_3	
Хроміт	$FeCr_2O_3$	Хромова руда, металургійна і теплоізоляційна сировина
Ільменіт	$FeTiO_3$	Титанова руда
Корунд	Al_2O_3	Абразивна сировина
Каситерит	SnO_2	Руда на олово

3.3.5. Солі кисневих кислот

В хімічному відношенні є сполуками кисневмісних кислот. Це найбільш багаточисельний тип мінералів, в склад яких входять карбонати, сульфати, фосфати, молібдати, ванадати, силікати та ін.

(табл. 3.6). Одна лише група польових шпатів складає біля 60 % маси земної кори.

Таблиця 3.6

Солі кисневих кислот

Назва мінералу	Хімічна формула	Основне значення
<i>Карбонати</i>		
Кальцит	CaCO_3	Породотвірний мінерал
Магнезит	MgCO_3	Металургійна і теплоізоляційна сировина
Доломіт	$(\text{Ca}, \text{Mg})\text{CO}_3$	Породотвірний мінерал
Сидерит	FeCO_3	Залізна руда
Родохрозит	MnCO_3	Руда на манган, кольоровий камінь
Малахіт	$\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$	Виробна сировина і кольорові камені
<i>Сульфати</i>		
Гіпс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	В'язучий матеріал
Ангідрит	CaSO_4	Виробна сировина
Барит	BaSO_4	Хімічна сировина
<i>Вольфрамати</i>		
Вольфраміт	$(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$	Руда на вольфрам
Шеєліт	CaWO_4	
<i>Фосфати</i>		
Апатит	$\text{Ca}_5[(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{Cl}, \text{F})]$	Агрохімічна сировина
Бірюза	$\text{CuAl}_6[(\text{OH})_2\text{PO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Дорогоцінний камінь
<i>Силікати</i>		
Олівін	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$	Породотвірний мінерал
Топаз	$\text{Al}_2[\text{F}_2\text{SiO}_4]$	Дорогоцінний камінь
Кіаніт (дістен)	$\text{Al}_2[\text{O} \text{SiO}_4]$	Металургійна сировина
Сподумен	$\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	Літєва руда
Мусковіт	$\text{KAl}_2[(\text{OH}, \text{F})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$	Технічна сировина, породотвірний мінерал
Біотит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[(\text{OH}, \text{F})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$	
<i>Польові шпати:</i>		
Альбіт	$\text{Na}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Породотвірний мінерал,

Ортоклаз	$K_2[AlSi_3O_8]$	флюсова і скло-керамічна сировина
Анортит	$Ca[Al_2Si_2O_8]$	

3.4. Фізичні властивості мінералів

Мінерали володіють великою кількістю різноманітних фізичних властивостей, які дозволяють проводити їх діагностику, тобто визначення. До фізичних властивостей, які використовуються для швидкої діагностики, відносять блиск, твердість, колір, колір риски, спайність, злам, густина і багато інших.

Деякі мінерали володіють однією настільки яскраво вираженою характеристикою, що вона одразу дозволяє визначити даний зразок. Наприклад, магнітна стрілка реагує на магнетит; корунд залишає подряпину на будь-якому мінералі (крім алмаза, але алмази не зберігають навіть в звичайних мінералогічних музеях, не кажучи вже про навчальні колекції); білий шовковистий азбест легко розщеплюється на тонкі волокна; золото має надзвичайно велику густина; чорний непрозорий гематит залишає вишневу риску на пластинці неглазурованого фарфору; гіпс можна подрятати нігтем; графіт пише на папері; ісландський шпат володіє подвійним світлозаломленням; чароїт має неповторний бузковий колір; слюди легко розчіплюються на тонкі пластинки; в родоніті часто видно дендрити з оксидів марганцю. Щоб діагностувати кальцит, можна розбити зразок молотком (рис. 3.6), і він розколеться на кусочки, грани в яких розташовані під визначеними кутами. Здатність мінералу розколюватися по визначених площинах називається *спайністю*.

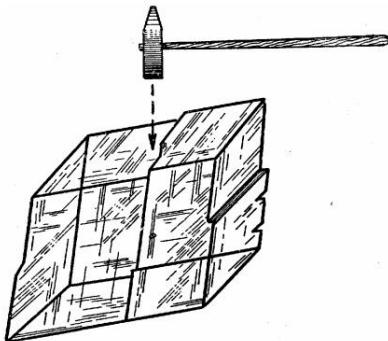


Рис. 3.6. Визначення напрямку спайності в кальциті

3.5. Геологічні процеси утворення мінералів

Процеси утворення мінералів поділяються на ендегенні, які проходять в надрах Землі, і екзогенні, відбуваються на поверхні.

Велике практичне значення мають *парагенетичні асоціації* – закономірні об'єднання одночасно утворених мінералів, які виникли протягом однієї стадії мінералізації. Це означає, що при знахідці одного мінералу досить ймовірні знахідки його парагенетичного супутника. Класичний приклад такого роду – сумісне утворення алмазу і піропу. Алмаз блистить всіма кольорами веселки лише на сонці; без сонячного світла він подібний до звичайного скла і в розсипі його не видно. Зате піроп (різновид гранату) гарно помітний, він яскраво-червоного кольору; зерна піропу зустрічаються в сотні разів частіше алмаза. Знахідки піропів – сприятливий признак при пошуках алмазів.

В довідниках по визначенню мінералів зазвичай вказують, які парагенетичні асоціації характерні для даного мінералу; такі відомості полегшують діагностику. Використовується також поняття негативного (забороненого) парагенезису, що вказує на неможливість сумісного утворення при певних умовах визначених поєднань двох або декількох мінералів, наприклад, кварцу і нефеліну, діопсиду і кордіериту та ін.

3.5.1. Ендегенні процеси утворення мінералів

Ендегенні (або гіпогенні, глибинні) процеси проходять в надрах Землі та протікають в умовах високих тисків, температур і дії гарячих флюїдів (водних розчинів і газів).

Магматичний процес протікає безпосередньо в магматичному розплаві при його застиганні. Спочатку кристалізуються тугоплавкі, а потім легкоплавкі мінерали. Вони розподіляються в розплаві за питомою вагою. Важкі опускаються до низу, а легкі піднімаються і концентруються в верхніх частинах магматичного масиву. Магматичне походження мають практично важливі мінерали – руди хрому, нікелю, міді, заліза, платина, апатит та ін. Найбільше в світі родовище поліметалічних сульфідних руд, яке має магматичне походження, розташоване в районі Норильська.

Пегматитовий процес пов'язаний з кристалізацією залишкового магматичного розплаву, що збагачений легкими сполуками.

Пегматити – крупнозернисті та гігантозернисті тіла переважно жильної і лінзоподібної форми; для них характерні слюда, турмалін, берил, сподумен, танталіт, колумбіт, мінерали рідких земель. Пегматити надзвичайно цікаві в практичному відношенні. Вони є

єдиним джерелом слюди – мусковіту, джерелом рідкісних металів – літію, берилію, олова, цезію, танталу і ніобію, рідких земель, а також керамічної та п'єзооптичної сировини (п'єзокварц) та ін. Пегматитові жили можуть досягати декількох кілометрів в довжину і декількох десятків метрів потужності. Найбільші в світі кристали видобуті саме з пегматитів. В пегматитах на Слюдянці в районі Байкалу були знайдені кристали мусковіту масою в 1 т; пластини біотиту можуть сягати 7 м² (Норвегія); кристали сподумену – мінералу, що містить літій, досягають 14 м в довжину (Південна Дакота, США); в пегматитах Волині видобуті найбільші в світі кристали топазу масою до 117 кг.

Пневматолітовий тип утворення мінералів пов'язаний з газоподібними і леткими речовинами, які виділяються з магми. Мінерали утворюються як за рахунок безпосереднього виділення з газів (возгони), так і за рахунок взаємодії з навколишніми породами. Вулканічні гази в великих кількостях надходять в атмосферу при виверженнях. Про кількість газів, які виділяються, можна уявити з наступних даних. В долині Десяти Тисяч Димів на Алясці фумароли Катман виділили за один рік 1 250 000 т HCl і 200 000 т HF [1]. Один з основних конусів Етни при виверженні виділяв стільки водяної пари, що при її конденсації можна було б отримати 20 млн. л води за добу.

Промислове значення мінералів вулканічного походження досить обмежене. Це в першу чергу самородна сірка (яка іноді містить селен). Невеликі родовища самородної сірки відомі на Камчатці і Курильських островах, в Японії, Чилі, Італії. В Італії також видобувають природну борну кислоту – сасолін В(ОН)₃.

Гідротермальний процес пов'язаний з гарячими водними розчинами, які піднімаються від магматичних осередків по різного роду тріщинах і розломах земної кори. По мірі руху гідротерм до поверхні температура і тиск знижуються, і відбувається процес виділення розчинених в них речовин у вигляді жил. Найбільш сприятливі умови для прояву гідротермальних процесів створюються на малих і середніх глибинах (до 3–5 км від поверхні). Причина руху гідротерм – різниця тисків. Високотемпературні (450–300 °С) мінеральні тіла розташовуються ближче до материнської інтрузії, в той час як низькотемпературні (нижче 200 °С) більш віддалені. Це призводить до зонального розташування продуктів гідротермального процесу відносно до тієї інтрузії, з якої вони утворилися. Гідротермальне походження мають більшість руд кольорових, рідкісних і радіоактивних металів, а також різні неметалічні корисні

копалини. Гідротермальне утворення мінералів також проявляється в кінці пегматитового процесу.

Метаморфічні процеси проходять в надрах земної кори без переплавлення вихідної речовини. Обов'язковими факторами є високий тиск і температура. При регіональному метаморфізмі загальний хімічний склад порід зазвичай мало змінюється, а мінеральні, структурні і текстурні зміни зумовлені в основному фізичними умовами під час перекристалізації. Але процес може проходити також з привнесенням або видаленням деяких речовин, які переміщуються у вигляді іонів разом з газами або рідинами. В такому випадку хімічний склад початкових мінералів змінюється.

3.5.2. Екзогенні процеси утворення мінералів

Процеси **вивітрювання** виражаються в механічному руйнуванні гірських порід і хімічному розкладанні мінералів. *Фізичне* вивітрювання не призводить до утворення нових мінералів, але воно сприяє диспергуванню вихідних порід, а це полегшує циркуляцію води і вуглекислого газу, які призводять до хімічного перетворення речовини. При *хімічному* вивітрюванні нестійкі на поверхні Землі мінерали зазнають хімічної зміни і перетворюються на інші мінерали, стійкі в поверхневих умовах. *Органічне* вивітрювання проходить при участі органічних кислот і продуктів життєдіяльності організмів; особливо велика роль бактерій.

Осадові процеси пов'язані з відкладанням розчинених у воді мінеральних речовин. Ці процеси проходять головним чином в озерах і морських басейнах.

Органогенні, або біогенні, процеси – це процеси утворення мінералів за рахунок залишків живих організмів і продуктів їх життєдіяльності. Наприклад, бурштин – затверділа смола хвойних дерев, а перли продукують морські моллюски.

Питання для самоперевірки

1. Назвіть кларки найрозповсюдженіших хімічних елементів.
2. Чим відрізняються емпіричні та структурні формули мінералів?
3. Що таке ізоморфізм?
4. Назвіть вісі симетрії, які зустрічаються в кристалах.
5. Що таке кристалографічні сингонії?
6. Назвіть ендегенні процеси утворення мінералів.

7. Назвіть екзогенні процеси утворення мінералів.
8. На якому принципі побудована класифікація мінералів?
9. Мінерали якого типу найбільш розповсюджені в земній корі?
10. Які властивості мінералів використовують для візуальної діагностики?

4. МАГМАТИЗМ І МАГМАТИЧНІ ПОРОДИ

Вулканічні виверження – одні з найбільш руйнівних і страшних явищ природи. Вони спостерігалися і реєструвалися протягом століть. Термін вулканізм походить від слова «вулкан» – назви найбільшого вулканічного острова біля берегів Італії.

Перша стадія магматичної діяльності – утворення рідкої *магми*, розплавленої породи в надрах Землі. Магматичний розплав може містити зважені кристали і розчинені гази, особливо, водяну пару. При виливанні магми на поверхню утворюється *лава*. При остиганні і кристалізації магми утворюються магматичні породи.

Головним джерелом внутрішнього тепла Землі служить радіоактивність. *Геотермічний градієнт* показує збільшення температури з глибиною і зазвичай змінюється від 2,5 до 3 °С на 100 м. Відповідно, *геотермічний ступінь* – це підвищення температури на кожні 100 м глибини від земної поверхні, що зазвичай складає 3–4 °С. Магматичний розплав, який виливається, зазвичай має температуру 1200–1400 °С.

Для плавлення порід має бути присутній певний простір, так як при цьому їх об'єм збільшується приблизно на 10 %. Збільшена в об'ємі і, відповідно, більш легка магма гідростатично, за рахунок ваги твердих порід навколо неї і зверху, витискається вгору по тріщинах. Вона може застигнути на глибині або прорватися на земну поверхню у вигляді вулканічних вивержень *центрального* або *тріщинного* типу. Після виверження магматичного розплаву об'ємом до 10 – 20 км³ ділянка земної поверхні зазвичай провалюється, заповнюючи утворену в надрах пустоту.

Застигла на глибині магма утворює тіла різної форми, які називаються *інтрузіями*. При виливанні на поверхню виникають ефузивні тіла. Форми інтрузивних утворень зображені на рис. 4.1, будова вулканічного апарату – на рис. 4.2.

На земну поверхню інтрузії виступають після тривалої ерозії і розмивання порід, які їх перекривають. Відомі виходи *батолітів* площею декілька тисяч кв. км в Карелії. Відгалуження від батоліту називається *штоком*.

Сіли залягають згідно з оточуючими породами, їх потужність сягає декількох сотень метрів.

Утворення *лаколіту* відбувається у випадку впровадження магми з підняттям оточуючих порід, його потужність складає від десятків до сотень метрів.

Дайки утворюються в тріщинах земної кори, вони характеризуються значною протяжністю, іноді на декілька кілометрів, і товщиною від часток метру до десятків метрів.

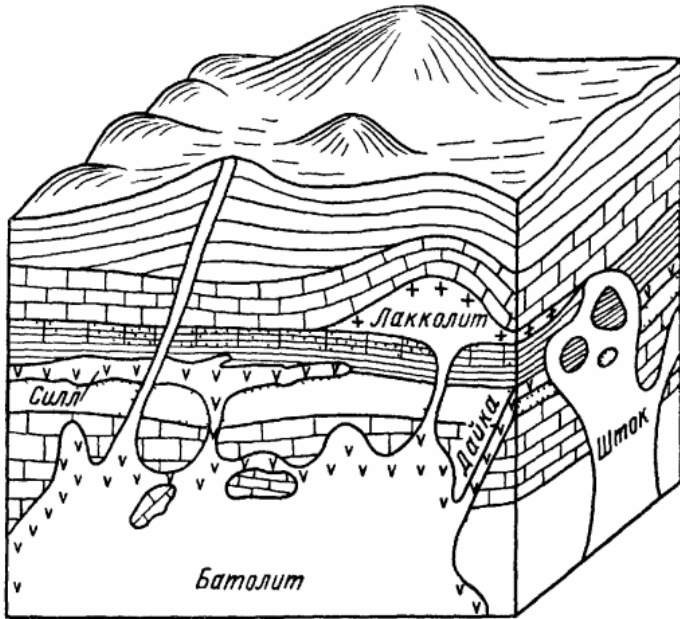


Рис. 4.1. Форми залягання інтрузій

Нек – застигле вулканічне жерло. Якщо магма вилилась з вулкану і тече в одному напрямку в формі витягнутого язика, то вона утворить *поток*; якщо вилив відбувається з протяжної тріщини і магма рівномірно покриває площі в десятки і сотні кілометрів, то утвориться *покрів*.

Вулкани бувають *ефузивні* з спокійним характером виливів і *експлозивні* (вибухові). Вони можуть приймати форму лавових або шлакових конусів, складних конусів; бувають діючими, сплячими або згаслими. Склад виливної лави знаходиться в широких межах. Вершина вулкана – це кратер або кальдера; відрізняються вони розмірами і будовою. *Кратером* називають утворену при виверженні воронку діаметром від декількох метрів до кілометра. *Кальдери* бувають діаметром до 10 км (Анпакчак на Алясці), в періоди між виверженнями зазвичай вони заповнені озерами.

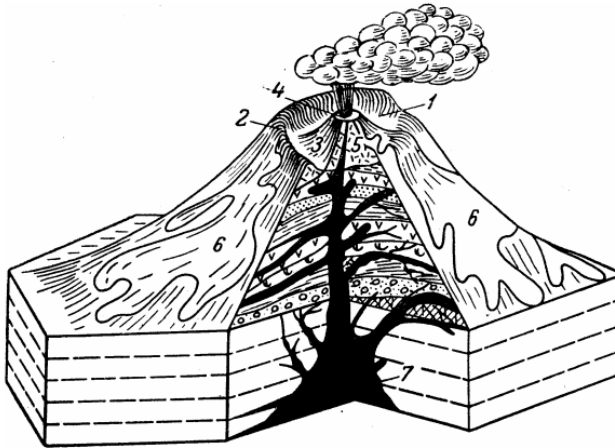


Рис. 4.2. Схема будови вулканічного апарату

1 – кальдера; 2 – сома; 3 – конус; 4 – кратер; 5 – жерло; 6 – лавовий потік; 7 – лавовий осередок

Зараз відомо біля 600 вулканів, які діяли за пам'яті людства. Дві третини з них зосереджені в острівних дугах навколо Тихого океану або на континентальній стороні границь між плитами. Другий пояс концентрації вулканів, в якому зосереджена приблизно четверть їх загальної кількості, протягаються від Італії, Туреччини через Південну Азію до Індонезії. Вулкани третьої групи пов'язані з серединно-океанічними хребтами Атлантики. Ще відмічається черга вулканічних островів в Тихому океані, і в першу чергу Гавайські острови.

Крім наземних вулканів, в акваторії Тихого океану знаходиться біля 10000 підводних вулканів висотою не менше 1 км. Більшість з них ніколи не піднімались вище рівня моря, але деякі були вулканічними островами, які тепер занурилися внаслідок рухів земної кори.

4.1. Продукти вулканічних вивержень

4.1.1. Газоподібні вулканічні продукти.

75 – 90 % газоподібних компонентів, які виділяються при виверженнях вулканів, складає водяна пара. Ще присутні сполуки азоту і вуглецю, сірководень, сірчані гази, сірка, хлор, фтор, аміак, метан, аргон і продукти їх реакцій. При взаємодії з атмосферною вологою, багато з цих речовин утворюють кислоти, що призводить до випадання рясних «кислотних дощів».

Фумароли – це жерла, через які біля підніжжя вулканів в періоди між інтенсивними виверженнями вириваються водяна пара та інші розігріті гази з температурою від 100 до 650 °С. З газів шляхом возгонки утворюються самородна сірка, хлориди металів, сульфід ртуті, миш'яку, сурми та інші сполуки. Дуже небезпечні для людини і тварин викиди оксидів вуглецю, які не помітні неозброєним оком, але отруюють все живе.

Сольфатар – це фумароли, які виділяють сірчані гази. Звичайним продуктом є сірководень, з якого осідає сірка. Промислова розробка сірки з сольфатар проводиться в Італії, Мексиці, Японії.

4.1.2. Рідкі продукти вивержень.

Рідкими продуктами перш за все є сама магма, яка виливається у вигляді лави. Форма, розміри, особливості внутрішньої і зовнішньої будови лавових потоків дуже сильно залежать від характеристик магми.

Рідкі *базальтові* лави вихлюпуються з початковою температурою 1000 – 1200 °С, і зберігають текучість навіть при 700 °С. Перш ніж лава застигне, вона розтікається на відстань 20–30 км від осередку виверження. Швидкість руху рідких базальтових лав досягає 50 км/год, і їх виверження має доволі спокійний характер.

Гранітні лави дуже в'язкі, насичені газами, їхні виверження відбуваються з великими шумовими ефектами. Температура таких лав при виверженні часто не досягає і 1000 °С. На поверхні землі така лава розтікається повільно, швидкість потоку зазвичай досягає всього лише декілька десятків метрів за добу. В результаті виникають лавові потоки відносно невеликої довжини, зазвичай не більше 1 км.

Ефузивні породи основного складу мають широке розповсюдження на земній кулі. Оскільки гранітні лави в'язкі і важко видавлюються на поверхню землі, вони як ефузивні утворення зустрічаються набагато рідше, ніж базальтові.

4.1.3. Тверді вулканічні продукти

Тверді вулканічні продукти називаються *пірокластичними уламками*, або *пірокластами*. Це можуть бути шматки породи, захоплені потоком лави з глибини. Але основна частина пірокластів являє собою шматки лави, які вилетіли з жерла вулкана при його виверженні. Пролетівши багато сотень метрів, вони вистигали в повітрі і падали на схили вулкана вже затверділими. Уламки довжиною більше 7 см називають *вулканічними бомбами*, від 2 мм до 7

см – лаві, а частинки розміром менше 2 мм класифікуються як *вулканічний попіл*. Частинки попелу зазвичай складаються з уламків кристалів або скла. Найбільш розповсюджений склуватий попіл.

Потужні експлозивні виверження викидають в атмосферу до висоти 40 км величезні кількості попелу, які можуть навіть впливати на клімат на Землі. Після виверження вулкану тріщинного типу Лакі в Ісландії в 1973 р. у верхніх шарах атмосфери було стільки багато попелу, що протягом наступного року температура повітря в Північній півкулі знизилася на 1–2 °С.

Виверження вулкана Пінатубо на Філіппінах в 1992 р. супроводжувалося катастрофічним падінням попелу, який примусив американців евакуювати свої військові бази. Але, мабуть, самий потужний вулканічний вибух, який пам'ятають люди, відбувся в 1815 р. на острові Сумбава в Індонезії. Тоді при вибуху вулкана Тамбора об'єм виверженого попелу досяг 80 км³.

4.2. Типи вивержень і приклади вулканічної діяльності

Вулканологи виділяють шість основних типів вивержень вулканів, які характеризуються своєрідним протіканням процесу виверження (рис. 4.3).

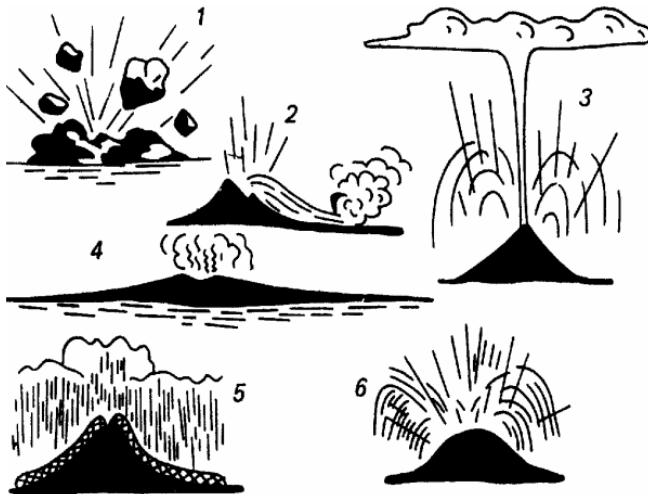


Рис. 4.3. Типи вивержень вулканів

1 – катмайський; 2 – пелейський; 3 – плініанський; 4 – гавайський;

5 – стромболіанський; 6 – вулканський

Катмайський тип (за назвою тріщинного вулкану Катмай що на Алясці) – потужний вибух з руйнуванням вулканічної побудови і утворенням великої кількості спеченого пірокластичного матеріалу (ігнімбритів).

Пелейський тип (за назвою вулкана Мон-Пеле на о. Мартиніка в архіпелазі Малих Антильських островів) – виверження, під час якого дуже в'язка лава видавлюється з жерла не розтікаючись, або закупорює його так, що накопичені гази розривають вершину вулкана. Утворюються розпечені хмари, і суміш з газів і рухомого матеріалу потоками з великою швидкістю стікає вниз по схилах.

Виверження **плініанського** типу (в 79 р. н.е. описане італійським істориком Плінієм молодшим при виверженні Везувію) – виверження з викидами великої кількості пірокластичного матеріалу і газів.

Гавайський тип (характерний для вулканів Гавайських островів) – виверження з рідкою лавою, яка швидко тече, без великих вибухів.

Стромболіанський тип – (за назвою вулкана Стромболі на одному з Ліпарських островів) – виверження з рухомими потоками лави, які супроводжуються потужними вибухами, викидами пірокластичного матеріалу і грушоподібних, часто скручених бомб.

Виверження **вулканського** типу – (за назвою вулкану Вулкано на одному з Ліпарських островів) – виверження з дуже в'язкою лавою, яка схильна утворювати куполи; гази під час такого виверження створюють оглушливі вибухи з викидом в атмосферу великої кількості пірокластичного матеріалу і бомб типу «хлібної кірки».

Приведем приклади вивержень деяких вулканів.

Вулкан Парикутин, Мексика, 1943–1952 р. Він виник одного разу вранці посеред маїсового поля і за добу виріс до конусу висотою 10 м. Через тиждень висота вулкана досягла 110 м. За перший рік він виріс до висоти 325 м. Вулканологи організували спостереження за виверженням і зафіксували історію вулкану від народження до згасання. В кінці виверження площа еліптичного конуса складала 600x900 м, висота 420 м і діаметр кратера 270 м. Навколишня територія на великому просторі була покрита вулканічним попелом. Сумарний об'єм продуктів виверження склав 0,8 км³.

Вулкан Мауна-Лоа на Гавайських островах піднімається з дна океану з глибини біля 5300 м і підноситься на 4500 м над рівнем океану; таким чином, загальна висота вулкану досягає біля 10000 м. Його об'єм перевищує 21000 км³, тобто його об'єм більше будь-якого з усіх інших вулканів земної кулі. Мауна-Лоа має широку

куполоподібну вершину і пологі схили, які складені тонкими потоками базальтової лави. На вершині присутня кальдера довжиною 6 км і шириною до 3 км; її стінки місцями піднімаються на 200 м. Дно кальдери по довжині розсічене декількома субпаралельними тріщинами, по яких час від часу лава піднімається до бортів кальдери і переливається через її край. Вулкан регулярно діє протягом двох століть.

Вулкан Мон-Пеле, острів Мартиніка в Карибському морі, 1902 р. До цього, в 1792 і 1851 роках, тут спостерігалися середні за силою виверження. Весною 1902 р. надзвичайно в'язка лава піднялася в кратері; при цьому утворилася куполоподібна масивна кірка, яка закупорила отвір підвідного каналу. Перегріта водяна пара, яка стримувалася цією пробкою, періодично виривалася з-під неї, захоплюючи разом з собою гарячі, насичені попелом розпечені хмари, які володіють великою щільністю і скочуються вниз по схилу. 8 травня відбувся особливо потужний вибух, і розпечена хмара з температурою 600 °С пронеслась над містом Сен-П'єр, вбивши за одну хвилину 28000 жителів. Вжив лише один в'язень в підземній в'язниці. Всі кораблі, які стояли в гавані, були перекинуті і спалені. В жовтні 1902 р. пробка була виштовхнута і розкололася на шматки, але з тріщини до вершинної частини гори стала підніматися потужна дуже в'язка «голка» – скельний моноліт, який до весни 1903 р. досяг висоти більше 300 м. Потім протягом року «голка» зруйнувалася.

Вулкан Кракатау, Індонезія, 1883 р. Найвідоміше експлозивне виверження відбулося на острові Кракатау, який розташований в західній частині о. Ява. За шість років до виверження в районі почалися землетруси, частота яких поступово зростала до травня 1883 р., коли Кракатау почав викидати вулканічний попіл. Сила виверження росла і сягнула максимуму в серпні 1883 р. Серією гігантських вибухів, які тривали три дні, була знесена частина острова і викинута велика маса пемзи. Хмари, наповнені задушливим вулканічним пилом, затьмарили вдень небо над Джакартою, яка віддалена на 160 км; потім при конденсації пари випав грязьовий дощ. Тонкий вулканічний піл здійнявся вгору на десятки кілометрів, в стратосферу. За два тижні піл рознесло по всій земній кулі. Судячи по 65-метровій товщині пемзи в околицях вулкану, загальна кількість виверженого матеріалу склала біля 20 км². Пемза випала на площі радіусом 15 км. Взаємодія гарячої лави з морською водою, яка проникла в кальдеру, викликала вибух, який чули в Австралії на відстані 5000 км. Викликані землетрусом цунамі досягли висоти 40 м. Після того як підземний резервуар з

насиченою газами лавою в результаті вибухів спорожнів, поверхня швидко провалилася, і утворився басейн шириною біля 6 км і глибиною 230 м. В 1923, 1933, 1972 роках фіксувалися нові виверження, але значно меншої потужності.

Трищинні виливи Ісландії. Ісландія розташована безпосередньо на Серединно-Атлантичному хребті. Саме велике з описаних вивержень відбулося в 1783 р. Лава поступала з тріщини довжиною 30 км, і протягом двох місяців під час трьох основних вивержень вилито біля 12 км³ лави базальтового складу. Рухомі лавові потоки розтіклися на відстань більше 25 км від жерла і затопили територію площею 915 км². В кінці виверження на тріщині утворилося двадцять невеликих шлакових конусів. Попіл об'ємом біля 3 км³ знищив всі навколишні поля і пасовища.

Вулкани Камчатки. Авачинська сопка – діючий вулкан висотою 2751 м, розташований на відстані 30 км від м. Петропавловськ-Камчатський. Вулкан за останні 230 років вивергався 16 разів. Магматичний осередок розміщений на 5–7 км нижче земної поверхні, а виверження відбуваються внаслідок закупорки жерла вулкана застиглою лавою. Коли під напором газів ця пробка вибивається, відбувається наступне виверження. Найпівнічніший поггійно діючий камчатський вулкан – Шивелуч висотою 3335 м. Виверження осінню 1964 р. тривало всього біля години, але воно було надзвичайно потужним, вибухового типу, з розпеченими хмарами. Сила вибуху була така, що брили вагою до 3000 т летіли на відстань від 2 до 12 км. На півдні Камчатки розташований вулкан Безіменний висотою трохи більше 3 км. Він вважався згаслим, але 22 вересня 1955 р. несподівано почав вивергатися, і газо-пилові хмари досягли висоти 5–8 км. 30 березня 1956 р. сильний вибух зніс вершину вулкана і понизив його на 300 м, а хмара попелу і газів піднялась в стратосферу на висоту 40 км. Після виверження в кратері Безіменного почав рости купол з в'язких лав, який через 7 років досяг висоти декількох сотень метрів.

4.3. Класифікація магматичних порід

Головними хімічними елементами, з яких складаються магматичні породи, є O, Si, Al, Ca, Fe, Mg, K, Na, Ti, H. Вони носять назву *петрогенних* елементів. Мінеральний склад магматичних порід досить різноманітний, проте головних *породотворних* мінералів не так вже й багато. Це кварц, калієві польові шпати, плагіоклази, лейцит, нефелін, піроксени, амфіболи, слюди, олівін. Виділяють ще *акцесорні* мінерали, які присутні в невеликій кількості у вигляді рідкісної, але характерної

домішки, наприклад, циркон, хроміт, пірит, піротин та ін., хоча іони можуть бути відсутніми.

Мінерали, збагачені кремнієм і алюмінієм, називаються *сіалічними* (Si, Al), вони мають світле забарвлення. Такими є це польові шпати, кварц, мусковіт. Мінерали, які містять магній і залізо, називаються *мафічними* (Mg, Fe), їх іще називають кольоровими мінералами; вони мають темне забарвлення і до них належать піроксени, амфіболи, біотит, олівін. При відсутності кольорових мінералів порода світла, тобто *лейкократова*, а якщо кольорових мінералів багато, вона темна, тобто *меланократова*.

Мінерали магматичних порід поділяються на первинні і вторинні. *Первинні* утворюються в результаті кристалізації самої магми, а *вторинні* – за рахунок перетворення первинних в наступні етапи перетворення порід при вивітрюванні або метаморфічних процесах.

Магматичні породи класифікують за хімічним складом. За основу взято вміст кремнезему SiO_2 , який в петрографії називають *кремнекислотою*, і сумарний вміст оксидів Na і K, які в петрографії називають *лугами*. За ступенем кислотності виділяють 4 групи магматичних порід (табл. 4.1). В окрему групу виділяються лужні породи, які характеризуються значним вмістом лугів (до 20 %) і кількістю кремнезему (біля 40–55 %).

Кисла гранітна магма в'язка і зазвичай застигає на глибині. Вилиті аналоги гранітів на поверхні зустрічаються нечасто. Лише в гранітах в великій кількості зустрічається кварц, який помітний неозброєним оком. Інша важлива особливість кислих магм – невелика кількість Mg і Fe, тобто елементів, які характерні для темно забарвлених мінералів. До того ж, магній і залізо значно важчі за Si, Al, K, Na, і в процесі розшарування магматичного розплаву мафічні компоненти опускаються нижче сіалічних.

Фізико-хімічні обставинки, в яких відбувається процес застигання магми на глибині і на поверхні, дуже різні. З цієї причини з магми однакового складу в глибинних і поверхневих умовах утворюються різні породи. Кожній інтрузивній породі відповідає вилита порода, яка називається *ефузивним аналогом*. Вони розрізняються за структурою і текстурою.

Структура – це особливості внутрішньої будови породи, зумовлені ступенем кристалічності її речовини, розмірами і характером зростання мінеральних зерен в породі.

Текстура – це будова породи, зумовлена взаємним розташуванням і розподілом мінералів або уламкових зерен, які складають породу, а

також характером заповнення простору породи мінеральною речовиною.

Таблиця 4.1.

Класифікація магматичних порід

Група порід за ступенем кислотності (вміст SiO ₂ , %)	Показник кислотності	Темнобарвні складові	Кількість темно-барвних складових	Інтрузивні (глибинні)	Ефузивні (виліті)	Загальне забарвлення породи
Ультраосновні, менше 40	олівін (багато)	піроксени	100 %	дуніт перидотит піроксеніт	пikрит кімберліт	чорні або темно-зелені
Основні, 40-55	олівін (дуже мало)	піроксени, рогова обманка	50 %	габро	базальт долерит діабаз	темні
Середні, 55-65 з плагіоклазами з КПШ	кварц (до 5 %)	біотит, рогова обманка, піроксени	15-25 %	діорит сієніт	андезит трахіт	сірі
Кислі, 65-75	кварц (до 30 %)	біотит, рогова обманка	5-15 %	граніт	ріоліт обсидіан пемза	світлі
Лужні, 40-55 і лугів до 20 %	нефелін	лужні піроксени і амфіболи, рідше біотит	до 30 %	нефеліновий сієніт	фоноліт	сірі, темно-сірі

В магматичних порід відмічаються наступні основні типи структур: повнокристалічна (крупнозерниста, середньозерниста, дрібнозерниста), прихованокристалічна (афанітова), склоподібна, порфірова, миндалекам'яна. Серед текстур в магматичних породах розрізняють масивну, пористу, бульбашкову текстури.

Для всіх інтрузивних порід характерна повнокристалічна структура, так як вистигання магми відбувалося дуже повільно, і завдяки цьому речовина кристалізується повністю. Ефузивні породи повнокристалічну структуру мають рідко. Для ефузивних порід характерні прихованокристалічна, склоподібна, дрібнозерниста, порфірова структури. Це пояснюється тем, що застигання лави відбувається швидко, і вона не встигає розкристалізуватися. Якщо процес кристалізації почався, коли магма ще знаходилась в глибинних умовах, ефузивні породи набувають порфірову структуру. В результаті вторинних процесів ефузивні породи можуть набути и миндалекам'яну структуру.

Текстура інтрузивних порід завжди масивна. Ефузивні породи часто також мають масивну текстуру, але поряд з цим в них часто спостерігається також пориста і бульбашкова текстури.

Питання для самоперевірки

1. Назвіть форми залягання інтрузій.
2. Як влаштований вулканічний апарат?
3. Що таке інтрузивні та ефузивні породи?
4. Розкажіть про типи вивержень і нині діючих вулканах.
5. Назвіть продукти вулканічних вивержень.
6. Як класифікують магматичні породи?
7. Чи може колір магматичної породи вказувати на її хімічний склад?
8. Яка магма більш рухома – кисла чи основна?
9. Що таке структура і текстура гірської породи?
10. Як за зовнішнім виглядом відрізнити глибину магматичну породу від вилитої?

5. ВИВІТРЮВАННЯ. ОСАДОВІ ПОРОДИ

Часточки порід, які переміщуються річками, льодовиками і вітром, в кінцевому результаті відкладаються у вигляді шарів над породами, що залягають нижче. Разом з неорганічною речовиною може відкладатися матеріал органічного походження. Розпушені неушільнені утворення називають *відкладами*. З часом шари відкладів, які зазнали ущільнення і діагенезу, перетворюються в осадові породи.

Три чверті суші на нашій планеті покриті відкладами і осадовими породами, і лише одна четверть – магматичними і метаморфічними породами. Дно більшості річок і озер застелене покривом відкладів. Поверхня морського дна охоплює великі площі, на яких, як встановлено глибоководним бурінням, відклади накопичувалися протягом багатьох мільйонів років. На деяких ділянках суходолу осадові породи мають потужність до 10–15 км; ними створена більша частина континентального рельєфу. В багатьох місцях осадові породи залягають горизонтально, але в більшості районів шари похилі під різними кутами.

Осадові гірські породи відіграють першочергову роль в розшифруванні геологічної історії Землі. Скам'янілі рештки тварин і рослини, які містяться в осадових породах, являють собою літопис історії життя на Землі, і за скам'янілостями визначають геологічний вік порід. Багато осадових порід мають такі текстурні особливості, які дають ключ до розшифрування умов їх утворення.

Біля 80 % корисних копалин, які вилучаються з надр, являють собою осадові породи або залягають серед них. Вивчення осадових порід важливе як в науковому, так і практичному відношенні.

Кожен день мільйони тон відкладів виноситься в озера, дельти, океанічні басейни. Найкрупніша річка світу Міссісіпі перенасить і відкладає щорічно біля 3,2 км³ відкладів. Велика кількість піску і гравію, що переноситься річками, періодично відкладається у вигляді піщаних барів, островів або шарів в застійних ділянках русел. Ці недовговічні відклади можуть знову змиватися під час паводка, коли їх об'єм, і швидкість потоку зростають. В такому випадку відклади перевідкладаються на інші місця. Тому на суднохідних річках організована постійна служба спостереження, складаються карти переміщення донних відкладів, профілі річкового дна, які змінюються, для запобігання аварій і посадки на міліну суден річкового флоту.

5.1. Вивітрювання

Тверді породи, які виходять на поверхню, називаються *корінними* породами. Вони зазвичай розбиті тріщинами і покриті пухким матеріалом – наносами. Цей матеріал складається з частинок різного розміру, які утворилися з підстилаючих корінних порід або з чужорідного матеріалу, що був принесений вітром, водою або льодом. Процес руйнування і зміни корінних порід носить назву *вивітрювання*. Розглянемо типи вивітрювання.

5.1.1. Фізичне вивітрювання

Вода, яка замерзає в порях і тріщинах, намагається зруйнувати породу, так як при замерзанні вона збільшується в об'ємі на 9 %, і в процесі її кристалізації створюється високий тиск. Лід розклинює і руйнує породу, особливо вже послаблену тріщинами або зачеплену вивітрюванням. Таким чином легко подрібнюються породи з високою пористістю, наприклад, пісковики або частково змінені породи. Нагрівання та охолодження породи також сприяє її розтріскуванню. В результаті хімічних реакцій мінералів з киснем, водою і вуглекислим газом виникають нові мінерали, які збільшують об'єм породи і діють подібно льодовим клинам.

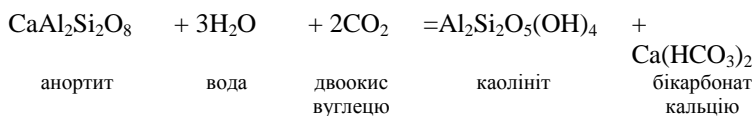
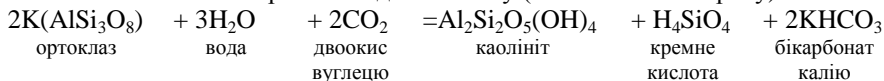
Рослини і тварини відіграють помітну роль у фізичному вивітрюванні. Коріння проростає в тріщини і ущелини та виштовхують шматки породи вгору і в сторони так само, як вони піднімають і розламують асфальтові тротуари. Якщо вітер валить дерева з корінням, оголені породи підлягають подальшому руйнуванню. Дезінтеграції порід сприяє риття нір тваринами і витоптування рослинного покриву крупними тваринами. Люди роблять виїмки для доріг, проходять тунелі в горах, розробляють кар'єри і рудники і обробляють землю. Знищення дерну на цілині, вирубка лісу і кущів, знищення рослинності вогнем порушують баланс між розвитком рослинного покриву, вивітрюванням і ерозією ґрунту, викликаючи при цьому пришвидшення ерозії і поновлюючи вивітрювання на великих площах.

5.1.2. Хімічне вивітрювання

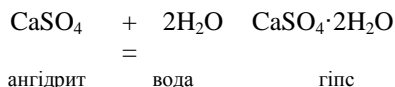
Це процес руйнування, при якому породи розпадаються внаслідок хімічної зміни мінералів, які їх складають. Породи розкладаються, коли мінерали, які їх утворюють, піддаються гідролізу, гідратації,

карбонізації, розчинення і окиснення. Наведемо приклади хімічних реакцій, що відбуваються при цьому.

Гідроліз руйнує атомну структуру кристалічних мінералів, особливо силікатів, завдяки дії води і розчинених в ній іонів. Тверді польові шпати вивітрюються до каолініту (глинистого мінералу):

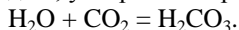


Гідратація – це хімічне приєднання води до мінералів гірських порід. Реакції гідратації здебільшого оборотні; зворотна реакція називається **дегідратацією**. Приклад гідратації – утворення гіпсу з ангідриту:



Максимальне число молекул води відоме в мірабіліту $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$.

Карбонізація – процес хімічного розкладання, коли кристали вступають в реакцію з природними водами, які насичені вуглекислою. При цьому утворюються карбонати і бікарбонати. Всі поверхневі води містять вуглекислий газ, який поступає з атмосфери або з рослинної речовини, що розкладається в ґрунті. Розчинений вуглекислий газ реагує з водою, утворюючи при цьому вуглекислоту:



Така вода є активним агентом вивітрювання.

Розчинення. Води, що містить вуглекислоту, дуже багато, і в такій воді розчиняються бікарбонати кальцію, магнію, натрію і калію. Отже, розчинення цих речовин відбувається разом з карбонізацією і відіграє ключову роль в хімічному вивітрюванні порід, так при цьому з них видаляються деякі компоненти. В поверхневих водах міститься набагато більше розчинених бікарбонатів, ніж сульфідів чи хлоридів. Деякі породи розчиняються особливо легко, наприклад кам'яна сіль і гіпс; доломіти, вапняки і мармури. Розчинення вапнякових масивів часто призводить до утворення химерних печер величезного об'єму,

магнію, оксиди заліза і марганцю, фосфати, хлориди, нітрати). Деякі неорганічні відклади, які випадають із розчинів, з труднощами можна відрізнити від аналогічних за складом відкладів біохімічного походження. Теригенний матеріал є продуктом вивітрювання і розмивання гірських порід всіх типів.

Відклади органічного походження. Розрізняють два види органогенних відкладів. В одному випадку вони складені скелетними частинами організмів, такими, як кістки, зуби, мушлі молюсків або простіших (форамініфер, радіолярій – твердий зовнішній скелет крихітних безхребетних). Ці утворення представлені карбонатом кальцію і манію, фосфатами, оксидами заліза і кремнію. В другому випадку органогенні відклади складаються з вуглецевої речовини створеної рослинами. Відклади такого походження зазвичай складені більш або менш розкладеними рослинними залишками.

Відклади вулканічного походження складаються з матеріалу, який утворився при виверженні вулканів і відклався у вигляді осадових шарів на суші або в акваторіях. Вони складені тонким вулканічним попелом, пилом або більш крупними частинками, а в окремих випадках – продуктами розмиву лавових потоків. Матеріал вулканічного походження зазвичай перемішується з іншим уламковим теригенним матеріалом.

Осадовий матеріал магматичного походження переноситься у вигляді розчинів або суспензії гарячими магматичними водами. Частина цього матеріалу досягає поверхні в місцях виходу гарячих джерел і гейзерів, води яких можуть накопичувати відклади на поверхні землі. Наприклад, в Єллоустонському національному парку США з гарячої води гейзерів осідає карбонат кальцію, який називається травертином. Оскільки вода з джерел виливається протягом тривалого часу, притому нерівномірно, більшість травертинів відкладається в формі терас, які покривають площу в декілька квадратних кілометрів. В джерелах Лейк в Швейцарії щорічно осідає тисячі тон гіпсу. В інших місцях відкладаються оксиди заліза і магнію, хлорид натрію, сульфід металів, карбонат натрію, сірка.

Матеріал неземного походження поступає з космічного простору і є продуктом руйнування метеоритів, які проходять через земну атмосферу. Ці частинки відкладаються у вигляді дуже тонкого пилу на суші і на морі. Звичайно, на суходолі серед інших відкладів такий матеріал знайти практично неможливо, проте на поверхні льодів в Антарктиді він розпізнається значно легше.

Існує декілька підходів до розподілу осадових порід на групи. Але всі дослідники визнають, що найбільш об'єктивною є генетична класифікація, в якій за походженням виділяють уламкові, хемогенні і органогенні породи. В такому порядку їх і розглянемо.

5.3. Уламкові осадові породи

За величиною уламків тверді продукти вивітрювання бувають від крупних брил до найдрібніших глинистих частинок. Ці утворення, переміщені в процесі ерозії, називаються уламковими породами. Величезні блоки і брили пересуваються важко, в той час як найдрібніші частинки переносяться на сотні кілометрів за межі суходолу і відкладаються в морі. Крупні уламки під час транспортування відстають в своєму русі і зазнають повторного вивітрювання. В результаті уламковий матеріал сортується і накопичується у вигляді відкладів, які складаються з частинок приблизно однакового розміру. При цьому формуються *уламкові* або *кlastичні* породи (табл. 5.1).

Таблиця 5.1

Уламкові (кlastичні) гірські породи

Розмір уламків, мм	Пухкі		Зцементовані		Основні структури
	обкатані	необкатані	обкатані	необкатані	
більше 100	валуни	брили	конгломерат	брекчія	псефітові (грубо- уламкові)
10-100	галечник	щебінь			
2-10	гравій	жорства	гравеліт		
0,1-2	пісок		пісковик		псамітові (піщані)
0,01-0,1	алеврит		алевроліт		алевритові (мулуваті)
менше 0,01	глина		аргіліт		пелітові (глинисті)

Розпушені відклади в подальшому ущільнюються і перетворюються в породу, тобто проходять стадію *літифікації*. Простір між уламками заповнюється дрібними глинистими частинками і хімічними сполуками, які випадають з води. Речовина, яка заповнює пори, називається *цементом*. За складом цемент буває карбонатний, кременистий, глинистий, залізистий.

Якщо річка розвантажується в басейн із спокійною водою, гравійні частинки відкладаються біля берегу, пісок трохи далі, а мул іще далше від берегу. Таким чином, зони з уламками різної величини розташовуються послідовно утворюючи смуги, які приблизно паралельні до берега. Ця ідеальна схема накопичення відкладів часто порушується завдяки змінній кількості відкладів, які поступають і дії хвиль і течій. Тому матеріал у відкладах рідко буває однорідним, тобто відсортованим. Сортування за величиною виявляється недосконалим через різницю в формі і питомій вазі частинок, нестачу часу для завершення процесу природного сортування, зміни в режимі транспортування.

Валуни широко розповсюджені серед льодовикових утворень в гірських областях. У випадку виносу дрібного матеріалу на місцевості утворюються своєрідні ландшафти – валунні поля.

Конгломерат – зцементована порода, яка складається з уламків крупніше 10 мм. Склад гальки і цементу може бути різноманітним. Конгломерати, які залягають в основі серії відкладів, називають базальними і вказують на розмив і умови мілководдя.

Брекчії утворюються в результаті обвалів, зсувів, вилуговування, а також при тектонічних рухах (тектонічна брекчія) і вулканічній діяльності (вулканічна брекчія).

Щебінь утворюється при механічному руйнуванні гірських порід і накопичується біля підніжжя схилів.

Галечник і гравій утворюються при переносі уламків водними потоками або в результаті дії морського прибою. В процесі переносу уламки обкачуються, набуваючи гарно відполіровані округлі форми. За своїм походженням галечник і гравій можуть бути річковим, озерним, морським, льодовиковим.

Пісковик – зцементована порода з частинок розміром 0,1–2 мм. В більшості випадків зерна піску являють собою кварц, так як він дуже твердий, хімічно стійкий і тому краще інших мінералів зберігається при руйнуванні. Мономіктові пісковики складаються з одного типу порід, олігоміктові з двох, а поліміктові з трьох і більше типів порід. Пісковики поділяють на дрібнозернисті (зерна розміром 0,1–0,25 мм), середньозернисті (0,25–0,5 мм) і крупнозернисті (0,5–2 мм).

Зерна *алевроліту* дуже дрібні, щоб їх можна було побачити неозброєним оком, але алевроліт шорсткий на дотик. Шаруватість в алевролітах буває дуже тонка, і внаслідок цього візуально не завжди з впевненістю можна відрізнити алевроліти від аргілітів.

Глинисті породи займають проміжне положення між уламковими і хомогенними породами. Речовина глинистих порід дуже складна і різна за своїм походженням. Це суміш матеріалу, який утворився на суходолі в корах вивітрювання і ґрунтах, а потім був знесений в басейни накопичення відкладів і мінералів, які виникли при розкристалізації колоїдів і осаджених з істинних розчинів. В глинах можна виділити теригенні (уламкові) і аутигенні (утворені на місці) компоненти. За сучасними уявленнями, у відкладах Світового океану переважають теригенні глини. Аутигенні глини займають підлегле становище. За мінеральним складом розрізняють мономінеральні (каолінітові, гідролудисті, монтморилонітові, хлоритові) олігомінеральні і полімінеральні глини і глинисті породи. Цементовані (літифіковані) глини називають *аргілітами*.

Звичайно, в природі не існує чистих пісків, алевритів і глин. Зазвичай вони зустрічаються у вигляді суміші з переважанням частинок якогось розміру. Ваговий вміст кожної фракції визначають за допомогою ситового аналізу. Назву відкладу і породи дають за переважною складовою, наприклад: глина піщана, алеврит глинистий.

Якщо в породи від 10 до 30 % глини, а інша маса приходить на алеврит і пісок, її називають *суглинком*. Коли вміст глинистої фракції складає всього 5–10 %, порода називається *супіском*. При визначенні пластичності відклад замішують з водою в тісто і розкочують між пальцями. Справжні глини розкочуються в дуже тонку нитку (тонше 2–3 мм), суглинки в більш товсту, діаметром більше 2–3 мм, а супіски не розкочуються. Товщина нитки є виміром глинистості і пластичності.

В районах розвитку вулканічної діяльності у відкладах завжди міститься вулканічний попіл. Якщо попелу, тобто пірокластичного матеріалу, менше половини, то відклади називаються туфогенними – *туфогенний пісок, туфогенний алеврит, туфогенна глина*. Коли кількість вулканогенного матеріалу перевищує 50 %, розпушену породу називають: *піщаний вулканічний попіл, алевритовий вулканічний попіл; глинистий вулканічний попіл*.

У випадку літифікації вулканогенні породи називаються *туфітами* (якщо пірокластичних уламків 50–90 %) або *туфами* (якщо пірокластів більше 90 %).

З уламковими породами пов'язані розсіпні родовища. Вони утворюються за рахунок накопичення продуктів руйнування різноманітних гірських порід, серед яких можуть міститися мінерали, що мають промислове значення. *Розсіпні родовища* формуються в

процесі переносу і сортування за питомою вагою поверхневими водами улаmkів, які містять корисні мінерали. В результаті корисні мінерали концентруються в окремих місцях розсипища. Таким шляхом за рахунок руйнування корінних порід, які містять навіть непромислові концентрації корисних мінералів, можуть утворюватися *промислові розсипні родовища*, тобто родовища з такою концентрацією корисного мінералу, при якій його економічно доцільно розробляти. *Концентрація корисного мінералу* зазвичай визначається його вмістом на одну тону або один кубічний метр породи. Залежно від того, який корисний мінерал містять розсипища, вони поділяються на золотоносні, платиноносні, оловоносні, алмазонасні та ін.

Щебінь широко застосовується як баластний матеріал в будівництві, особливо при спорудженні залізничних шляхів і шосейних доріг. Галечник і гравій – відмінний будівельний матеріал, який широко використовують в якості наповнювача для бетону і в будівництві автомобільних доріг.

Глини здатні утворювати з водою пастоподібні маси різної консистенції, здатні зберігати форму і при обпалюванні набувати кам'яну міцність. Ця властивість глин широко застосовується в керамічній промисловості для виготовлення різноманітного посуду і в будівництві для виготовлення цегли. Каолінітові і монтморилонітові глини використовують для виготовлення бурових розчинів.

Пісковики є колекторами нафти і газу, вуглеводні накопичуються в їх поровому просторі. Аргіліти– покривні породи покладів нафти і газу.

5.4. Хемогенні осадові породи

При досягненні достатньо високої концентрації визначених іонів в розчині може розпочатися випадання хімічного осадку. Речовина, розчинена в процесі вивітрювання і перенесена в розчиненому вигляді, зазвичай досягає моря раніше, ніж її концентрація стане достатньою для випадання в осадок. Море служить, відповідно, великою коморою для розчиненого матеріалу. В результаті частина цього матеріалу осідає, утворюючи шари хемогенних відкладів. До хемогенних відкладів належать наступні осадові породи.

Серед *карбонатних порід* найбільш поширеними є вапняк і доломіт. *Вапняк* складається головним чином з карбонату кальцію, переважно в формі кальциту. Вапняки накопичуються в результаті або хімічного осідання неорганічного кальциту, або накопичення великої кількості вапнякових черепашок, а також при поєднанні цих двох

процесів. Чисті вапняки накопичуються у відносно спокійній мілкій воді, в акваторіях, прилеглих до низьких ділянок суходолу. В холодній воді розчинність карбонату кальцію підвищується, тому карбонатні відклади не утворюються в північних морях. В морських акваторіях вапняки осідають лише на глибинах до 4 км. Справа в тому, що черепашки відмерлих планктонних організмів з кальцитовим скелетом, сягаючи глибини біля 4 км, попадають в зону холодних вод і розчиняються.

Якщо у вапняках присутня велика кількість глинистих частинок, то утворюється *мергель*.

В карстових печерах відбувається розчинення вапняку і перевідкладання його у вигляді *сталактитів* (наростають у виді бурульок на стелях) і *сталагмітів* (наростають на підлозі печер).

Доломіт – порода, яка складається з мінералу доломіту $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Для її утворення необхідний жаркий тропічний або субтропічний клімат. При наступному розмиванні уламки доломіту можуть виноситися в море з утворенням з них уламкової доломітової породи.

Залізисті утворення. Деякі залізовмісні мінерали можуть накопичуватися хімічним шляхом. Шари або концентрації лімоніту (водний гідроксид заліза) можуть формуватися на дні озер або боліт. В деяких товщах морських осадових порід зустрічаються шари гематиту Fe_2O_3 потужністю в декілька метрів. Залізистий карбонат сидерит FeCO_3 також може накопичуватися на мілководді в умовах відновлюваного середовища. Поява піриту FeS_2 в осадових гірських породах пов'язана з розкладанням органічних залишків у відновлюваному середовищі. Домішки піриту в вугіллі при спалюванні приводять до викиду в атмосферу сірчаних газів і утворення «кислотних дощів».

Фосфатні породи. Фосфатні конкреції утворюються на розкиданих по всьому Світовому океані ділянках сучасного дна, на глибинах 30–300 м. Їх генезис хімічний, біохімічний або біогенний. Фосфатні породи можуть також утворюватися на дні озер або в глибоководних зонах морів. *Фосфоритами* називаються породи, які більш ніж наполовину складені фосфатами кальцію. Відклади, які містять фосфор – цінна сировина для виготовлення мінеральних добрив.

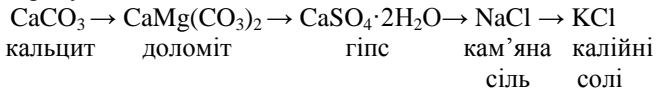
Марганцевисті відклади. Оксиди марганцю накопичуються у вигляді конкрецій на дні озер і в морі. Згідно з розрахунками, на 1 км^2 дна Тихого океану приходиться 7300 т марганцевих конкрецій. В них міститься 24 % марганцю і 14 % заліза; одночасно в них присутні

досить цінні елементи, такі як нікель, мідь, кобальт. Вартість запасів конкрецій з розрахунку на 1 км² дна оцінюється цифрою більше 2,35 млн. доларів.

Кременисті породи зустрічаються як в формі конкрецій у вапняках і доломітах, так і у вигляді окремих шарів. *Кремін* являє собою агрегати кварцу, мікрористалічного халцедону і аморфного (опал) кремнезему. В сучасних відкладах накопичення опалу SiO₂·nH₂O часто відбувається біогенним шляхом. Екстрагуючи кремнезем з вод басейну седиментації, організми (діатомеї, радіолярії, кремнієві губки, силікофлагелляти) будують з опалу скелетні елементи, які осідають на дні. Глибоководні ділянки Світового океану часто покриті кременистими відкладами. *Трепел* – слабо зцементована, дуже легка, тонкопориста опалова порода, яка мало містить або майже залишена органічних решток. Опал може осідати з вод гейзерів в районах розвитку вулканічної діяльності. Кременисті породи, які забарвлені оксидами заліза і марганцю в червоні, жовті, коричневі, іноді зелені кольори, носять назву *яшми*. Це гарний матеріал для виготовлення декоративних виробів і прикрас.

Боксити утворюються в умовах жаркого і вологого клімату при хімічному розкладанні польовошпатових гірських порід. Колір світло-сірий, червоний, бурий. Перевідкладені боксити бувають озерного або морського походження. За будовою це пухкі пористі або щільні породи з оолітовою структурою. Застосовуються для виробництва алюмінію.

Евапорити. Морська вода містить біля 3,5 % розчиненої твердої речовини. У випадку її випаровування в замкнутому басейні утворюються перенасичені розчини і відбувається послідовне випадання ряду осадів:



Калійні солі зустрічаються рідко, тому що для їх утворення необхідні екстремальні умови випаровування, а вони досягаються нечасто. В історії Землі відомі періоди жаркого клімату, коли виникали сприятливі умови для утворення соленосних товщ потужністю більше 500 м на території декілька сотень кв. км. Це девонський, пермський і неогеновий періоди.

В деяких пустельних озерах солі розчинені в іншій пропорції порівняно з морською водою, і в них утворюються солі бору, відклади з високим вмістом нітрату натрію, калійної селітри та інших сполук.

Хемогенні осадові породи знаходять широке застосування в різних галузях промисловості. З вапняків шляхом опалювання виготовляють вапно, їх використовують як флюс в металургійній промисловості, в якості наповнювача в будівництві. Із залізистих і марганцевих відкладів вилучають Fe і Mn, з бокситів – алюміній. Кременисті породи використовують як декоративний матеріал; кам'яні соли використовують в харчовій промисловості, а калійні – як добрива і хімічну сировину.

5.5. Органогенні породи

Органогені породи утворюються в результаті життєдіяльності організмів.

Вапняки органогенного походження складаються з решток вапнякових черепашок водних тварин і водоростей, які жили в морях і озерах. *Черепашники* складаються з мушель різних молосків (зазвичай двостулук і гастропод); *крейда* – з вапнякових скелетів найдрібніших одноклітинних водоростей і найпростіших організмів.

Опоки – кременисті породи, які складаються з зерняток опалу $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ з домішками кремневих скелетів дрібних організмів.

Діатомит подібний до трепелу, але в ньому краще збереглися кремеві шкарлупки діатомітових водоростей.

Викопне вугілля утворюється за рахунок розкладання рослинних решток без доступу повітря. Залежно від вмісту вуглецю викопне вугілля поділяють на буре, кам'яне і антрацити.

Горючі сланці – глинисті, вапнякові або кременисті осадові породи з вмістом органічної речовини (керогену) в кількості 10–80 %.

Нафта – продукт перетворення органіки в умовах високих тисків і температур. Оскільки нафта легша за воду, вона переміщується у вище лежачі шари і накопичується в породах-колекторах. На вигляд це масляниста рідина бурого, темно-коричневого, червоно-коричневого, іноді злегка жовтуватого кольору.

Бурштин – затверділа смола хвойних дерев, переважно палеогенового віку (25–30 млн. років). Зазвичай це смола древніх ялинок, яка гарно зберігається в прибережних піщаних відкладах.

Черепашники – красивий облицювальний матеріал в будівництві. Крейда застосовується в цементній, скляній, гумовій, паперовій промисловостях. Опоки використовують для очищення цукру, рослинних і мінеральних олій, в абразивній, хімічній та інших галузях промисловості. Діатомит застосовується для фільтрування кислот, термоізоляції, поліровки металічних виробів, в цементній

промисловості. *Каустобіоліти* (викопне вугілля, торф, горючі сланці), нафта і газ – паливо і основні джерела енергії для людства. З нафти отримують бензин, керосин, різні змащувальні мастила; нафта – незамінна сировина для хімічної промисловості. Бурштин використовується в якості різноманітних виробів в ювелірній справі, а для виготовлення янтарної кислоти, лаку, деяких медичних препаратів і реактивів; в електроприладах застосовується як ізолятор.

5.6. Значення осадових порід

Земна кора складається з трьох шарів: осадового, гранітного і базальтового. Поверхня Землі майже суцільно, за виключенням районів розповсюдження кристалічних щитів і молодих складчастих гірських споруд, покрита осадовим чохлам.

Наука *палеогеографія* вивчає древній клімат. Лише осадові породи можуть дати інформацію про кліматичні умови і обстановки накопичення відкладів, які існували в древні часи. Тип косої шаруватості (прибережно-морська, річкова, бурхливих потоків, еолова) вказує на фаціальні обстановки формування порід. Розмір і обкатаність уламкового матеріалу можуть свідчити про близьке розташування джерел зносу. Склад хомогенних відкладів вказує на температуру вод, з яких відбувалося випадання речовини, і ступінь зв'язку басейну з відкритим морем. Наявність потужних вугільних пластів дає змогу зробити висновок, що дана ділянка земної поверхні зазнавала помірного опускання протягом тривалого часу і знаходилась на межі з достатньо потужним водним басейном. Боксити утворюються в умовах жаркого посушливого клімату.

Шари черепашників свідчать про мілководні умови накопичення відкладів, рифогенні побудови – про стійкий прогин морського дна. З використанням методу актуалізму, видовий і кількісний склад морської викопної фауни може дати інформацію про хімічний склад і чистоту вод, глибину і температуру басейну.

Питання для самоперевірки

1. Від чого залежить переважання процесів вивітрювання?
2. Назвіть джерела осадового матеріалу.
3. Як класифікують осадові породи?
4. В чому різниця між відкладом і уламковою гірською породою?
5. На основі чого побудована класифікація уламкових порід?
6. Назвіть області застосування осадових порід в народному господарстві.

- 7. В яких умовах утворюються хемогенні породи?*
- 8. Що таке евапорити?*
- 9. Назвіть органогені осадові породи.*
- 10. Значення осадових порід для палеогеографічних реконструкцій.*

6. МЕТАМОРФІЗМ І МЕТАМОРФІЧНІ ПОРОДИ

Метаморфізм – це фізичне і хімічне перетворення гірських порід в глибинах Землі в умовах високих температур, тисків і циркуляції флюїдів (вода, вуглекислий газ, гарячі розчини з Na, Ca, F, B, S). Особливість метаморфічних процесів полягає в тому, що вони відбуваються без розплавлення порід. Якщо порода переплавляється, то утворюється магма, з якої вже утворюються магматичні породи. Там, де метаморфізм відбувається повністю, мінеральні асоціації стають дуже простими, і хімічні елементи в породах реорганізуються в невелику кількість мінералів (найчастіше від двох до шести).

Метаморфічними гірськими породами називають породи, які підлягли зміні під дією високих тисків, температури, а також хімічних речовин, які входять в склад магми, розпечених газів і гарячих водних розчинів.

6.1. Типи метаморфізму

Існує багато типів метаморфізму, але основні типи – це термальний, регіональний, контактний і гідротермальний. Породи можуть одночасно або послідовно підлягати декільком типам перетворень. В деяких випадках переробка буває настільки глибокою, що неможливо з впевненістю встановити характер первинних порід.

Термальний і регіональний типи метаморфізму призводять до утворення сланцюватих порід.

Термальний метаморфізм. Загальне нагрівання порід, які занурені на великі глибини, викликає перекристалізацію. При геотермічному градієнті, рівному 3 °C на 100 м по вертикалі, температура на глибині 10 км досягне приблизно 300 °C, тобто вона достатня, щоб почалися зміни. На глибині 20 км температура, ймовірно, досягає вже 600 °C, що цілком достатньо для протікання метаморфічних реакцій.

При збільшенні температури за рахунок колишніх мінералів утворюються нові, наприклад, з глинистих мінералів утворюється хлорит; коли вугілля втрачає воду і легкі гази, утворюється антрацит. В ряді порід деякі кристали збільшуються в розмірах за рахунок більш дрібних кристалів такого ж складу, як це відбувається при формуванні крупнокристалічного *мармуру* з тонкозернистого вапняку. При помірному нагріванні перекристалізація особливо легко проходить в глинах, вугіллі, вулканічному склі, вапняках і солях.

Регіональний метаморфізм (або *динамометаморфізм*). Цей термін включає в себе зміни, викликані дуже високими тисками і температурами на великих площах земної кори, а також тектонічними рухами, причиною яких є сильний орієнтований тиск. В часі і просторі він пов'язаний з інтенсивною складчастістю потужних товщ осадових порід. Формуються нові листові і лускуваті мінерали, площини яких розташовуються перпендикулярно тиску; виникають різні *сланці* і *гнейси*. В інших випадках виникають голчасті і видовжені кристали з орієнтуванням паралельно існуючому тиску.

Контактовий і гідротермальний типи метаморфізму призводять до утворення несланцюватих порід.

Контактовий метаморфізм проходить поблизу магматичних інтрузій, і головними його факторами є висока температура і тиск гарячих флюїдів, які виділяються. Цей вид метаморфізму чітко зональний, поблизу контакту зміни найбільш повні, а в міру віддалення від контакту – часткові. Утворюються різноманітні *роговики*. Ширина ореолів змінених зон залежить від об'єму впровадженої магми і може бути від декількох метрів до сотень метрів.

Якщо процес відбувається при участі газів, то виникають різні *скарни*, і цей тип метаморфізму називають **контактово-метасоматичним**.

Гідротермальні зміни. Причиною метаморфізму цього типу є гарячі магматичні води або підземні води, які нагрілися і стали активними завдяки інтрузії магми. Польовий шпат переходить в м'яку крейдоподібну масу слюдистого мінералу серициту або каолінової глини; рогова обманка перетворюється в хлорит, олівін – в серпентин.

Гідротермальний метаморфізм зазвичай супроводжується привнесенням в виносом речовини, при цьому утворюються *грейзени*. Звичайним явищем є заміщення, яке супроводжується накопиченням руд металів (рис. 6.1).

Безпосередньо близько до магматичного масиву утворюються високотемпературні руди вольфраму, урану, танталу, ніобію і рідкісноземельних елементів. По мері віддалення від магматичного осередку температура розчинів зменшується, і на віддаленні від нього утворюються самі легкоплавкі сполуки ртуті, сурми, миш'яку. Контактново-метасоматичні і гідротермальні зміни часто проходять сумісно і доповнюють одні одних.

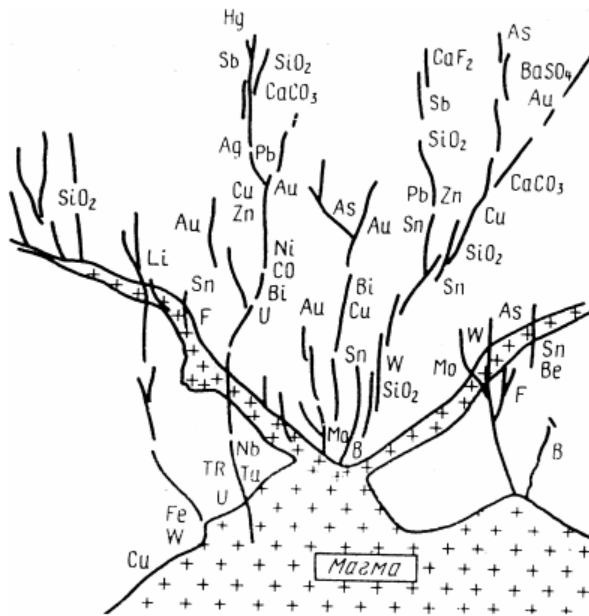


Рис. 6.1. Зональність зруденіння відносно магматичного осередку

6.2. Класифікація метаморфічних порід

Метаморфічні породи поділяють на сланцюваті і несланцюваті (табл. 6.1), тобто основа класифікації базується на генетичному принципі – типі метаморфізму. *Сланцюваті* породи мають шарувату, смугасту, сланцювату, пльовчату, очкову текстуру, *несланцюваті* – масивну та іноді плямисту текстуру. Структура в метаморфічних породах повнокристалічна.

В склад метаморфічних порід входить багато мінералів, які характерні для магматичних і осадових порід (кварц, слюди, рогова обманка, мікроклін, альбіт). Одночасно з цим в них велику роль відіграють мінерали, які притаманні лише цим породам. Типовими мінералами метаморфічних порід є силікати алюмінію – андалузит, дістен і силіманіт. Всі ці мінерали мають однаковий хімічний склад Al_2SiO_5 , але різний набір іонів в кристалічній ґратці. Наявність одного з них в породах вказує на термодинамічні умови метаморфізму. Характерними для метаморфічних порід є також багаті на залізо водні

силікати – хлоритоїд і ставроліт, мінерали з групи гранатів, слюдо-подібні мінерали – тальк, хлорити, а також такі мінерали, як хризотил-азбест, воластоніт, везувіан та інші.

Таблиця 6.1

Метаморфічні породи

Метаморфічна порода	Материнська порода
Сланцюваті	
Глинистий сланець	Глиниста порода, туф
Філіт	Глиниста порода, туф
Кристалічні сланці (багато різновидів)	Глиниста порода, глинистий пісковик, туф, ріоліт, андезит, базальт
Гнейс	Граніт, гранодіорит, діорит, габро, конгломерат, аркозовий пісковик
Несланцюваті	
Мармур	Вапняк, доломіт (іноді з домішками)
Кварцит	Кварцовий пісковик
Роговик	Глиниста порода
Серпентиніт	Породи, багаті на олівін (дуніт, перидотит)
Скарн	Карбонатні породи
Грейзен	Глинисті і кварц-польовошпатові породи
Жировик (талькова порода)	Серпентиніт
Антрацит, графіт	Бітумінозне вугілля

Нижче коротко описані найбільш поширені метаморфічні гірські породи.

Глинисті сланці утворюються на початковій стадії метаморфізму глинистих порід. Ступінь метаморфізму глинистих сланців настільки незначна, що іноді їх відносять до осадових порід. За зовнішнім виглядом глинисті сланці часто подібні до звичайних аргілітів.

Філіти є перехідними породами від глинистих сланців до кристалічних. Утворюються за рахунок подальшого метаморфізму глинистих сланців і кварц-польовошпатових порід.

Кристалічні сланці — породи із сланцюватою текстурою. Серед них розрізняють слюдяні, талькові, роговообманкові та інші. Назва кристалічних сланців вказує на те, який мінерал переважає в їх складі.

Гнейси за складом близькі до гранітів і мають смугасту, сланцювату або очкову текстуру. Між гранітами і гнейсами часто спостерігається поступовий перехід. Утворюються гнейси за рахунок метаморфізму осадових (парагнейси) і магматичних (ортогнейси) порід.

Мармури утворюються за рахунок термального метаморфізму вапняків.

Кварцити утворюються за рахунок метаморфізму кварцових пісків і пісковиків. Вони дуже міцні, відносяться до найвищої категорії порід за буримістю (12-а категорія). За одну добу проходка свердловини по кварцитах може складати лише десятки сантиметрів, в той час як в звичайних неметаморфізованих породах можна пробурити за добу багато сотень метрів.

Скарни, грейзени, роговики, серпентиніти виникають при участі інтрузій в присутності водних і газових флюїдів.

Вивчення метаморфічних порід і процесів їх утворення має великий практичний інтерес, так як з ними пов'язані родовища різних корисних копалин. Найбільше значення серед них мають родовища залізних руд, олова, слюди, графіту, золота, флюориту, вольфраму, молібдену, міді, цинку, миш'яку, сурми, ртуті, радіоактивних елементів, азбесту, тальку, рідкісних і розсіяних елементів.

Питання для самоперевірки

- 1. Що таке метаморфізм і як він проходить?*
- 2. Назвіть типи метаморфізму.*
- 3. Які мінеральні асоціації виникають при метаморфізмі?*
- 4. На чому основана класифікація метаморфічних порід?*
- 5. Назвіть сланцюваті породи.*
- 6. Як виникають сланцюваті метаморфічні породи?*
- 7. Як виникають несланцюваті метаморфічні породи?*
- 8. Які породи є материнськими для метаморфізму сланцюватих порід?*
- 9. Які породи є материнськими для метаморфізму несланцюватих порід?*
- 10. Чи існують специфічні метаморфічні мінерали?*

7. ГЕОЛОГІЧНІ КАРТИ І ГЕОЛОГІЧНІ РОЗРІЗИ

7.1. Геологічна зйомка

Родовище кожної корисної копалини утворюється у визначеній геологічній обстановці. Щоб зробити висновки про можливе знаходження на даній території будь-яких корисних копалин, необхідно з'ясувати, які тут в різні періоди геологічної історії існували фізико-географічні умови, які проходили геологічні явища, якими геохімічними процесами вони супроводжувалися і утворенню яких корисних копалин вони могли сприяти.

Таким чином, передумовою для наукового обґрунтування пошукових робіт в межах певної території є знання геологічної будови і геологічної історії цієї території. Лише тоді робота буде цілеспрямованою, в іншому випадку вона буде проводитись всліпу.

Загальне уявлення про геологічну будову і геологічну історію даної території отримують в результаті проведення геологічної зйомки, кінцевим результатом якої є геологічна карта. Геологічну карту ми отримаємо, якщо подумки видалимо з поверхні корінних порід наноси і у визначеному масштабі спроектуємо на папір межі розповсюдження порід різного віку.

Для того щоб уявити, як залягають корінні породи під наносами і як проходять межі між різними породами, на топографічній карті намічають маршрути, рухаючись по яких можна зустріти найбільшу кількість природних оголень корінних порід. Рухаючись по маршруту, кожне оголення яке зустрічається ретельно вивчають і відмічають на топографічній карті під визначеним номером. Під цим же номером описують оголення в польовій книжці. При цьому обов'язково вказують, якими породами складене оголення, послідовність їх залягання, потужність, елементи залягання. В районах, де природних оголень недостатньо, для розкриття корінних порід проходять гірничі виробки (канави, шурфи) і бурові свердловини.

В результаті польових робіт на топографічну карту наносять сотні точок, в яких відомо, які породи залягають під наносами і які елементи їх залягання. Знаючи елементи залягання корінних порід в кожній відміченій точці можна користуючись визначеними методами графічних побудов провести межі розповсюдження різних порід під наносами, тобто побудувати геологічну карту.

В процесі геологічної зйомки проводиться різнобічне вивчення порід, які складають район, і умов їх залягання. На основі цього судять про ту геологічну обстановку, в якій утворилися ці породи. Висновки

про геологічну будову і геологічну історію району узагальнюються в геологічному звіті.

Після складання геологічної карти роблять висновки про геологічну і геохімічну обстановку формування різних порід в межах даного району і намічають на геологічній карті ділянки, на яких можлива наявність певної корисної копалини. На цих ділянках і організують пошуки родовищ. Таким чином, геологічна зйомка передує перед пошуками або проводиться одночасно з ними. Геологічна зйомка продовжується і на всіх наступних етапах геологічного вивчення відкритих родовищ корисних копалин, в результаті чого геологічна карта деталізується і уточнюється.

7.2 Геологічні карти, індекси і умовні позначення

Геологічна карта являє собою графічне зображення на топографічній карті геологічної будови будь-якої ділянки земної кори.

На геологічній карті четвертинні відклади зазвичай не показують, зображають лише корінні породи. Але для надання карті рельєфності четвертинні відклади відображаються по долинах річок; крім того, цим підкреслюється, що тут переважають процеси інтенсивного накопичення відкладів. Зберігаються четвертинні відклади і в районах, геологічна будова яких недостатньо вивчена для того, щоб можна було судити про корінні породи, які залягають під покривними областями.

На геологічній карті умовними знаками (розфарбовуванням, штриховкою, буквеними індексами, крапом) показують розповсюдження різних корінних порід і розривних тектонічних порушень. За формою кордонів на карті судять про геологічні структури, умови залягання і співвідношення порід, про поведінку пластів на глибині та інших особливостях геологічної будови території.

Існує багато різновидів геологічних карт.

1) Геолого-стратиграфічні (або геологічні у власному сенсі слова), на яких товщі корінних порід виділені за стратиграфічною, тобто за віковою ознакою.

2) Літолого-стратиграфічні, відображають як речовинний склад, так і вік порід.

3) Структурно-тектонічні, відображають тектонічну будову даної території.

4) Гідрогеологічні карти, показують розподіл підземних вод в гірських породах.

5) Карти корисних копалин, відображають розподіл корисних копалин в межах даної території.

Залежно від масштабу геологічні карти поділяються на дрібномасштабні (дрібніше 1:500 000), середньомасштабні (1:200 000, 1:100 000) і крупномасштабні (крупніше 1:50 000). Дрібномасштабні карти схематичні. Чим крупніше масштаб геологічної карти, тим детальніше розділені породи за віком і складом, точніше оконтурені границі між ними. В тих випадках, коли через малу потужність пласти корисної копалини неможна відобразити на карті в масштабі, їх зображують у виде тонких ліній.

Індекси – це буквені і цифрові позначення товщ різного віку. Індекси полегшують читання геологічної карти. За індекс для системи береться перша прописна літера латинської назви системи. Відділ позначають підрядковою цифрою 1, 2, 3. Зазвичай в системах виділяють по три відділи, але деякі системи мають лише два відділи. Для позначення ярусу або свити до відділу дописують дві рядкові літери латинської назви даного підрозділу. Наприклад: силурійська система S, верхній відділ S₂, лудловський ярус S₂ld.

Виділення порід різного віку на картах проводиться розфарбовуванням. Прийняті наступні стандартні кольори та індекси для позначень порід різного віку (табл. 7.1).

Таблиця 7.1.

Стандартні кольори та індекси для позначень віку порід

Вік	Індекс	Колір
Четвертинна система	Q	бліді відтінки жовтуватого
Неогенова система	N	світло-жовтий (лимонний)
Палеогенова система	P	світло-помаранчевий
Крейдова система	K	яскравий трав'янисто-зелений
Юрська система	J	блакитний
Тріасова система	T	фіолетовий
Пермська система	P	темний помаранчевий
Кам'яновугільна система	C	сірий
Девонська система	D	коричневий
Силурійська система	S	світлий сіро-зелений
Ордовицька система	O	сіро-зелений
Кембрійська система	Є	темний сіро-зелений
Протерозойська група	PR	рожевий
Архейська група	AR	темно-рожевий

Склад магматичних інтрузивних порід показують кольором і позначають грецькими літерами. Кислі і середні інтрузивні породи (γ) розфарбовують червоним, основні (ν) темно-зеленим, ультраосновні () насичено-фіолетовим кольором. Наприклад: γAR – архейські граніти.

Ефузивні породи зазвичай датують як віковий підрозділ.

Виділення відділів і ярусів однієї і тієї ж геологічної системи досягається на геологічній карті різною густиною забарвлення. Більш древні породи підрозділу зафарбовуються темними тонами.

Для позначення різних порід (вапняки, доломіти, солі, пісковики, аргіліти, граніти і т.п.) прийняті спеціальні умовні знаки.

7.3. Основні правила читання геологічних карт

Для правильного розуміння геологічної будови місцевості, яка зображена на геологічній карті, завжди слід пам'ятати, що карта являє собою горизонтальну проекцію меж розповсюдження різних порід і розривних порушень. Тому лінії, проведені на карті, і площі розповсюдження різних порід не є досконало тотожними зменшеними зображеннями цих же ліній і площ на місцевості.

7.3.1. Горизонтально залягаючий пласт

У випадку, якщо пласт залягає горизонтально і рельєф місцевості рівнинний, нерозчленований, на геологічній карті буде зображений самий верхній пласт товщі у виде площі, зафарбованої одним кольором, що відповідає віку пласта (рис. 7.1).

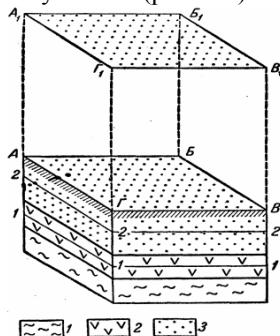


Рис. 7.1. Зображення на геологічній карті горизонтальне залягання пластів в умовах горизонтального рельєфу
 АБВГ – горизонтальна поверхня місцевості; А₁Б₁В₁Г₁ – проекція поверхні АБВГ на горизонтальну площину (геологічна карта);

1, 2, 3 – горизонтально залягаючі пласти різного складу

Якщо рельєф розчленено долинами або ярами, які перетинають горизонтально залягаючі пласти, на денній поверхні оголюються всі пласти, що перетинаються цими формами рельєфу. На геологічній карті виходи пластів зобразяться у виді смуг, границі яких паралельні горизонталям (рис. 7.2). Кожна смуга буде зафарбована кольором, що відповідає віку пласта, який вона зображає. Чим менша крутизна схилів поверхневого рельєфу, тим більша ширина виходу пласта на карті.

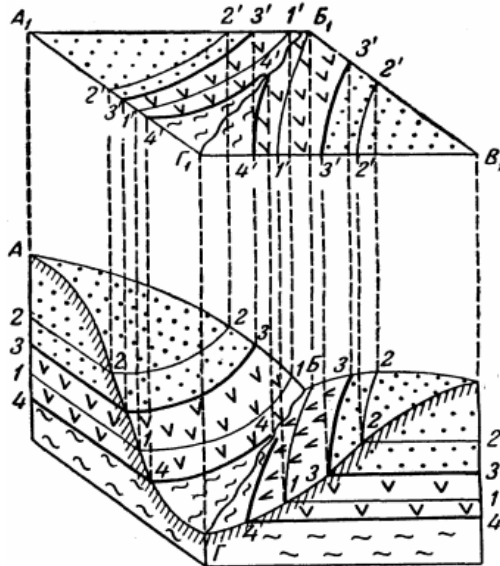


Рис. 7.2. Зображення на геологічній карті горизонтально залягаючих пластів в умовах перетнутого рельєфу

АВВГ — перетнута поверхня місцевості; $A_1B_1B_1Г_1$ — проекція поверхні *АВВГ* на горизонтальну площину; 1-1 і 2-2 — перерізи поверхні *АВВГ* горизонтальними площинами; 1'-1', 2'-2' — відповідні цим перерізам горизонталі; 3-3, 4-4 і 3'-3', 4'-4' — границі лінії і їх проекції на карті

7.3.2. Похило залягаючий пласт

Обриси границь виходу похило залягаючого пласта залежать від співвідношення кута падіння пласта і нахилу поверхні схилу, напрямків падіння пласта і схилу, форми поверхневого рельєфу. Якщо пласт падає в сторону, обернену напрямку ухилу місцевості, то вигини

граничних ліній виходу пласта на карті будуть направлені в ту ж сторону, що і вигини горизонталей. Те ж саме буде спостерігатися, якщо пласт і схил падають в одну сторону, але нахил пласта більш пологий, ніж поверхня схилу.

Якщо пласт падає в ту ж сторону, що і схил рельєфу, але його нахил більше, ніж нахил поверхні схилу, граничні лінії пласта на карті будуть вигинатися в сторону, обернену згином горизонталей (рис. 7.3).

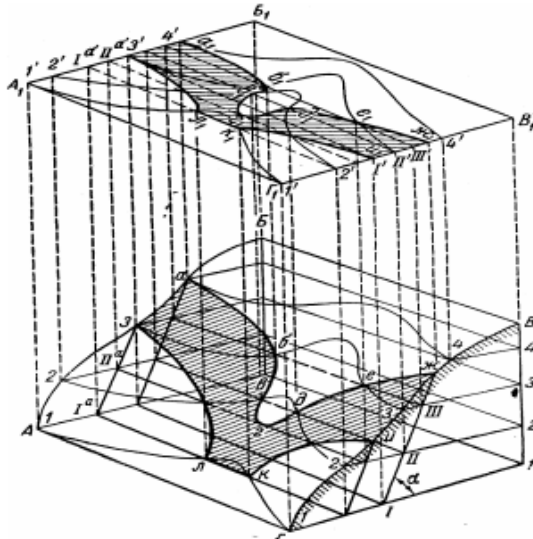


Рис. 7.3. Зображення на геологічній карті похило залягаючого пласта з крутим падінням

АВВГ – перетнута поверхня місцевості; А₁В₁В₁Г₁ – проекція поверхні АВВГ на горизонтальну площину (зображення на карті) 1, 2, 3, 4 і 1', 2', 3', 4' – горизонтальні перерізи поверхні АВВГ і відповідні їм горизонталі; абвгдеж і икз – виходи похилих площин напластування пласта на денну поверхню; а₁б₁в₁г₁д₁е₁ж₁ і и₁к₁л₁з₁ – проекції виходів площин напластування абвгдеж і икз на горизонтальну площину; I, II, III і Ia, Pa – лінії простягання підшови і покрівлі пласта; I', II', III' і Ia', Pa' – проекції ліній простягання пласта на карті; α – кут падіння пласта

Для того, щоб по геологічній карті визначити напрям простягання, падіння і величину кута падіння пласта, поступають наступним чином.

1) Знаходять напрям простягання пласта, для чого відшукують точки перетину однієї з граничних ліній (покрівлі або підшови) з будь-якою горизонталлю, наприклад, з горизонталлю 700 м (рис.7.4). Лінія покрівлі пласта перетне цю горизонталь в точках А і А₁. Ці точки розташовані на одному і тому ж рівні, відповідно, лінія, проведена через ці точки на поверхні пласта, буде являтися горизонтальною лінією, тобто *лінією простягання*. Виміривши по карті кут між лінією простягання і північним напрямком, отримаємо азимут простягання пласта. В нашому прикладі він дорівнює ПнСх 40°.

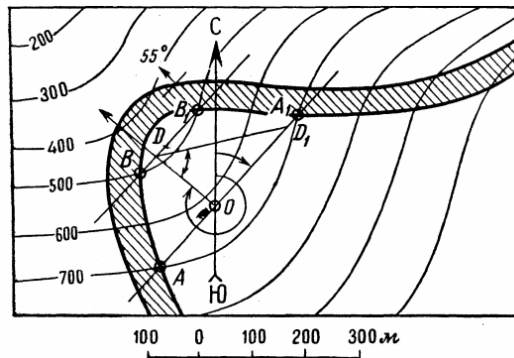


Рис. 7.4. Визначення елементів залягання пласта по геологічній карті

AA₁, BB₁ – лінії простягання пласта; кут COA₁ – азимут простягання пласта; OD – лінія падіння пласта; кут CD₁OAD – азимут падіння пласта; кут D₁DO – кут падіння пласта

2) Визначають напрям падіння пласта, для чого знаходять іще будь-яку лінію простягання, наприклад, яка проходить через висотну відмітку 500 м. На поверхні пласта можна провести скільки завгодно горизонтальних ліній, тобто ліній простягання, які розташованих на різних висотних відмітках. Друга лінія пройде через точки В і В₁. Лінія простягання AA₁ має більшу висотну відмітку, ніж лінія BB₁, отже, пласт падає в напрямку від лінії AA₁ до лінії BB₁. Лінія падіння перпендикулярна лінії простягання, тому побудувавши перпендикуляр до лінії AA₁ в сторону лінії BB₁, отримаємо напрям падіння (OD). Азимут падіння пласта для нашого прикладу рівний ПнЗх 310°, він відрхується в градусах від північного напрямку за ходом годинникової стрілки до заданого напрямку.

3) Для визначення кута падіння пласта на карті будують прямокутний трикутник, одним катетом якого є відстані між лініями простягання AA_1 і BB_1 , тобто пряма OD , другим катетом – різниця висотних відміток цих ліній ($700 - 500 = 200$ м), відкладена в масштабі карти (OD_1). З'єднавши точки D і D_1 , отримаємо трикутник. Вимірявши гострий кут, прилеглий до катету, який являє собою відстань між лініями простягання AA_1 і BB_1 , отримаємо кут падіння пласта ODD_1 , рівний 55° . Елементи залягання пластів позначаються значком, приведеним в верхній частині карти.

7.3.3. Вертикально залягаючі пласти

Обриси границь виходу на поверхню вертикально залягаючих пластів при будь-якому рельєфі зобразяться на геологічній карті у вигляді прямих ліній (рис. 7.5). Якщо площини напластування мають вид не плоских, а криволінійних поверхонь, то їх вихід буде зображатися у вигляді кривих ліній. Ширина виходу вертикально залягаючого пласта на геологічній карті відповідає його дійсній потужності в масштабі карти.

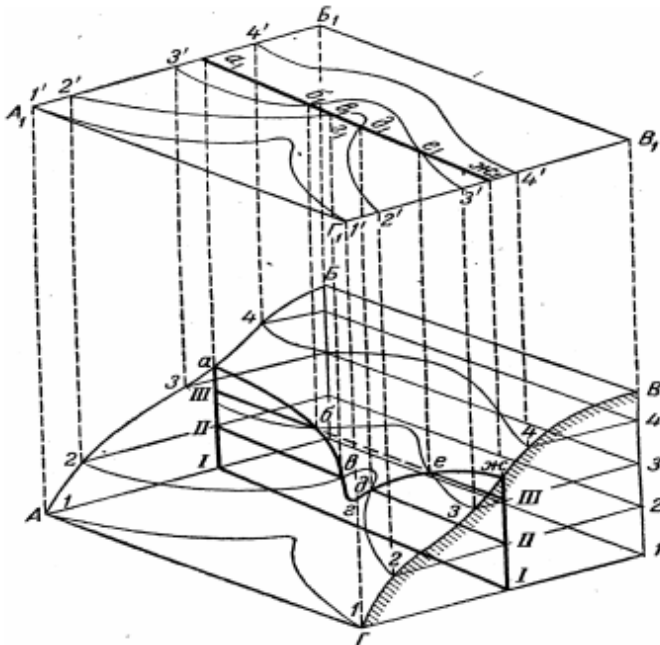


Рис. 7.5. Зображення на геологічній карті вертикально залягаючого пласта

Умовні позначення ті ж, що і на рисунках 7.1 – 7.3.

7.3.4. Складки

В умовах горизонтального рельєфу антиклінальні і синклінальні складки на геологічній карті мають вигляд замкнутих концентричних смуг, які відповідають виходам пластів різного віку (рис. 7.6).

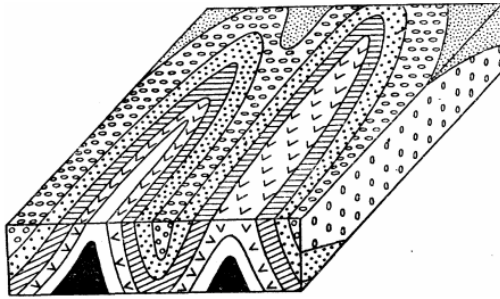


Рис. 7.6. Зображення антиклінальних і синклінальних складок на геологічній карті

Антиклінальні і синклінальні складки, таким чином, зображуються аналогічно. Різниця полягає лише в тому, що в антиклінальній складки в центральній частині розміщуються більш древні породи, а на периферії більш молоді; в синклінальних складок в центральній частині знаходяться більш молоді, а на периферії – древні породи. Окрім того, падіння пластів у антиклінальній складки направлене від вісі в протилежні сторони, у синклінальній навпаки – до вісі.

В умовах розчленованого рельєфу зображення антиклінальних і синклінальних складок на геологічній карті в принципі не відрізняється від описаного. При розчленованому рельєфі буде лише більш складний обрис граничних ліній пластів, які набувають вигляду зигзагоподібних або хвилястих ліній.

7.3.5. Розривні порушення

Лінія розриву пластів на геологічній карті зображується так само, як і гранична лінія пластів, тобто залежно від кута нахилу площини змішувача і характеру рельєфу.

Скид або підкид при горизонтально залягаючих пластах на геологічній карті можна встановити за тією ознакою, що вздовж лінії

порушення в безпосередньому контакті будуть знаходитись породи різного віку (рис. 7.7). В піднятому крилі при цьому будуть оголюватися більш древні породи внаслідок того, що верхні пласти піднятого крила підлягають розмиву в більшій мірі, ніж породи опущеного крила.

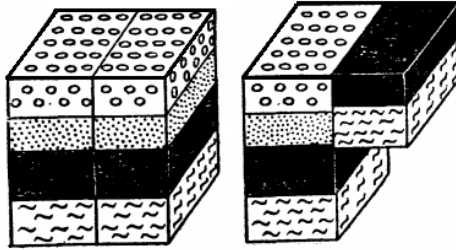


Рис. 7.7. Блок-діаграма, яка пояснює зображення скиду в горизонтально залягаючих пластах

1 – положення до скиду; 2 – положення після скиду і розмиву піднятого крила

При похилому заляганні пластів наявність скиду або підкиду на геологічній карті встановлюється за наступними ознаками: 1) по зміщенню виходів пластів вздовж лінії розриву; 2) подвоєнню або повторному виході пластів; 3) по зникненні виходу пласта, 4) по зміні простягання виходів пластів на карті (рис. 7.8).

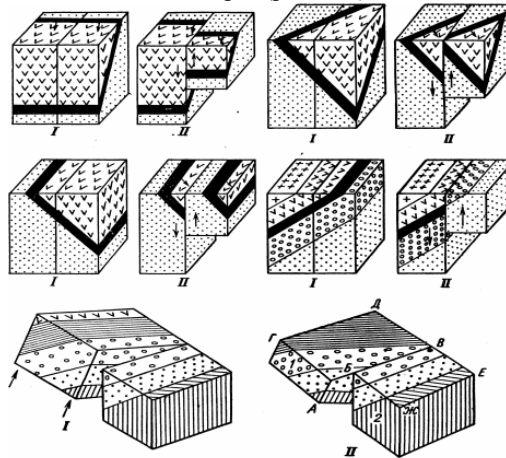


Рис. 7.8. Блок-діаграми, які пояснюють зображення скиду в похило залягаючих пластах на геологічній карті

I – положення до скиду; *II* – положення після скиду і розмиву піднятого крила

Розривні порушення в умовах складчастого залягання порід встановлюються на геологічній карті за такими ж ознаками, що і при похилому заляганні пластів, оскільки будь-яку складку можна поділити на декілька ділянок з похилим заляганням пластів. Але розривні порушення в умовах складчастого залягання порід мають свої особливості, які зображуються на геологічній карті. Ці особливості видно на рис. 7.9: вздовж лінії простягання раптово змінюється ширина виходу пласта на карті.

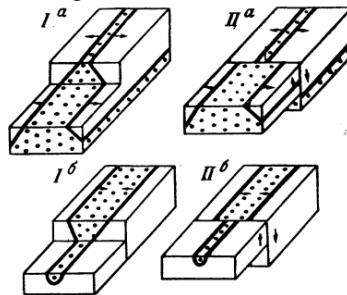


Рис. 7.9. Блок – діаграми, які пояснюють зображення на карті розривних порушень в умовах складчастого залягання порід
I^a і *I^b* – положення до скиду; *II^a* і *II^b* – положення після скиду і розмиву піднятого крила

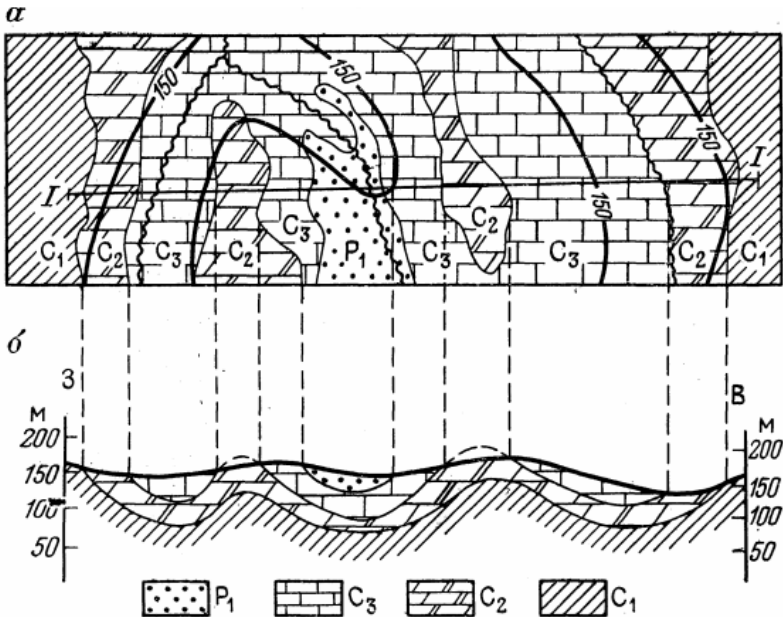
Горсти і грабени на геологічних картах розпізнаються за тим ж ознаками, що і скиди, так як являють собою їх комбінації. При наявності грабена на геологічній карті буде зображена площа витягнутої форми, яка в центрі складена більш молодими породами, ніж оточуючі. У випадку горста – в середній частині будуть древні породи.

Насув, як і підкид, зображується на геологічній карті лінією, яка відповідає перетину площини зміщувача із землею поверхнею. На відміну від підкиду, насув на геологічній карті має більш складні обриси ліній розриву. Це пояснюється тим, що площина зміщувача насуву має невеликий кут нахилу, тому на обрисах лінії насуву відчутний вплив рельєфу місцевості і, крім того, сама площина зміщувача насуву часто являє собою криволінійну поверхню.

7.4. Геологічний розріз і стратиграфічна колонка

Геологічна карта дає наглядну уяву про геологічну будову земної поверхні. Щоб зрозуміти які умови залягання порід на глибині, необхідно ретельно проаналізувати карту. Для полегшення читання геологічних карт вони завжди в обов'язковому порядку забезпечуються геологічними розрізами і стратиграфічними колонками.

Геологічний розріз являє собою проєкцію на вертикальну площину, виконану у визначеному масштабі, граничних ліній порід і розривних порушень (рис. 7.10). Він дає наглядну уяву про умови залягання порід на глибині. За допомогою розрізів можна зобразити форму залягання порід на глибині, кути падіння пластів і їх зміщення з глибиною, дійсні потужності пластів, типи тектонічних порушень, показати породи, які в межах зображеної ділянки не виходять на поверхню і тому не отримали відображення на карті. При побудові розрізу також використовують дані по свердловинах, які пробурені на даній ділянці.



Геологічний розріз по лінії I-I

Масштаби: горизонтальний 1:200000

вертикальний 1 : 50000

Рис. 7.10. Принцип побудови геологічного розрізу по геологічній карті:

P_1 – нижній відділ пермської системи; C_3 – верхній відділ кам'яновугільної системи; C_2 – середній відділ кам'яновугільної системи; C_1 – нижній відділ кам'яновугільної системи

Лінію геологічного розрізу позначають на карті. Потім вздовж наміченої лінії розрізу викреслюють топографічний профіль по висотних відмітках, які визначені на карті. На кінцях розрізу вказується графічний вертикальний масштаб і буквені позначення положення розрізу відносно сторін світу. Розріз орієнтується таким чином, щоб з лівого боку розташовувалася його південно-західна, західна або північно-західна частини, а з правого боку відповідно – північно-східна, східна, південно-східна частини. Якщо розріз проходить точно по меридіану, то з правого боку розташовується північний кінець розрізу, а південний – з лівого.

Точки перетину геологічних границь пластів з лінією розрізу переносяться на профіль і відмічаються геологічні границі. В межах кожного шару вказують відповідні індекси. Геологічний розріз обов'язково підписують з вказанням чисельних масштабів – горизонтального і вертикального.

Якщо потужності пластів малі або кути падіння пластів невеликі, всього декілька градусів, то геологічна структура на розрізі буде виглядати негарно. Тому вертикальний масштаб часто вбирають в декілька раз крупніше, ніж горизонтальний (в 5–10 разів і більше). Кути падіння і потужності пластів на розрізах при цьому збільшуються, і структура виглядає наочніше, але дійсна картина залягання пластів спотворюється. В нафтовій геології завжди користуються таким прийомом при зображенні нафто- і газонасичених пластів, так як їх потужності можуть бути всього лише декілька метрів, кути падіння 1–2°, а площа розповсюдження десятки і сотні квадратних кілометрів.

Розрізи із збільшеним вертикальним масштабом для зображення дійсних структур не застосовують.

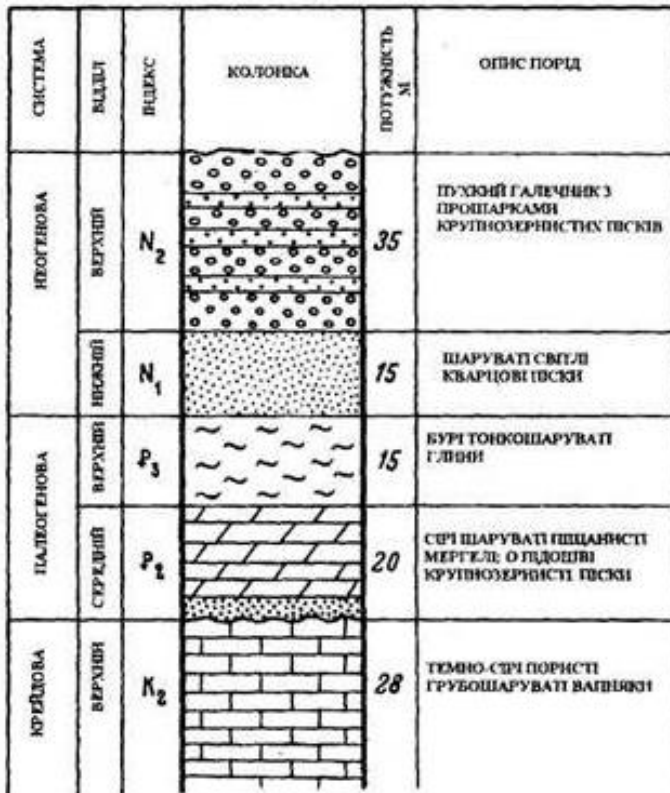
Для того щоб геологічний розріз давав наглядну уяву про умови залягання порід на глибині, необхідно його будувати навхрест простягання, тобто в перпендикулярному напрямку до лінії простягання порід. Лише в цьому випадку розріз відобразить дійсні кути падіння і дійсні потужності пластів. Розріз, побудований в будь-якому іншому напрямку, покаже не дійсний кут падіння, а лише нахил

пластів в даному перерізі. Якщо простягання пластів змінюється, то лінію розрізу роблять не прямою, а ламаною, яка складається з відрізків направлених навхрест простягання порід.

Коли розріз будують з метою, щоб показати особливості розривних порушень, то його проводять навхрест простягання змішувача. Такий розріз може бути і не перпендикулярним до простягання порід.

При складній геологічній будові ділянки, яка зображена на геологічній, карта часто постачається не одним, а декількома розрізами.

Стратиграфічна колонка являє собою графічне зображення послідовності залягання порід не порушеному розріз (рис. 7.11).



УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ:



Рис. 7.11. Стратиграфічна колонка

В стратиграфічній колонці умовними знаками зображуються породи різного віку і складу в тій послідовності, в якій вони залягають в межах даної ділянки, незалежно від того, мають вони суцільне розповсюдження на даній території чи ні. Загальна довжина колонки

не має перевищувати 40–50 см. Інтрузивні породи в колонці не вказують.

Стратиграфічна колонка, як і геологічний розріз, полегшують читання геологічної карти, так як дозволяє мати уяву про породи різного віку, які залягають на глибині, послідовність їх залягання, потужності різних товщ і пластів, їх склад, фауністичну характеристику, характерні особливості (наприклад, включення конкрецій або піриту в осадових породах) і т. д.

Питання для самоперевірки

- 1. Як проводять геологічну зйомку?*
- 2. Назвіть різновиди геологічних карт.*
- 3. Назвіть індекси, які прийняті для позначення геологічних систем.*
- 4. Як виглядають на топографічній карті границі горизонтально і вертикально залягаючого пласта?*
- 5. Що таке кут надіння, азимут надіння і простягання пласта?*
- 6. Як визначити елементи залягання пласта на геологічній карті?*
- 7. Як зображуються на карті антиклінальні і синклінальні складки?*
- 8. Як зображуються на карті розривні порушення?*
- 9. Як складають геологічний розріз?*
- 10. Що таке стратиграфічна колонка?*

8. ПІДЗЕМНІ ВОДИ

Підземними водами називають всі води, заповнюють пори, тріщини і пустоти в пухких і щільних гірських породах.

За походженням підземні води поділяють на:

- *вадозні* (інфільтраційні), які виникають в результаті просочування із земної поверхні атмосферних опадів і конденсації парів атмосферного повітря в порах і тріщинах гірських порід в місцях їх виходу на поверхню;
- *седиментогенні* (відроджені) – утворилися при відтисканні води з відкладу в процесі його перетворення в ущільнену породу;
- *ювенільні* – за рахунок парів води, які виділились з підземних осередків розплавленої магми.

Головними водами у формуванні підземних вод є вадозні.

В гірських породах вода (крім льоду) може бути присутня в трьох фізичних станах: в формі водяної пари, власне рідкої і поверхнево-зв'язаної води.

Пари води завжди містяться в повітрі, яке заповнює не зайняті водою пори або тріщини гірських порід. Залежно від конкретних умов пари води то конденсуються в рідку воду, то знову утворюються при її випаровуванні. Іноді в пустелях конденсація водних парів з повітря призводить до формування приповерхневих підземних вод, а в вулканічних областях – до утворення підземних резервуарів перегрітого повітря.

Власне рідка вода заповнює порівняно великі пори, пустоти і тріщини в гірських породах і відіграє основну роль в формуванні підземних вод. В своєму русі вона підлягає силі тяжіння, тому її ще називають *вільна*, або *гравітаційна* вода. *Поверхнево-зв'язана*, або *сорбована*, вода утримується на поверхні гірських порід силами молекулярного тяжіння.

Водопроникність, тобто здатність гірської породи пропускати воду по порах і тріщинах, має велике значення в формуванні підземних вод. Всі гірські породи поділяються на водопроникні, або *водоносні* (пухкі, пористі, тріщинуваті), і *водотривкі* (масивні скельні породи, глини). Водопроникність визначається не сумарним об'ємом пор в породи, а їх формою і розмірами, які мають забезпечувати вільне пересування води. Наприклад, пористість глини 50–60%, але вони водонепроникні, так як їх пори надзвичайно тонкі і вода не може переміщуватися в них під впливом сили тяжіння. Галечники і крупнозернисті піски з пористістю 20% володіють найбільшою водопроникністю.

Для оцінки водопроникності, окрім характеру пористості, має значення і напір, при якому фільтрується вода. Тому для порівняльної характеристики водопроникності гірських порід використовують коефіцієнт водопроникності, або *коефіцієнт фільтрації* (вимірюється в метрах за добу), який характеризує швидкість фільтрації води через дану породу при визначеному напорі. Коефіцієнт фільтрації глин складає 0,001 м/добу, дрібнозернистих пісків 1–5 м/добу, середньозернистих 5–15 м/добу, крупнозернистих 15–50 м/добу, галечників 100–200 м/добу.

Вологоємність – це здатність гірських порід поглинати і утримувати в собі певну кількість води. Більшість глин мають дуже велику вологоємність (1м³ поглинає до 525 л) і мізерну водовіддачу. При намоканні водотривкі властивості глин посилюються. Максимальною водовіддачею володіють крупноуламкові відклади, сильно пористі і сильно тріщинуваті породи.

8.1. Типи підземних вод

Води атмосферних опадів, які потрапляють в гірські породи, рухаються зверху вниз, поступово заповнюючи пори в водопроникних породах. Накопичуючись над водотривкими породами, вони утворюють постійні скупчення, які ізольовані одні від одних і називаються *водоносними горизонтами*.

За умовами залягання розрізняють декілька типів підземних вод: поверхнево-грунтові, верховодка, ґрунтові, карстові, тріщинні, міжпластові (безнапірні і артезіанські).

Поверхнево-грунтові води приурочені до ґрунтового шару на поверхні землі. Вода заповнює волосяні або капілярні пори, тріщинки і утримується від просочування на глибину силами поверхневого натягу.

Верховодка – періодично існуючі (під час рясних опадів або танення снігів) підземні води, які залягають поблизу поверхні у вигляді лінз над відносно водотривкими прошарками.

Ґрунтові води – води першого від поверхні постійного водоносного горизонту, який залягає на першому водонепроникному шарі. Зверху ґрунтові води суцільно не перекриті водотривкими породами і безпосередньо живляться атмосферними опадами. Їх верхнім обмеженням є власна поверхня, яку називають *дзеркалом ґрунтових вод*.

Ґрунтові води використовують для питних цілей і господарських потреб. На рисунку 8.1 показана свердловина, з якої проводять

відкачування води. При цьому рівень понижується, і в зоні біля свердловини розвивається депресійна лійка. Якщо відкачування здійснюється водозабором з багатьох свердловин, радіус депресійних лійок перекривають одні одних, дебіти свердловин зменшуються, і водоносний пласт виснажується. Для спостереження за положенням дзеркала ґрунтових вод бурять спеціальні спостережні свердловини. Не допустити виснаження горизонтів підземних вод – важлива задача.

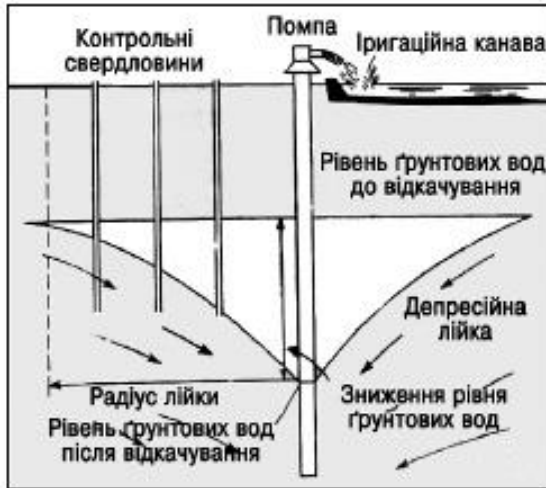


Рис. 8.1. Депресійна лійка в дзеркалі ґрунтових вод навколо свердловини

Карстові води приурочені до порожнин і тріщин вапнякових масивів. Їх часто називають тріщино-карстовими водами, і вони можуть вимивати у вапняках величезні порожнини довжиною сотні метрів і висотою до 90 м (Мамонтова печера в США). Відомі карстові поля з протяжністю ходів в десятки кілометрів, і глибиною печер до 1,5 км.

Тріщинні води циркулюють по складній сітці тріщин в масивах магматичних і метаморфічних порід, і, як правило, не утворюють узагальнених водоносних горизонтів. В зонах тектонічного дроблення вони можуть проникати на велику глибину. Підземні води, які поступають в тріщини гірських порід з великих глибин, дуже часто несуть з собою в розчиненому стані солі різних металів. Із зменшенням глибини і температури вод відбувається осідання солей,

внаслідок чого утворюються гідротермальні родовища срібла, золота, свинцю, міді, цинку та ін.

Міжпластові (пластові) води залягають нижче горизонту ґрунтових вод, між водотривкими пластами. Розрізняють безнапірні і напірні (артезіанські) пластові води. Область розповсюдження одного або декількох напірних горизонтів називається артезіанським басейном (рис. 8.2). Залежно від напору вод будь-яка точка артезіанського басейну характеризується гідростатичним тиском і п'єзометричним рівнем.

П'єзометричним рівнем називається рівень води, який встановлюється в свердловині після розкриття водоносного горизонту. *Гідростатичним тиском* називається тиск стовпа рідини між п'єзометричним рівнем і покрівлею водоносного горизонту.

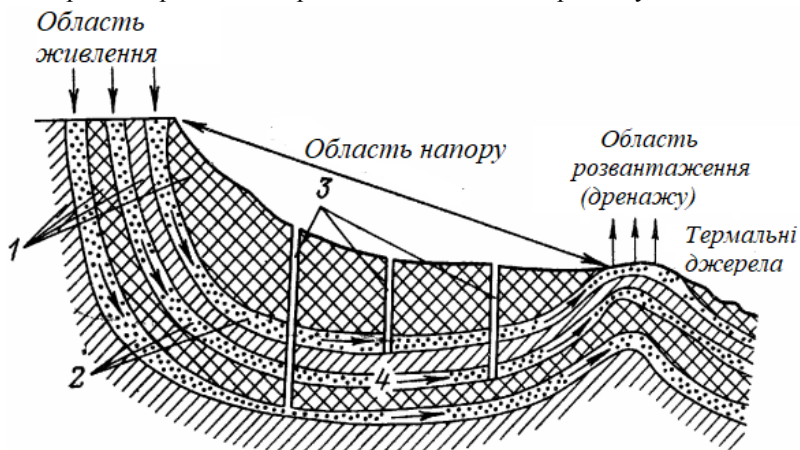


Рис. 8.2. *Схема будови артезіанського басейну*

1 – водонепроникні породи; 2 – водопроникні пласти з напірною водою; 3 – фонтануючі свердловини; 4 – напрям стоку підземних вод

В районах розвитку багаторічної мерзлоти на глибині зустрічаються потужні непроникні прошарки мерзлих порід, які є водотривами. Між ними розташовуються переохолоджені міжмерзлотні води, які можуть набувати місцевий напір, хоча насправді ці води – ґрунтові.

8.2. Мінеральний склад підземних вод

Підземні води циркулюють по тріщинах і порах гірських порід, внаслідок чого збагачуються різними мінеральними сполуками. Залежно від кількості розчинених солей в 1 л води вони поділяються на:

- 1) прісні – розчинено до 1 г солей;
- 2) слабо мінералізовані (солонуваті) – від 1 до 3 г;
- 3) середньо мінералізовані (солоні) – від 3 до 10 г;
- 4) сильно мінералізовані (підвищеної солоності) – від 10 до 50 г;
- 5) розсоли – більше 50 г.82

Залежно від вмісту карбонатів підземні води поділяють на м'які (з малим вмістом карбонатів) і жорсткі (з підвищеним їх вмістом).

Води, які використовують в лікувальних цілях, завдяки підвищеному вмісту будь-яких хімічних компонентів, газів або підвищеної радіоактивності, називаються мінеральними. Ступінь їх мінералізації досить різна, іноді складає всього 0,5 г/л. На місці виходів мінеральних вод, що містять в своєму складі лікувальні речовини, побудовано багато санаторіїв.

Мінеральні води також поділяються на холодні – температура до 20°C; теплі – від 20 до 37°C; власне термальні – від 37 до 42°C; гарячі – температура більше 42°C.

Природній вихід підземних вод на поверхню називається *джерелом*. Джерела можуть бути висхідними (виходять назовні з напором) і низхідними. Джерела з високою температурою води називаються гарячими, або *термальними* (див. рис. 8.2). Температура води в них досягає 100°C.

8.3. Води нафтових родовищ

Підземні води відіграють велику роль в формуванні і збереженні родовищ нафти і газу.

Нафта спливає на воді, тому що її питома вага менша питомої ваги води. Якщо на шляху руху нафти зустрічається водотривкий шар, то утворюється нафтовий поклад. Підземні води, які підстилають нафтовий поклад, запечатають її і не дають можливості мігрувати далі.

В нафтах більшості покладів розчинені гази: метан і його похідні (етан, пропан, бутан), азот, вуглекислий газ, сірководень і деякі інші, тобто ті ж гази, які розчинені і в підземних водах. Зазвичай в нафтах переважають вуглеводневі гази, але не завжди. Бувають випадки, коли більшу частину розчинених газів складає, наприклад, азот.

Газ, який виділився з нафти може накопичуватися в верхній частині пастки, утворюючи при цьому газову шапку. Деколи газова шапка

являє собою самостійний поклад, настільки вона велика, а нафта утворює лише невеликий шар. Зазвичай в верхній частині пастки розміщується газ, а нижче нафта, яка підпирається пластовою водою (рис. 8.3).

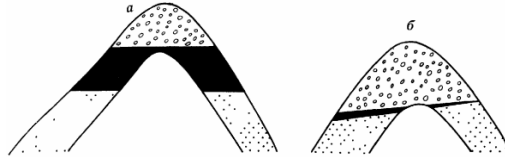


Рис. 8.3. Умови залягання газу, нафти і води в пастці

а – поклад нафти з газовою шапкою; б – поклад газу з нафтовою облямівкою

Поверхня, яка розділяє нафту і воду, називається *поверхнею водо-нафтового контакту* (ВНК). Вона може мати різну форму. В покладах, приурочених до структурних пасток, при їх повному заповненні вона може мати кільцеподібну форму в плані. При цьому лінія перетину поверхні ВНК з покрівлею пласта називається зовнішнім контуром нафтоносності, а лінія перетину поверхні ВНК з підшоною пласта – внутрішнім контуром нафтоносності.

Контакт нафти і води в більшості покладів наближається до горизонтальної поверхні. Але часто бувають випадки, коли поверхня ВНК має похиле положення. На положення поверхні ВНК впливає цілий ряд факторів, і основним є рух води, адже поклад нафти в пастці омивається пластовою водою. Потік рухомої води може бути настільки інтенсивним, що призведе до зміщення покладу, яке може сягати десятків метрів. Трапляється, що зміщення покладів настільки значне, що вони ніби повисають на крилах складки. Їх так і називають висячими (приклад приведений на рис. 8.4). Такі поклади відомі в Скалистих горах в США, на Апшеронському півострові в Азербайджані.

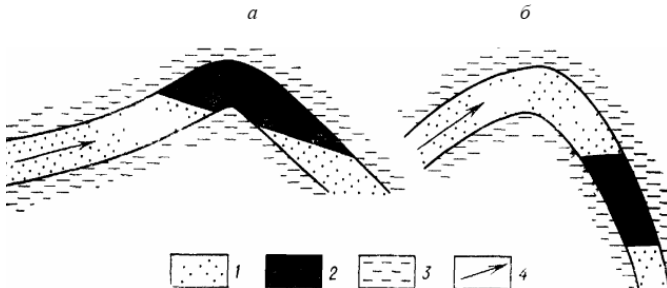


Рис. 8.4. Зміщення покладу нафти рухомими водами

а – поклад з нахилом ВНК; б – висячий поклад

1 – водоносний горизонт; 2 – нафтовий поклад; 3 – водотриви;

4 – напрям руху підземних вод

Декілька покладів, які пов'язані загальною ділянкою земної поверхні і приурочені до одної тектонічної структури, утворюють родовища нафти. Зустрічаються родовища, в яких є лише один або два- три поклади, але більшість родовищ багатопластові. При розвідці і розробці нафтових родовищ дуже важливо знати, як розподіляються води відносно покладу, особливо в багатопластових родовищах. Адже між покладами можуть знаходитися і водоносні горизонти. Окрім того, деколи розбите тектонічними порушеннями, по яких циркулюють води. І в самому покладі співвідношення нафти і води може бути різноманітним. Класифікація пластових вод, яка прийнята в нафтопромисловій геології показана на рис. 8.5.

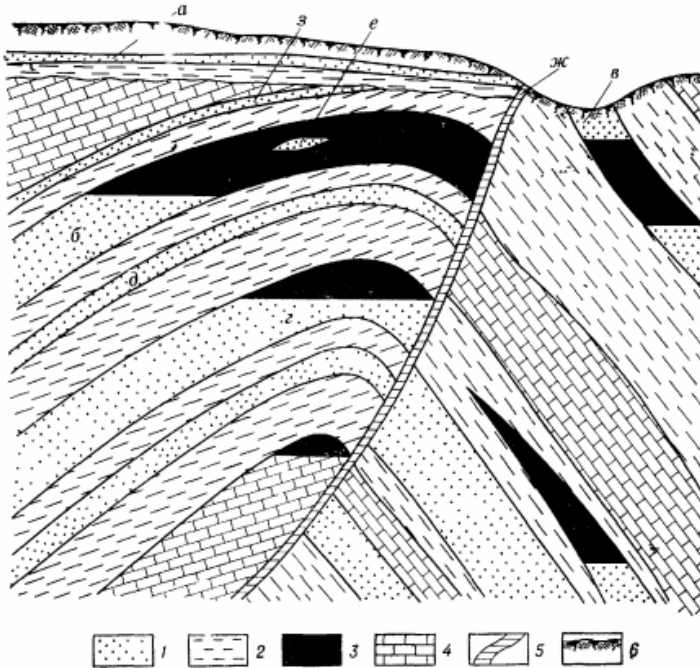


Рис. 8.5. Промислова класифікація підземних вод

а – ґрунтові води; б – нижні крайові води; в – верхні крайові води;

г – підшовві води; д – нижні води; е – води, які залишилися в частині нафтового пласта з поганими колекторськими властивостями, жс – тектонічні води; з – верхні води

1 – пісковики; 2 – глини; 3 – нафта; 4 – вапняки; 5 – розривне тектонічне порушення; 6 – гуртовий шар

Якщо пласт повністю насичений нафтою на всю потужність, ВНК буде мати форму кільця, внутрішня частина якого називається внутрішньо контурною зоною. Самі води, які підстеляють поклад, називаються *нижніми крайовими* водами. Не часто, але все ж таки буває, що поклад не тільки підстеляється, але в верхній частині пласта вище нафти і перекривається пластовою водою. Ці води називаються *верхніми крайовими* водами. Поява верхніх крайових вод може бути пов'язана з тим, що пласт був розмитий, його головна частина зруйнована, і в нього просочилися ґрунтові і поверхневі води. Якщо води підстеляють поклад по всій його площі, їх називають *підшоввими*.

Припустимо, що вище нафтового покладу розташований водоносний горизонт. Відповідно, відносно до покладу води цього горизонту будуть верхніми. Якщо водоносний горизонт розташований нижче покладу, то води цього горизонту будуть нижніми. В багатому пластовому родовищі верхні води для одного покладу можуть одночасно бути нижніми для нафтового пласта, який залягає вище.

Зустрічаються поклади з дуже мінливими колекторами, пористість і проникність яких сильно змінюються, причому ця зміна призводить до появи ділянок в самому покладі, де простір пор заповнений не нафтою, а водою. Ймовірно, коли нафта заповнювала пастку, вона не змогла витіснити всю воду з лінз із поганими колекторськими властивостями, і вода залишилася в покладі.

Підземні води, які циркулюють по розривних тектонічних порушеннях, називають *тектонічними*.

В процесі буріння в нафтовий пласт може потрапи вода із свердловини, яку в цьому випадку відносять до технічної води.

Мінералізація пластових вод нафтових і газових родовищ змінюється в широких межах і збільшується з глибиною. Як правило, це концентровані розсоли з вмістом розчинених речовин до 400 г/л. В'язкість води зменшується з ростом температури і зростає із збільшенням її мінералізації. В'язкість води менша в'язкості нафти, і вода намагається прорватися до свердловин по високо проникних прошарках раніше нафти. При цьому в надрах залишаються великі цілики насичених нафтою порід, в зв'язку з чим кінцевий відсоток

вилучення нафти зменшується. Під час розробки родовища неминуче відмічається обводнення продукції, вміст води в нафті поступово збільшується аж до 99 %. В зв'язку з цим виникає проблема утилізації розсолів, так як їх викид в поверхневі водойми заборонений. Приходиться на родовищі бурити спеціальні нагнітальні свердловини і закачувати супутні води на глибину. Закачування назад пластових вод сприяє підтримці пластового тиску в покладі.

Як видно, вода в надрах землі всюди супроводжує нафту. По-перше, нафтовий поклад є частиною водонапірного комплексу, а в цілому і всієї водонапірної системи гідрогеологічного басейну. По-друге, вода є і в вже сформованому покладі нафти. Дуже важливо відмітити, що природні флюїди (вода, нафта і газ) тісно взаємодіють між собою, в результаті чого утворюється складне в фізико-хімічному відношенні середовище, причому все зміни цього середовища позначаються на кожному з перерахованих флюїдів. І, на завершення, навіть при розробці ми повинні враховувати вплив природних підземних вод, а також вод, які закачуються в пласт.

Питання для самоперевірки

- 1. Як поділяють підземне води за походженням?*
- 2. Що таке коефіцієнт фільтрації?*
- 3. Що таке депресійна лійка?*
- 4. Назвіть типи підземних вод.*
- 5. Нарисуйте схему артезіанських пластових вод.*
- 6. Який мінеральний склад підземних вод.*
- 7. Яке співвідношення нафти, газу і води в пастках?*
- 8. Розкажіть про промислову класифікацію підземних вод.*
- 9. Що таке водо-нафтовий контакт?*
- 10. Куди дівають видобуті разом з нафтою пластові води?*