

**КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ  
ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА**

**ННІ «Інститут геології»**

Кафедра *загальної та історичної геології*

Іванік О.М., Мєнасова А.Ш., Крочак М.Д.

**ЗАГАЛЬНА ГЕОЛОГІЯ**

**Навчальний посібник**

**для студентів спеціальностей 103, 106, 193 освітнього рівня Бакалавр**

**КИЇВ – 2020**

УДК 553.1.14

Рецензенти:

кандидат геологічних наук Гейченко М.В., головний геолог ТОВ «Укрлітвидобування»; кандидат геол. наук, доцент кафедри загальної та історичної геології Кравченко Д.В.

*Рекомендовано до розміщення на сайті університету вченою радою ННІ  
«Інститут геології»  
(протокол № 2 від 16 вересня 2020 року)*

Іванік О.М., Мєнасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.

Розглянуто загальні відомості про геологію як науку, її сучасні наукові напрямки та історію виникнення. Наведено погляди на походження Всесвіту, будову і склад Сонячної системи, їхній вік. Охарактеризовані внутрішні і зовнішні геосфери Землі, її вік і методи його визначення, подано уявлення про основні типи земної кори їхні склад та будову; Розглянуті екзо- і ендегенні процеси, їхня природа і значення при формуванні земної кори та її складових, утворенні гірських порід та родовищ корисних копалин.

## ЗМІСТ

**Частина I. Походження і будова Всесвіту та Сонячної системи.**

|                                                                             |     |
|-----------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Будова, склад і вік земної кори.....</i>                                 | 4   |
| <b>Розділ 1. Геологія як наука. Земля у космічному просторі.....</b>        | 4   |
| 1.1. Походження Сонячної системи.....                                       | 21  |
| <b>Розділ 2. Будова і вік Землі.....</b>                                    | 23  |
| <b>Частина II. Ендогенні процеси.....</b>                                   | 42  |
| <b>Розділ 3. Тектонічні рухи та деформації.....</b>                         | 42  |
| <b>Розділ 4. Магматизм.....</b>                                             | 64  |
| 4.1. Інтрузивний магматизм.....                                             | 64  |
| 4.2. Вулканізм.....                                                         | 69  |
| <b>Розділ 5. Землетруси.....</b>                                            | 81  |
| <b>Розділ 6. Метаморфізм.....</b>                                           | 92  |
| <b>Частина III. Екзогенні геологічні процеси.....</b>                       | 99  |
| <b>Розділ 7. Вивітрювання.....</b>                                          | 99  |
| 7.1. Фізичне вивітрювання.....                                              | 99  |
| 7.2. Хімічне вивітрювання.....                                              | 100 |
| 7.3. Кори вивітрювання.....                                                 | 104 |
| <b>Розділ 8. Геологічна діяльність вітру.....</b>                           | 108 |
| <b>Розділ 9. Геологічна діяльність поверхневих і підземних вод.....</b>     | 117 |
| 9.1. Площинний схиловий стік.....                                           | 117 |
| 9.2. Геологічна дія тимчасових руслових потоків.....                        | 118 |
| 9.3. Геологічна діяльність річок.....                                       | 120 |
| 9.4. Геологічна діяльність підземних вод.....                               | 130 |
| 9.5. Карстові процеси.....                                                  | 138 |
| <b>Розділ 10. Геологічна діяльність льодовиків.....</b>                     | 142 |
| 10.1. Зледеніння в історії Землі.....                                       | 149 |
| <b>Розділ 11. Гравітаційні процеси.....</b>                                 | 156 |
| <b>Розділ 12. Геологічна діяльність озер і боліт.....</b>                   | 163 |
| <b>Розділ 13. Геологічна діяльність морів і океанів.....</b>                | 170 |
| 13.1. Поняття про фації.....                                                | 196 |
| <b>Розділ 14. Головні структурні елементи земної кори та літосфери.....</b> | 199 |
| <b>Список використаної літератури.....</b>                                  | 204 |

## **ЧАСТИНА I. Походження і будова Всесвіту та Сонячної системи. Будова, склад і вік земної кори.**

### **РОЗДІЛ 1. ГЕОЛОГІЯ ЯК НАУКА. ЗЕМЛЯ У КОСМІЧНОМУ ПРОСТОРИ**

#### **Геологія, її предмет, об'єкт, завдання розділи та методи.**

Геологія – це наука про Землю. Термін “геологія” складається з двох грецьких слів “гео” - земля та “логос” – наука. В сучасному розумінні геологія це наука про склад, будову, розвиток Землі та процеси, які відбуваються в її надрах і на поверхні, включаючи водну та повітряну оболонки (гідросферу та атмосферу), та всі ті процеси, які відбуваються в цих оболонках; про утворення мінералів і гірських порід, їх хімічний склад та фізичні властивості; про закони формування і закономірності поширення корисних копалин, а також економічну доцільність їх використання; про формування земної поверхні та вплив діяльності людини на стан навколишнього середовища.

#### **Нарис зі становлення геології**

Геологія як наука була започаткована в другій половині XVIII століття, проте її корені беруть свій початок з часів коли у первісної людини виникла потреба у мінеральних сполуках («кам'яний вік»). Вже з перших кроків людство накопичувало досвід у пошуках певного каміння, необхідного для виготовлення зброї та знарядь праці (а також для прикрас). Значно розширились знання людини про мінеральні багатства Землі протягом «бронзового» та «залізного» віків, коли основною сировиною для виготовлення знарядь праці та зброї були мідь, олово та залізо. Потреби у металах спонукали не тільки до видобутку руд і створення первісних гірничих промислів, але й поклали початок набуттю людством практичних навичок у пошуках корисних копалин.

Фундаторами наукової геології вважають видатних вчених XVIII ст. Джеймса Геттона і Абрахама Г. Вернера.

В 1778 році виходить в світ книга Джеймса Геттона – «Теорія Землі» в якій були викладені погляди на основні сили, що спричиняють зміни загального вигляду Землі. Дослідник всі процеси пов'язував з дією «підземного жару», цим було започатковано так званий *плутонічний* напрямок в геології, згідно з яким всі геологічні явища і процеси, а також мінерали, гірські породи і корисні копалини є продуктом діяльності вулканів та підземних магматичних осередків.

На відміну від Дж. Геттона, який провідну роль відводив внутрішнім процесам, Абрахам Готліб Вернер (1750-1817) вважав, що всі гірські породи утворились з вод Світового океану. Цим твердженням він започаткував *нептунічний* напрямок в геології, основні положення якого виклав у першому академічному курсі геогнозії (так тоді називали геологію). Цей дослідник виділяв групу «первинних» порід, до яких відносив граніти, гнейси та інші магматичні та метаморфічні породи, вважаючи, що вони утворилися суто

хімічним шляхом і складають ядра гірських споруд. Усі верстуваті (осадові) гірські породи він вважав більш молодими, які огортають «первинні», а їх накопичення пов'язував зі Світовим Потопом. Вернер також вважав, що після потопу припинилась будь-яка геологічна діяльність, а порушення залягання гірських порід пояснював обтіканням молодими осадами масивів «первинних» порід або провалами над підземними порожнинами, відкидаючи роль внутрішньої енергії Землі.

Слід також згадати ще один напрямок у поглядах на розвиток Землі – *катастрофізм*, який викладався в роботах французького дослідника і «батька» наукової палеонтології, Жоржа Кюв'є (1769-1832). Він вважав, що всі зміни у будові Землі, а також у рослинному і тваринному світі обумовлені періодичними глобальними катастрофами. Ці уявлення були спростовані в першій половині XIX ст. англійським геологом Чарльзом Лайєлем (1797-1875), засновником сучасної геології, який впровадив у геологію поняття принципу актуалізму. Суть його полягає у ствердженні, що всі явища сьогодні відбуваються так само як і у минулому. Він вважав, що для правильного розуміння геологічного минулого необхідно всебічно вивчати сучасні процеси. Саме цей принцип покладений в основу розробленого ним методу актуалізму, який широко використовується і в наші дні.

На межі XIX ст. англійський землемір В.Сміт дійшов висновку, що шари осадових порід, які утворювались в один час містять подібні викопні рештки, навіть якщо і знаходяться на значних відстанях один від одного. І чим більше відрізняються шари земної кори за часом їх утворення тим менше схожі скаменіlostі які в них знаходяться. Це стало основою палеонтологічного методу в геології, за допомогою якого геологи почали успішно визначати відносну давність осадових шарів земної кори.

Шукаючи пояснення існуванню гірських масивів французький вчений Жан-Батист Елі де Бомон у другій половині XIX ст. розробив так звану *контракційну гіпотезу*. Згідно цієї гіпотези, Земля, яка в минулому являла собою вогненно-рідку кулю, охолоджуючись зазнала стискування, що спричинило утворення складок на її поверхні у вигляді гірських ланцюгів. Приблизно, в цей же час американський геолог Джеймс Дана (1813-1895), зробив припущення, що на місці сучасних гірських систем спочатку існували великі прогини, в яких накопичувались потужні товщі осадових утворень. Під впливом сил стиснення породи зминалися в складки і піднімалися на поверхню Землі у вигляді гір. Трохи пізніше російський геолог О.П. Карпінський (1846-1936) започаткував вчення про платформи (рівнинні ділянки земної поверхні), в основі якого також лежали уявлення про характер різноманітних рухів земної кори.

Таким чином, починаючи з середини XVIII і на протязі XIX ст. завдяки зусиллям багатьох дослідників відбулося становлення геології як науки.

### **Напрямки та розділи геології**

**Об'єктом** вивчення геології є вся Земля, а особливо її зовнішня кам'яна оболонка – *літосфера*. Для пізнання її складу, будови, історії розвитку,

процесів, що відбуваються в її надрах і на поверхні необхідно вивчати всі рівні організації літосфери: хімічні елементи (атоми), мінерали, гірські породи, верстви і комплекси порід і земну кору в цілому. Складність процесу дослідження складу, будови і розвитку земної кори і Землі обумовила розгалуження геології на декілька наукових напрямків, основними з яких є наступні:

- **речовинна геологія**, яка об'єднує науки, що вивчають речовину, яка складає кору та мантію Землі. Вона включає *мінералогію* – науку про мінерали (природні хімічні сполуки), які складають гірські породи. Якщо мінерали мають кристалічну форму, то мінералогія пов'язана з *кристалографією та кристалохімією*. Гірські породи вивчає наука *петрографія*. Осадкові гірські породи є предметом окремої науки – *літології*. Останні науки пов'язані тісно с *геохімією* – наукою про хімічний склад Землі.
- **динамічна геологія** – наука, яка вивчає геологічні процеси на земній поверхні (екзогенні) та в її надрах (ендогенні) і які спричиняють утворення та руйнування мінералів, руд, гірських порід. До цього розділу відноситься також *тектоніка* – наука, яка вивчає будову земної кори та її зміни і *геоморфологія* – наука про рельєф земної поверхні і його походження.
- **історична геологія**, яка вивчає історію розвитку Землі, а також встановлює закономірності, що керують цим розвитком і послідовністю геологічних подій, які відбувалися на Землі протягом її існування. Зміну умов на поверхні Землі розглядає така наука, як *палеогеографія*, тектонічних умов – *палеотектоніка*, кліматів – *палеокліматологія*, послідовність утворення осадових гірських порід – *стратиграфія*. Велику роль в історичній геології відіграє *палеонтологія* – наука про викопні організми.
- **прикладна геологія**, яка поєднує науки спрямовані на практичне використання надр Землі. Відносяться такі прикладні геологічні науки як *геологічна зйомка, пошукова геофізика, інженерна геологія, наука про родовища корисних копалин, ґрунтознавство, гідрогеологія* тощо. Освоєння морських і океанських глибин призвело до виникнення *морської геології*, значення якої швидко зростає у зв'язку з тим, що третина нафти видобувається з дна морів та океанів.

Крім того, планета Земля є космічним тілом, яке є складовою частиною і Сонячної системи, і Галактики, і яка підпорядковується всім космічним законам розвитку. Космічні явища впливають на цілий ряд геологічних процесів, які відбуваються на Землі. Космічна геологія допомагає пізнати і саму Землю, а знімки земної поверхні, отримані з космосу, широко використовуються при складанні регіональних геологічних карт і прогнозуванні пошуків родовищ корисних копалин. Всіма цими питаннями займаються такі науки, як *космогонія, космохімія та порівняльна планетологія*.

Сьогодні людство стоїть на порозі екологічної катастрофи, відвернути яку може лише кардинальними змінами впливу людини на оточуюче середовище і в першу чергу це стосується збереження природної рівноваги

Землі. Пошуки шляхів боротьби з порушенням екосистем породили новий напрям – *екологічну геологію*, яка вивчає вплив життєдіяльності людини на геологічне середовище і розробляє заходи спрямовані на боротьбу з негативними явищами.

Основним з головних **методів** геологічних досліджень є вивчення природних виходів гірських порід – відслонень. Для вивчення речовини відбираються зразки гірських порід, які потім досліджуються лабораторними методами – мікроскопічного, хімічного та ін. аналізів. В осадових породах ведуться пошуки органічних залишків, які вивчаються палеонтологічними методами.

У випадках, коли корінні породи покриті ґрунтом та рослинністю, їх розкривають шурфами чи канавами, використовують гірничі виробки, зокрема кар'єри. Для вивчення порід, які знаходяться на великих глибинах необхідно бурити свердловини. Це методи польової геології. Їх доповнюють дистанційні методи, такі як аерофотозйомка та космозйомка.

Для вивчення глибинної будови Землі використовують геофізичні методи, які засновані на дослідженнях фізичних полів, які створюють гірські породи різного складу.

Одним з найважливіших методів геологічних узагальнень є метод актуалізму про який ми вже згадували: “Сучасне є шлях до пізнання минулого”. Використовуючи метод актуалізму геологи створили логічну теорію екзогенних та ендегенних процесів, а також відновили багато історичних подій, що мали місце в минулому планети. Важливе місце у сучасній геології стали займати і методи математичного модулювання.

Навчальна дисципліна «Загальна геологія» знайомить студентів з проявами сучасних і давніх геологічних процесів, знайомить з основами всіх спеціалізованих геологічних наук, закладає фундамент для вивчення цих наук.

## **Будова Всесвіту**

Першу наукову модель будови світу запропонували вчені-позитивісти. Згідно цієї моделі Всесвіт не має границь, існував завжди і буде існувати завжди, не може зменшуватись або збільшуватись. Але по мірі розвитку науки, накопичувались питання на які ця теорія відповідей не мала.

По-перше, якщо Всесвіт безкінечний, то в ньому має бути нескінченна кількість зірок і в будь-якій точці нічного неба повинна бути зірка, тобто нічне небо мало б світитися ВСЕ! Замість чорного неба з окремими зірками та їх скупченнями повинно було бути суцільне сяйво. Цього не спостерігається. Можливо, кількість зірок хоча й величезна, але все ж таки обмежена?

По-друге, А. Ейнштейн звернув увагу на те, що зірки в цьому вічному рівномірному Всесвіті під дією гравітації і нерівномірного розташування повинні були б зібратися до купи і звалитися одна на одну. (Зірки ж, не розташовані в строгому шаховому порядку, а створюють хоча й невеликі але згущення, які неминуче стануть концентраторами гравітації і викличуть

спочатку слабкий, а потім все більший і більший рух інших зірок в бік цих скупчень). Тому, такий стаціонарний Всесвіт, просто кажучи, є нестійким.

Виникає питання, чому ж все ж таки не відбулась катастрофа? Може, поряд із силами всесвітнього тяжіння діють і якісь сили відштовхування? Щоб надати Всесвіту рівноваги Ейнштейн ввів в свої рівняння новий член – космологічну постійну, позначивши її грецькою літерою « $\lambda$ ». Ця лямбда і забезпечувала «розштовхування» зірок. Ейнштейн її не любив, тому що як фізик розумів що взяв її ні звідки, тільки, щоб урівняти члени у формулі, і врятувати модель стаціонарного Всесвіту. *(Багато фізиків також не любило цю « $\lambda$ » і зрозуміло чому – сили всесвітнього тяжіння можна спостерігати неозброєним оком кожного дня, а ніяких сил відштовхування не було. Л. Д. Ландау взагалі забороняв своїм студентам використовувати цю константу).*

Фізікам потрібно було інше пояснення існування Всесвіту. І вони його знайшли. В 1923 році професор Олександр Фрідман розробив нестаціонарне рішення рівняння Ейнштейна. Він показав, що якщо Всесвіт розширюється, то це розширення може з успіхом замінити ейнштейнівську «лямду розштовхування». Зоряні скупчення тому не сліпаються одне з одним, під дією гравітації, що галактики просто активно розлітаються, наче вилетіли з одного центру після якогось потужного первинного поштовху. Пізніше це було підтверджено експериментально. В 30-х роках американський астроном Хаббл, проаналізувавши дані астрономічних спостережень, дійшов висновку, що Фрідман абсолютно правий.

Було відкрите так зване «червоне зміщення» (яке доводило, що галактики дійсно віддаляються від Землі, причому чим вони далі, тим швидше).

Прихильники цієї нової теорії – теорії Великого Вибуху зробили ризиковане припущення, яке мусило або підтвердити, або спростувати цю теорію. Вони передбачили, що після вибуху мали б лишитись сліди у вигляді залишкової температури. І, в 60-ті роки було виявлено фонову температуру Всесвіту, яка дорівнює  $3^0$  по Кельвіну ( $-270^0\text{C}$ ). В який бік не спрямує телескоп – з усіх боків до нас надходить рівномірне реліктове випромінювання, яке не має ніякого конкретного джерела. С тих пір інтерес до теорії стаціонарного Всесвіту зник сам по собі.

Так виникла теорія, якої нині притримуються всі фізики і космологі – теорія Великого вибуху. Сьогодні наука уявляє собі народження Всесвіту наступним чином: він утворився із *сингулярності*. *Сингулярність* – це точка радіус якої прагне до нуля і з безкінечно великою густиною і температурою ( $R \rightarrow 0$ ,  $T \rightarrow \infty$ ,  $\rho \rightarrow \infty$ ). Її миттєвий розліт, який називають Великим Вибухом, і створив матерію, час і простір нашого Всесвіту. Відбулось це, за останніми даними, 13,7 млрд. років тому назад.

Через мільйон років після вибуху Всесвіт продовжував роздуватись, а температура упала до 30 000 градусів К і стала можливою поява перших атомів; ще через 200 000 мільйонів років температура знижується приблизно



до 300<sup>0</sup>K. З цього моменту починають формуватись більш складні структури – зірки. Вони конденсувались з міжзоряного газу, яких складався в основному з водня (гідрогену) з домішкою гелію.

Подальша еволюція речовини йшла вже в надрах зоряних топок. Все, що знаходиться в періодичній системі правіше й нижче гелію (практично вся таблиця Менделєєва) – це продукт зоряних "фабрик". В результаті ядерних реакцій в надрах першого покоління зірок утворились всі хімічні елементи (магній вуглець, кисень, залізо), крім трансуранових (ці хімічні елементи утворюються під час вибухів наднових зірок).

В залежності від маси зірка може або тихо згаснути, або вибухнути. Деякі зірки вибухали, розкидаючи по галактиці напрацьований матеріал. Міжзоряний пил під впливом гравітації конденсувався у пилові хмари, з яких з впливом часу сформувалося друге покоління зірок – вже з планетними системами. *(Все навколо нас сформовано з цієї речовини. Один астроном сказав, що люди створені з попелу померлих зірок.)*

Зараз у Всесвіті виділяють наступні космічні системи та тіла: галактики, зоряні системи (планети, супутники планет), окремі зірки, малі космічні тіла – астероїди, комети, метеорити, міжзоряний газ, пил, туманності, чорні діри, а також загадкову темну матерію і темну енергію.

Глибина вивченості Всесвіту досягла приблизно 13 млрд. світових років. Ця частина всесвіту, яка доступна для безпосереднього спостереження, називається *метагалактикою*. Метагалактику наповнюють галактики, до складу яких, в свою чергу, входить від сотень мільйонів до сотень мільярдів зірок. В метагалактиці більше мільярда галактик.

**Галактика** – це гігантська зоряна система, до складу якої входять мільйони зірок, інших космічних тіл, які пов'язані між собою і займають в просторі певний об'єм. Із Землі галактики нагадують різні за формою плями. При спостереженні за допомогою телескопа вони розрізняються на спіральні, еліптичні, та неправильної форми. Крім масивних тіл, до складу галактики входять численні газові та пилові скупчення, густина міжзоряної матерії дуже тонка (на 1см<sup>3</sup> – 1 атом). В межах галактики зірки утворюють зоряні скупчення у вигляді куль і зоряних хмар. Всі складові галактики обертаються навколо її центру.

**Зірка** – небесне тіло, в якому відбуваються, відбувались або будуть відбуватись термоядерні реакції. Але найчастіше зіркою називають небесне тіло в якому термоядерні реакції протікають в даний момент. Новонароджена зірка складається приблизно з 90% водню і 10% гелію, а також в незначній кількості присутні азот, кисень, залізо, фосфор, магній, алюміній. Зоряна речовина являє собою плазму, яка складається з іонізованого водню та гелію.

**Види зірок.** Всесвіт влаштований таким чином, що в ньому не існує нічого абсолютно однакового, тому кожна зірка індивідуальна. Однак вчені виділяють певні види зірок. Класифікація може відбуватись за масою, спектром світіння і етапам еволюції.

Зірки головної послідовності. Це такий етап життя зірки, при якому енергія випромінювання повністю компенсується енергією термоядерних реакцій, які протікають в її центрі. Світіння таких зірок залежить від конкретного виду реакцій. В цьому класі вчені виділяють наступні види: блакитні, біло-блакитні, білі, біло-жовті, жовті, помаранчеві, червоні. Найбільшу температуру мають блакитні, найнижчу – червоні. Сонце відноситься до жовтих різновидів зірок, його вік складає трохи більше 4,5 млрд. років. Розмір зірок астрономи оцінюють шляхом порівняння їх з масою і радіусом Сонця. Гігантами вважаються світила, які мають діаметр і масу, що в десятки тисяч разів перевищуючі Сонце. Карликами називають такі види зірок, які мають діаметр значно менший ніж діаметр Сонця. Вчені виділяють:

-*білі* карлики (зірки, що остигають, на стадії яка настає після Червоного гіганта);

-*жовті* карлики (так іноді називають зірки подібні Сонцю за температурою, радіусом і масою);

-*коричневі* карлики (нещодавно відкриті види зірок, які мають дуже слабке світіння, в надрах яких термоядерні процеси не ідуть; вони часто позиціонуються як планети);

-*червоні* карлики (невеликі зірки з діаметром не більше третини від сонячного, відносно холодні);

-*чорні* карлики (кінцева стадія еволюції зірки з невеликою масою, повністю застигла і безжиттєва).

Три шляхи розвитку еволюції зірок. Життя навіть самих короткоживучих зірок рахується мільйонами років. Тому прослідкувати зоряну еволюцію від начала (її народження) до кінця можливо тільки порівнюючи хімічні і фізичні характеристики зірок на різних стадіях розвитку.

Час, відпущений зірці для життя визначається, перед усім, її масою. Також масою зірки визначається і те в що вона перетвориться коли вже перестане бути зіркою. Чим більше маса, тим коротше життя зірки. Наймасивніші – надгіганти живуть всього декілька мільйонів років. В той час коли більшість середніх зірок – приблизно 15 млрд. років. Всі зірки після того як закінчується джерело енергії починають остигати, зменшуватись в розмірах, стискатись.

*Малі зірки* (масою до 1,4 маси Сонця)<sup>1</sup> пресуються до невеликого білого карлика, подальше стиснення припиняється внаслідок пружної взаємодії електронів речовини в надрах зірки.

Відбувається скидання зовнішніх оболонок зірки і утворюється *червоний гігант* – величезна, низькотемпературна розріджена зоря. *(Різке зменшення світової енергії в зв'язку із зниженням температури компенсується величезним збільшенням поверхні. Всі яскраві зірки, які*

---

<sup>1</sup>Маса Сонця дорівнює  $2 \times 10^{27} \text{т}$

можна спостерігати неозброєним оком – червоні гіганти, наприклад Альдебаран і Бетельгейзе.) В ядрі червоного гіганта продовжує певний час ще яскраво світитись білий карлик, який поступово охолоджується, перетворюючись спочатку в коричневого, а потім і в чорного карлика. Сонце також стане Червоним гігантом приблизно через 5 млрд. років.

Середні зірки, маса яких в 1,5-2 рази більше маси Сонця, відчують стискання в більш високому ступені. В надрах зірок тиск настільки великий, що руйнується атомна структура речовини, відбувається злиття електронів з протонами ядра і утворення нейтронів. Еволюція таких зірок закінчується станом нейтронної зірки, яка виникає в результаті спалаху наднової. Нейтронна зірка швидко обертається і періодично випускає потоки елементарних часток і електромагнітне випромінювання. Такі зірки ще називають пульсарами.

*(Такий вибух мав місце на пам'яті людства. Згадка про появу в сузір'ї Тільця дуже яскравого вибуху збереглася в китайських хроніках за 1054 рік. Рештки вибуху утворили Крабоподібну туманність, яка віддалена від нас на відстань 6000 світлових років. Вона продовжує розширюватись зі швидкістю близько 1500 км/сек).*

Найменше вивчена еволюція важких зірок, маса яких перевищує 2 маси Сонця. Теоретично передбачається, що для них стискання буде настільки сильним, що густина в їх центрі може сягнути безкінечності. Зірка колапсує – схлопується в точку. Це стан так званого гравітаційного колапсу призводить до того, що ніякі частки, навіть світло, не можуть відірватися від такої зірки. Тому й сприймається стороннім спостерігачем як чорна діра в просторі. Критичний радіус (радіус Шварцшильда) після досягнення якого зірка перетворюється у чорну діру називається «горизонтом подій». Такий стан речовини майже не вивчений. Для зовнішнього спостерігача колапсуюча зірка практично зникає і що відбувається в сфері з радіусом, рівним гравітаційному, поки що невідомо. Можна лише вказати, що значення радіуса при якому наступив би колапс для Сонця є 3 км, а для Землі лише 8 мм. На сьогодні вчені вважають, що в ядрі кожної галактики знаходяться такі “діри”.

*(Професор Пенсільванського університету Лі Смолін припустив що Всесвіти “розмножуються” за допомогою чорних дір. Чорні діри – зародки нових всесвітів. Уходячи від нас за горизонт подій, вони стискаються у сингулярність, яка вибухає в інший всесвіт в іншому просторі (точніше у своєму власному); новий всесвіт сам створює собі час і простір, абсолютно не заважаючи нашому всесвіту. Набір фізичних констант в новонародженому всесвіті може бути будь-яким. Ця симпатична гіпотеза має суттєвий недолік – її неможливо перевірити. Оскільки всі інші всесвіти лежать поза нашим часом і простором, ми не тільки не можемо з'ясувати, що в них відбувається, але не можемо навіть перевірити чи існують вони насправді).*

**Туманність** – величезне скупчення газу і (або) пилу між зірками або навколо них, яка виділяється своїм поглинанням або випромінюванням у порівнянні з оточуючим середовищем. Раніше туманностями називали будь-який нерухомий об'єкт, який мав певну протяжність. Але, в 1920-е роки з'ясувалось, що серед туманностей багато галактик (наприклад, Туманність Андромеди). Після цього термін «туманність» став розумітись більш вузько. Туманності поглинають, випромінюють або розсіюють світло. В залежності від поглинаючих або випромінюючих властивостей бувають темними і світлими.

Темні туманності представляють собою щільні хмари міжзоряного газу і пилу, непрозорі внаслідок поглинання пилом світла. Зазвичай вони видні на фоні світлих туманностей. Представником цього типу туманностей є туманність Кінська голова.

Світлі туманності представляють собою хмари міжзоряного газу і міжзоряного пилу, які самі світяться. До цього типу відноситься Туманність Оріона.

Найбільш яскраві туманності створюються ударними хвилями, які викликані вибухами наднових зірок.

Вони грають важливу роль у формуванні структури міжзоряного газу. Для них характерне нетеплове радіовипромінювання. Туманності, пов'язані із вибухами нових зірок, малі, слабкі та живуть недовго. До цього типу відносять Крабоподібну туманність.

Різновидом туманностей є планетарні туманності, які представляють собою оболонки, скинуті зіркою-гігантом. Вона розширюється і світиться в оптичному діапазоні. Перші планетарні туманності були відкриті Вільямом Гершелем близько 1783 року і були так названі за їхню подібність з дисками планет. Але на сьогодні вже відомо, що далеко не всі вони мають форму диску: багато планетарних туманностей мають форму кільця або симетрично витягнуті вздовж певного напрямку. В середині них помітна тонка структура у вигляді струменів, спіралей, дрібних глобул. Швидкість розширення планетарних туманностей 20-40 км/с, час життя близько 10 тис. років. Прикладом такого типу є туманність Котяче око.

**Темна матерія Всесвіту.** Протягом ХХ ст. астрофізики поступово дійшли висновку що у видимих об'єктах галактик міститься не більше 10% від загальної матерії Всесвіту, а решта 90% складається з матерії форма якої залишається для нас таємницею, оскільки безпосередньо спостерігати її ми не зможемо. Вперше це озвучив Фріц Цвікне в 1933 році. Він вказав, що скупчення галактик у сузір'ї Волосся Вероніки, судячи з усього, утримується разом набагато більш сильним гравітаційним полем, ніж те що може створити видима маса речовини, яка міститься в цьому галактичному скупченні, а значить більша частина матерії залишається невидимою для нас. *Темна матерія Всесвіту* - загальна назва сукупності астрономічних об'єктів, які не можна спостерігати прямими засобами сучасної астрономії (тобто ці об'єкти не випускають електромагнітного або нейтринного випромінювання

достатнього для спостереження інтенсивності і нічого не поглинають), але ці об'єкти можна спостерігати за непрямими ознаками, зокрема за ефектом «гравітаційної лінзи», які вона справляє на видимі об'єкти. Вчені вважають, що кількості темної матерії як мінімум в 5 разів більше кількості видимої (70-90%).

Припускається, що *Темна матерія* складається з невідомих елементарних часток – нейтраліно, які мають парадоксальні властивості: вони не реагують на випромінювання, не взаємодіють між собою тощо.

**Темна енергія Всесвіту.** Вивчення наднових зірок за допомогою телескопа «Хаббл» призвело до справжньої сенсації – з'ясувалося, що прискорення розльоту галактик у Всесвіті росте замість того, щоб під дією гравітації зменшуватись. Підраховано,  $\frac{3}{4}$  всієї сумарної енергії Всесвіту припадає на долю цієї таємничої сили, яка розштовхує галактики. Фізики змушені були згадати про ейнштейнівську « $\lambda$ » - константу космічного розштовхування, яку всі так не любили. Сьогодні її називають *темною енергією*. Вважається, що це пов'язано з ненульовою густиною вакуума. Вакуум – море непроявлених часток; крім того у вакуумі завжди є якесь електромагнітне поле. І, якщо густина вакууму відрізняється від нуля це і може призводити ефект розштовхування речовини у Всесвіті.

### **Будова Сонячної системи.**

Сонячна система розміщена в Галактиці, яку ми називаємо “Чумацький шлях”. Наша галактика нараховує приблизно 200 мільярдів зірок зі своїми планетними системами та їх супутниками. Галактика у розрізі має вигляд двоякоопуклої лінзи, діаметром 100 тис. світових років, а товщиною 50-100 світових років. Основна маса зірок галактики знаходиться в районі центра, а к периферії їх кількість зменшується. Сонце знаходиться в периферійній екваторіальній частині Галактики.

Тип Галактики спіральний. Ядро знаходиться у сузір'ї Стрільця, Від центру відходять спіральні рукави.

Центр Сонячної системи – Сонце, розпечена плазмова куля, що знаходиться на середній стадії зоряної еволюції. Розташовано Сонце в межах одного зі спіральних рукавів нашої Галактики і обертається навколо центра Галактики з періодом близько 200 млн. років.

Сонце рухається зі швидкістю 250 км в секунду. За час свого існування – 5 мільярдів років воно зробило 25 обертів, тобто прожило 25 галактичних років. Сонце – джерело практично всієї енергії якою користується наша цивілізація, причина і двигун земної еволюції. На поверхні температура  $6000^{\circ}\text{C}$ , всередині –  $20000000^{\circ}\text{C}$ . Якщо б зовнішні шари не притушували цей нестерпний блиск все живе на Землі загинуло б за секунду.

Сонце – газовий пузир, який складається на 70% з водню, 27% з гелію, на частку інших елементів залишається близько 2,5%. Видимий діаметр світила всього 1,5 млн. км. Це дуже маленьких розмір і такі крихітні зірочки астрономи відносять до класу жовтих карликів.

В ядрі густина газу в 12 разів перевищує густину свинцю, назовні плавно переходить в міжзоряний газ. Те, що ми називаємо поверхнею і сприймаємо як чітку границю Сонця – його верхній шар, що світиться (*фотосфера*) – на справді в 1000 разів більш розріджений ніж земне повітря. За фотосферою знаходиться *сонячна корона*. Це газова куля, що простягається на мільйони км, і Земля обертається як раз всередині сонячної корони. Екваторіальні області газової кулі летять швидше, у полюсів розпечений газ просувається повільніше. Сонячна корона випромінює потік іонізованих часток, які утворюють так званий *сонячний вітер*, і забирають з собою значну частину енергії Сонця.

З періодичністю 11 років на Сонці виникають плями – області пониженого світіння і підвищеного напруження магнітного поля. Ці плями розміром із Землю або трохи більше. Крім плям на Сонці ще є протуберанці, факели, коронарні діри і спалахи. Чому виникають всі ці загадкові явища точно не відомо, але всі вони в тій чи іншій мірі впливають на Землю (найбільше – спалахи).

*(Відомо, наприклад, що чим більше плям на Сонці тим менше середня концентрація соляної кислоти в шлунку. При максимумі сонячної активності зменшується розчинна властивість крові, знижується імунітет.*

*Недавно вчені Пуцинського інституту біофізики клітини РАН підтвердили, що підвищення сонячної активності може провокувати спалахи епідемій. В роки сонячних максимумів люди біохімічно стають іншими – більш нервовими, збудженими.*

*Наприклад, за даними чиказької поліції, кількість учасників кримінальних груп в роки сонячної активності зростає приблизно на чверть, а в школах збільшується кількість двісників).*

У Сонце зосереджено 99,886% усієї маси Сонячної системи. Таким чином, маси планет мізерно малі в порівнянні з масою Сонця.

Загальна довжина Сонячної системи складає біля 100 астрономічних одиниць. (Астрономічна одиниця - середня відстань від Землі до Сонця, яке дорівнює приблизно 150 млн. км). На цій відстані розташовано вісім планет: Меркурій, Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун. Термін «планета» походить від грецького слова, яке означає «мандрівник», «блукач». За масою, густиною та іншими параметрами вони поділяються на дві групи: внутрішні або планети земної групи і зовнішні, або планети-велети.

Внутрішні планети характеризуються незначними розмірами, масою, високою густиною, малою швидкістю обертання навколо осі.

**Меркурій** – найближча до Сонця і найменша планета; її радіус складає 0,4 земного, маса – 5% земного. Густина Меркурія ( $5,43 \text{ г/см}^3$ ) близька до земної. Меркурій дуже схожий на Місяць: його поверхня покрита численними ударними кратерами. Між згущеннями кратерів розташовуються досить великі рівнини, подібні місячним «морям»; їх відносно плоске дно порушене тріщинами. Меркурій відрізняється дуже повільним осьовим обертанням (майже 59 земних діб). Атмосфера Меркурія вкрай розріджена, за

складом гелій, неон і аргон. Температура поверхні коливається від  $-173$  до  $+430^{\circ}\text{C}$ . Характеризується дуже слабким магнітним полем.

**Венера** – майже копія Землі, тому становить найбільший інтерес для геологів! Лише трохи менше нашої планети. Маса Венери складає 80% маси Землі. Венера має надзвичайно потужну і щільну атмосферу, що складається в основному з вуглекислого газу з хмарами з крапельок сірки і сірчаної кислоти. Така атмосфера створює дуже сильний парниковий ефект, завдяки якому температура поверхні планети досягає близько  $500$  градусів в тіні ( $467^{\circ}\text{C}$ ) (звідси випар сірки); тиск на поверхні складає 90 атм, тобто дорівнює тиску в океані на глибині 900м.

Венера складена тонко розшарованими кам'янистими породами, очевидно базальтами.

Деталі поверхні Венери можна побачити тільки на радарних картах. В основному, вона представляє собою монотонну горбисту рівнину, яка займає 65% площі, 27% - низовини і всього 8% - гори. Найбільша гора Венери – вулкан в гірському масиві Максвел – 14 км. Також на Венері є високогірні плато, які нагадують столи і западини, які нагадують розломи. Венера в середньому більш гладка за Землю можливо у зв'язку з високою температурою поверхні, яка робить літосферу більш пластичною; тому вона менше схильна до розтріскування і більше до розтягування.

Венера характеризується дуже повільним осьовим обертанням. Якщо Земля робить один оберт навколо своєї осі за 24 години, то Венера за 5837 годин (234 дня), тобто її день довший за її рік – 5393 годин (224 дня) і саме з цим вчені пояснюють її слабе магнітне поле. Але саме цікаве полягає в там, що обертається Венера в *зворотному напрямку*, відносно до свого обертання навколо Сонця й обертання інших планет (за виключенням Урану). Вісь обертання Венери майже перпендикулярна площині екліптики, тому на планети не існує зміни пір року. *(Німецький вчений Олександр Гумбольдт (XVIII-XIX ст.) звернув увагу на те, що в давнині люди більше писали віршів про Венеру ніж про Місяць і описували її якимось дивно - наче тоді вона виглядала якимось інакше. Якщо вірити древнім колись Венера світила як Сонце і була з хвостом. Такий ефект могла б створити воднева корона, яку здуває сонячний вітер).*

Наступною планетою є **Земля** лише трохи більше Венери, має більшу масу та період обертання навколо Сонця, але набагато більш швидко осьове обертання. Повний оберт навколо Сонця Земля здійснює протягом 365,26 діб, рухаючись по слабо витягнутій еліптичній орбіті, близькій до кола радіусом 150 млн. км.

Завдяки швидкому осьовому обертанню та існуванню рідкого ядра вона має потужне магнітне поле, яке захищає органічний світ на її поверхні від згубного впливу космічних променів. Відмінності Землі від інших планет земної групи і від Місяця полягають у тому, що: 1) її кора складена не тільки базальтами, але в межах континентів також і гранітами; 2) на поверхні присутня водна оболонка - гідросфера; 3) на Землі активно проявлені

ендогенні (вулканізм, рухи і деформації земної кори тощо), а також різні екзогенні (діяльність вітру, рік і т.п.) процеси; рано зародився і пишно розцвів органічний світ.

**Місяць**, єдиний природний супутник Землі і найближчий родич, складений з того ж набору матеріалів. Завдяки своєму високому ступеню вивченості є важливим об'єктом порівняльної планетології. Місяць на багато менше Землі (маса складає трохи більше 1% маси Землі), має повільне осьове обертання (29,5 земних діб), цілком позбавлений атмосфери, температура поверхні коливається від  $+115^{\circ}\text{C}$  на освітленій Сонцем поверхні до  $-135^{\circ}\text{C}$  на протилежній. В даний час він має лише дуже слабе магнітне поле, але за результатами вивчення можна вважати, що в минулому воно було набагато сильнішим.

У рельєфі Місяця виділяються піднесені і знижені ділянки, що за аналогією з Землею називаються континентами і морями. Перші займають 84% поверхні Місяця і помережені ударними кратерами. Місячні моря представляють рівнини, складені покровами базальтів, подібних до земних.

**Марс** замикає групу внутрішніх планет Сонячної системи. Він володіє діаметром приблизно вдвічі меншим земного, маса – 10% від маси Землі. Осьове обертання приблизно дорівнює земному (24 год, 37,4 хв), Марс, подібно до Землі, характеризується нахилом екватора до площини орбіти, що обумовлює і на Марсі зміну пір року. У зимовий час у полярних областях утворюються снігові шапки; сніг складається з води і вуглекислоти. Але тривалість сезонів на Марсі майже вдвічі більше, ніж на Землі, тому що марсіанський рік складає 687 діб.

Марс має дуже розріджену атмосферу, що складається на 95% з вуглекислого газу, решта приходить на азот, аргон і кисень (0,02%); Дуже низький тиск – 7 мм ртутного стовпчика. (при такому тиску температура кипінні всього  $3^{\circ}\text{C}$ ).

Середня температура поверхні Марса  $-40^{\circ}\text{C}$ . Вдень на екваторі може прогрітися до  $+20^{\circ}$ , але з сутінками швидко опускається до  $-50^{\circ}$ . В середній полосі і ближче до полюсів коливається від  $-28^{\circ}$  до  $-139^{\circ}\text{C}$ . Це сприяє поширенню на Марсі вічної мерзлоти, тобто присутності замерзлої води у верхній частині кори. Однак розвиток місцями цілком типових висохлих русел рік свідчить, що в минулому по поверхні Марса текла і рідка вода. Цей висновок був яскраво підтверджений дослідженнями двох американських апаратів, що працювали на поверхні Марсу – Spirit та Opportunity, які відкрили на поверхні осадові породи та мінерали, що могли сформуватися тільки в водних басейнах.

В даний час на Марсі панують процеси, зв'язані з діяльністю вітру: великі піщані пустелі з характерним рельєфом, з дюнами і барханами, час від часу виникають пилові бури. Тобто, на Марсі виявлено екзогенні процеси, відомі і на Землі, але немає слідів життя і зв'язаних з ним явищ.

Рельєф Марса відрізняється високою розчленованістю, його амплітуда досягає 27 км. Виділяються, як і на Місяці, два головних типи областей:



материки, густо покриті ударними кратерами і «морями»; перші головним чином у Південній півкулі, другі – у Північній. Але найбільш примітною особливістю Марса є величезне скупчення «щитових вулканів» і гірських споруд, що піднімаються на висоту до 12 км над середнім рівнем поверхні. Найбільший вулкан називається Олімп(ус) і піднімається на висоту 27 км. Є думка що марсіанські вулкани представляють собою своєрідні гейзери. Порооди Марса сильно обводнені, тиск води в породах дуже високий, а в атмосфері дуже низький. Розрахунки показали, що з 1 см<sup>3</sup> нагрітої води утворюється 120 літрів пари (об'єм збільшується в 120 тис. разів), це означає, що викинутий під тиском пар летить на декілька км в атмосферу і осипається снігом.

Великий інтерес представляють також гігантські у каньйони, глибина яких досягає 10 км.

Марс має два дуже невеликих за своїми розмірами супутника – Фобос (до 27 км у поперечнику) і Деймос (до 15 км у поперечнику).

**Пояс астероїдів**, який лежить за Марсом можна назвати космічним звалищем Сонячної системи. Там обертаються сотні тисяч різноманітних, неправильної форми кутастих тіл (найбільший – Церера – має в поперечнику 1003 км, а найдрібніші – близько 1 км), які бувають збиваються з «шляху істинного» і прилітають на Землю, спричиняючи іноді великі неприємності у вигляді знищення всього живого на ній, що вже відбувалось неодноразово. Але частіше падають не астероїди а дрібні метеорити до великої радості вчених, яким цікаво дослідити з чого зроблено те, що знаходиться на такій великій відстані.

Мінералого-петрографічний аналіз метеоритної речовини показав, що його породи сформувались в умовах достатньо крупної планети.

**Метеорити** – кам'яні чи залізні опукло-кутасті уламки, що випадають іноді на поверхню планет і нерідко залишають на ній слід у вигляді ударних кратерів. Підраховано, що щорічно на поверхню Землі випадає не менше тисячі метеоритів. Кратери, які відносять до метеоритних, називають **астроблемами** (зоряними шрами).

У складі метеоритів присутні майже усі відомі на Землі елементи і їх ізотопи. По складу метеорити підрозділяються на три головні групи: *залізні, залізо-кам'яні і кам'яні*.

*Залізні метеорити* складають 5,6% від загальної кількості знайдених метеоритів. Крім заліза вони містять нікель (у кількості від 5 до 16% і більше). *Залізо-кам'яні метеорити* бувають двох типів: одні з них складаються в основному з заліза з включеннями силікату олівіну, інші – із силікатного матеріалу з включеннями нікелістого заліза.

Найбільше поширеними і різноманітними є *кам'яні метеорити*: серед них виділяються *хондрити*, що складаються з агрегату дрібних, силікатних кульок – хондрул. За хіміко-мінералогічним складом хондрити близькі до земних мантійних порід типу перидотитів ( $\text{SiO}_2 < 45\%$ ); особливо цікаві *вуглисті хондрити*, що містять складні сполуки вуглецю і воду. Інший

різновид кам'яних метеоритів – *ахондрити* – крупнокристалічні агрегати, близькі до земних базальтів (евкритів) і ультраосновних порід – дунітів.

Зовнішні планети - ***Юпітер, Сатурн, Уран і Нептун*** утворюють групу планет-велетів, різко відмінну за складом і будовою від внутрішньої. Вони характеризуються великими розмірами, низькою густиною, значною масою та високими швидкостями обертання, що зумовлює їх сильне сплюснення біля полюсів.

Не відомо чи є у цих планет ядра, складені з твердого матеріалу, а зовнішні оболонки складаються з легких газів, в основному водню і гелію, з невеликою домішкою метану й аміаку.

Примітною особливістю Сатурна є його кільця, але недавно невеликі кільця були відкриті й у Юпітера та Урана. Кільця всіх трьох планет трохи відрізняються за складом, але всі вони складаються з дрібних (до 10–15 м у діаметрі) твердих часток каменю і льоду.

Найбільш вивченим є ***Юпітер***. Його об'єм в 1000 разів, маса в 300 перевищують земну. Має потужну 10-15 тис км атмосферу з температурою -130°C. Одна з особливостей цієї планети – потужна щільна хмарність широтного простягання, яка повільно (з періодом 9-10 років) змінює свою форму. На цій хмарності виділяється так звана Червона пляма, що має форму еліпса довжиною до 40 тис. км. Вважається, що це гігантське атмосферне завихрення.

Юпітер володіє потужним магнітним полем з полярністю, протилежною полярності Землі. Також, встановлено, що він випромінює тепло (вдвічі більше, ніж отримує від Сонця) і характеризується значним радіоактивним випромінюванням. На сьогоднішній день відкрито 79 супутників, більшість з яких – це захоплені астероїди з радіусом до 1 км; разом з ними складає невеличку планетну систему. Маси основних супутників близькі до маси Місяця, а один з них, Ганімед, навіть перевищує за масою планету Меркурій. Деякі з супутників мають власні атмосфери. За складом вони більш схожі на планети земної групи, але відрізняються тим, що верхня тверда оболонка складається з льоду. Дуже цікавий Іо - супутник Юпітера, на якому відкриті 8 діючих вулканів. Ці вулкани, на відміну від земних, викидають розплавлену сірку і SO<sub>2</sub>. Інші внутрішні супутники Юпітера, що відстоять від нього на більшу відстань, – Європа, Ганімед і Каллісто – покриті крижаною корою. Більшість супутників – це астероїди, захоплені полем гравітації Юпітера.

Друга з планет-велетів – ***Сатурн***. Найдеформованіша з усіх планет – сполучення низької густини і швидкого осьового обертання створює значну опуклість вздовж екватора. Навколо нього обертається 16 супутників, більшість з яких як і у Юпітера – захоплені астероїди. Як і Юпітер випромінює теплову енергію (втричі більше ніж отримує від Сонця).

Єдина планета яка має водневу атмосферу, під якою точно немає ніякої твердої поверхні. (*Якби можна було б побудувати ванну, яка вмістила би Сатурн, то він би плавав по поверхні. Фактично треба 764 Землі, щоб*

заповнити його об'єм.) Протягом 10-ти років навколо Сатурну оберталась космічна станція «Кассіні» із зондом ЕКА – «Хайдженс», який час від часу відправлявся на супутники для збору інформації.

На північному полюсі знаходиться шестигранна зеленкувата область яку дослідники назвали гексагоном і вважають цікавим різновидом бурі (подібний до такої на Юпітері). В центрі – гігантський ураган. Вивчають його для кращого розуміння погоди на Землі.

Має 4 яскраво виражених своєрідних кілець які утворюють навколо планети велетенське «биче око», кожне з яких складається з сотень окремих, різко розмежованих кілечок. Складаються з мільярдів і мільярдів льодових часток. Якщо рухатись ззовні – крайнє кільце А, потім В тут зосереджено більшість часток від малесеньких до велетенських, розміром з гору. Далі сірувате С і внутрішнє – D.

Найбільший супутник – **Титан**, розміром майже з Меркурій. Має рідкий океан води під своєю льодовою кригою. Має потужну азотну атмосферу, температура якої –  $-290^{\circ}\text{F}$  ( $-143^{\circ}\text{C}$ ). В атмосфері також міститься метан, який розпадається під впливом сонячного світла і утворює своєрідну димку, через яку не можна вести спостереження. Метан грає на Титані ту ж роль що і вода на Землі. Другий за розмірами – **Енцелад**. Яскравий колір і відсутність кратерів говорять про те, що це дуже молода поверхня. Вперше з Кассіні побачили на південному полюсі блакитні тріщини, які назвали тигровими тріщинами і з яких виходять струмені водяної пари і льоду з домішкою інших сполук, які фактично продовжують формувати ще одне кільце – Е. Коли Кассіні пролітав через ті струмені взяли проби їхнього складу і виявили  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ , різноманітні солі та інші інгредієнти які необхідні для того щоб отримати життя. І з'ясувалось, що під південним полюсом знаходиться цілий океан води.

**Уран**. Вільям Гершель, першовідкривач Урану, спершу прийняв його за комету, але повільний рух об'єкту вказував на те, що він має бути набагато більшого розміру і розташований значно далше. За розміром займає проміжне місце між планетами земної групи і справжніми гігантами, такими як Юпітер і Сатурн. Коли були відкриті чотири його великих супутника і визначені їхні орбіти з'ясувалось, що вісь обертання Урану відхилена від вертикалі на  $98^{\circ}$ . В зв'язку з цим літо – це період неперервного денного світла, а зима час постійної темряви. По мірі того, як Уран здійснює за 84 земні роки оберт навколо Сонця, на одній його півкулі декілька десятиріч безперервний «день», потім декілька років Сонце сходить і заходить відповідно 17-ти годинного добового обертання Урану, а потім на декілька десятиріч наступає «ніч». В 1986 році поруч з Ураном пролетів «Вояджер-2» перша і єдина на сьогодні космічна станція. Були отримані знімки досить значного сімейства супутників і кільцевої системи (зараз відомо 11 кілець), яка дещо відрізняється від кілець Сатурна. Атмосфера не має завихрень, подібних Юпітеру і Сатурну і планета на знімках виглядає, як гладка світло-бірюзова куля.

**Нептун.** Найдальша з головних планет. Відкритий в 1846 році шляхом математичного аналізу відхилення Урану від розрахованої орбіти. Виявився майже його близнюком, лише трохи меншого розміру. До прольоту повз нього «Вояджера-2» в 1989, році взагалі майже нічого відомо не було. Несподівано з'ясувалось, що атмосфера Нептуна вельми активна – в ній виявились хмарні пояси і велетенський чорний вихор, що нагадує Велику Червону пляму на Юпітері. В атмосфері Нептуна стрімко неслися дуже яскраві білі хмари, які зразу ж прозвали «скутерами». Коли визначили темпи їх переміщення, з'ясувалось, що на Нептуні дують найсильніші вітри в усій Сонячній системі, швидкість яких досягає 2000 км/год. Вважається, що енергія, яка живить ці процеси надходить з надр планети. Схоже, у всіх планет-велетів крім Урану, є внутрішнє джерело енергії.

За орбітою Нептуну знаходиться зовнішній пояс астероїдів – **Пояс Койпера**. Першим об'єктом цього крижаного поясу був відкритий у 1930 році Плутон, якій до серпня 2006 року вважали дев'ятою планетою. Зараз відкрито, близько 1000 об'єктів пояса Койпера, десять з яких більш ніж 1000 км в діаметрі. Склад об'єктів ймовірно крижаний (лід водяний, метановий, азотний, вуглекислий). Більше ніж 90% об'єктів рухаються по майже колоподібними орбітами на відстані від 30 до 50 а. о. від Сонця. Орбіти багатьох нахилені під кутом приблизно 20° до площині екліптики (площа в якій рухаються усі планети Сонячної системи). Тому обриси поясу Койпера нагадують товстий бублик, в середині якого рухаються тисячі малих тіл. Об'єктів пояса Койпера, на відстані більше ніж 100 а.о., не знайдено. Або далекі тіла мають більш темну поверхню, або за цією границею знаходяться тільки дрібні об'єкти. Відповісти на питання де закінчується Сонячна система належить в XXI ст. За Поясом Койпера знаходиться кільце, де практично відсутня речовина.

**Хмара Оорта.** Ще не підтверджена технічними засобами область дуже далека від Сонця (50000-100000 а. о. – приблизно світовий рік). Зовнішня сферична частина хмари Оорта визначає гравітаційну границю Сонячної системи – так звану сферу Хілла. Внутрішня частина хмари Оорта уявляється у формі диску. Об'єкти хмари Оорта складаються з льоду (в складі з водою, аміаком і метаном) і представлені, в основному кометами.

**Комети** – це невеликі космічні тіла, що рухаються вздовж сильно витягнутих еліптичних орбіт, то наближаючись до Сонця, то віддаляючись за межі орбіти Плутона. Вони складаються зі змерзлих каменів і газів, зокрема аміаку, метану, водню й ін. Склад комет близький до складу зовнішніх планет і особливо їх супутників. При наближенні до Сонця комета починає світитися відбитим сонячним світлом і під дією сонячного вітру частина матеріалу випаровується і відштовхується убік від Сонця з утворенням хвоста довжиною в мільйони кілометрів.

Вважається, що формування хмари Оорта почалось біля Сонця, а потім його об'єкти розсіялись на величезні відстані гравітацією планет-велетів на початку її існування. Вважається, що це гігантський резервуар в якому

знаходяться кометні тіла і з якого вони потрапляють у внутрішню область нашої планетарної системи.

### 1.1. Походження Сонячної системи

В 1796 році П'єр-Сімон Лаплас сформулював так звану небулярну гіпотезу згідно якій послідовність подій при утворенні Сонячної системи наступна. Близько 4,5 млрд. років тому деь на околиці нашої галактики вибухнула наднова зірка. Речовина, яка була розкидана вибухом змішалась із зоряним пилом, а потім поступово під дією гравітації стала стягуватись до нового центру тяжіння, поява якого була спровокована тим самим вибухом наднової. Небула (з лат. – туманність) не була ідеальною кулею, її края знаходились на різній відстані від центру тяжіння тому притягувалися з різною силою (яка зворотно пропорційна  $R^2$ ). Цього було досить, щоб небула отримала первинний поштовх і почала обертатись нехай і дуже слабо. Як тільки небула починає обертатись навколо своєї осі в ній виникає сила тяжіння (як в космічному судні, яке навмисне "розкручують" для протидії невагомості). Під впливом сили тяжіння небула мала почати стискатись – тобто її радіус зменшувався.

Виходячи з того, що МКД (момент кількості руху) є величина постійна і залежить від маси тіла, радіуса і швидкості обертання, а значить зменшення радіусу може бути компенсоване тільки збільшенням швидкості обертання.

В результаті велетенська газо-пилова куля буде обертатись все швидше і швидше, працюючи як центрифуга: під впливом відцентрової сили її екватор розпухне, надаючи кулі вигляд все більш сплющеного еліпсоїда (згадаймо форму Сатурну). Далі настає момент, коли відцентрова сила, яка постійно росте, врівноважує силу стискання, і від екватора починає відшаровуватись кільце, а потім, по мірі подальшого стискання небули - ще і ще. Речовина цих кілець, що обертаються, починає під дією взаємного тяжіння їх часток конденсуватись в планети, від яких, в свою чергу, відриваються супутники.

Теорія Лапласа зберігала свою популярність на протязі майже сторіччя, хоча їй заперечували деякі астрономічні дані (наприклад – обертання Урану і Венери, зворотне обертання інших планет і Сонця).

Але, в другій половині XIX ст., було встановлено, що температура в надрах нашої планети є надзвичайно високою, і більшість вчених стало схилитись до уявлень про первинно гарячу Землю вогняну кулю, яка поступово охолоджувалась з поверхні. Пошуки джерела цієї розпеченої речовини логічно було почати з Сонця.

На початку XX ст. астрономи Т. Чемберлен і Ф. Мультон висунули, а Дж. Джинс математично обґрунтував планетоземальну теорію походження планет Сонячної системи. Суть її полягає в тому, що колись поблизу від Сонця (за космічними масштабами) пройшла інша зірка. При цьому взаємне тяжіння вирвало з кожної з них по гігантському протуберанцю зоряної речовини, які об'єднавшись створили "міжзоряний міст", який потім розпався на окремі "краплі" – планетоземалі, які, поступово охолоджуючись і дали початок планетам і їх супутникам.

В 1944 році О.Ю. Шмідт запропонував свою гіпотезу утворення планет. Він вважав, що мільярди років назад Сонце було оточене гігантською хмариною, яка складалась з часток холодного пилу і замерзлого газу і оберталась навколо Сонця. Постійно рухаючись вони притягувались одна до одної, наче злипались, утворюючи згустки, які поступово стали рухатись круговими орбітами. З часом з них і утворились планети нашої Сонячної системи.

Сьогодні вчені припускають, що Сонце і планети виникли одночасно з міжзоряної речовини, представленою частками пилу і газу. Під дією сил гравітації ця холодна речовина поступово ущільнювалась, стискалась, а потім (коли момент кількості руху перемістився в район екватора цієї хмари) розпалась на декілька нерівних згустків. Найбільший, розташований в центрі, дав початок Сонцю. Його речовина стискалась до тих пір, доки температура газу в центральній частині не досягла значень  $6000^{\circ}\text{C}$ , що дало початок термоядерним реакціям. Навколо нього утворилося газопилова хмара, що мала форму диску. З часом із щільних згустків цієї хмари і виникли планети. Ці погляди були підтверджені математичними розрахунками радянських дослідників - Є. Козлова і Т. Енеєва в 1980 році.

***Запитання для самоконтролю:***

1. Назвати основні положення теорії «Великого вибуху».
2. Склад і будова Всесвіту.
3. Складові частини Сонячної системи.
4. Чим планети земної групи відрізняються від планет-велетів?
5. Гіпотези утворення Сонячної системи.

## РОЗДІЛ 2. БУДОВА І ВІК ЗЕМЛІ.

### Форма, розмір та геосфери Землі.

Форма і розмір Землі цікавили людство ще в глибокій давнині. На вирішення цього питання пішло не одне століття. Перші уявлення про форму і розмір Землі відомі з часів давнього Єгипту. Думка про те, що Земля має форму кулі вперше, як вважається, виникла у Піфагора. Пізніше це підтвердив Аристотель. Спостерігаючи затемнення Місяця, він звернув увагу на те, що тінь Землі мала форму дуги.

Лише в XVII-XVIII, коли для вивчення розмірів Землі почали застосовувати точні методи вимірювання було встановлено, що наша планета не є ідеальною кулею, оскільки полярний і екваторіальний радіуси відрізняються на 21 км. На рубежі 17-18 століть Ньютон вирахував, що в результаті обертання Земля не може бути ідеальним шаром, а повинна бути дещо сплюснена з боку полюсів. Також він вперше пояснив роль гравітації та відцентрової сили у формуванні фігури Землі. Пізніше результатами вимірювання величин дуг меридіанів та паралелей, виконаних в різних країнах було встановлено, що Земля стиснена не тільки на полюсах, а і по екватору: найбільший і найменший екваторіальний радіуси відрізняються за довжиною на 213 м. Така форма нагадує трьохосний еліпсоїд, або сфероїд.

Такі уявлення про Землю в принципі вірні, але насправді поверхня Землі більш складна. Найбільш близькою до сучасної фігури Землі є фігура, яка називається «геоїд», що означає «землеподібний».

Це деяка уявна поверхня, по відношенню до якої сила тяжіння скрізь направлена перпендикулярно. Земля прийняла би форму геоїда, якщо б поверхню океану в абсолютний штиль умовно продовжити під континенти і зрізати цією поверхнею усі нерівності Землі.

В зв'язку з тим, що в надрах Землі існує нерівномірність розподілу мас різної густини, що впливає на змінну силу тяжіння, то на поверхні Землі зустрічаються місця, де спостерігається розходження між геоїдом і трьохвісним еліпсоїдом обертання, яке досягає 100-150 км.

Форма і розміри Землі були вираховані в 1940 році геодезистом А.А.Ізотовим. Побудована їм фігура була названа еліпсоїдом Красовського на честь відомого геодезиста Ф.Н. Красовського.

Основні параметри вимірювання були підтверджені сучасними дослідженнями, у тому числі і супутниковими.

*Радіус екваторіальний – 6378,254 км*

*Радіус полярний – 6356,863 км*

*Площа поверхні Землі – приблизно 510 млн км<sup>2</sup>*

*Об'єм Землі –  $1,083 \times 10^{12}$  км<sup>3</sup>*

*Маса Землі –  $5,976 \times 10^{27}$  г.*

*Найбільша відстань Землі від Сонця – 152 млн км, найменша – 147 млн км.*

*Середня швидкість руху Землі вздовж орбіти – 29,76 км/сек.*

*Період обертання навколо власної осі – 23 години, 56хв 4,09 сек.*

Вісь обертання нахилена до площини орбіти під кутом  $23^{\circ}56'15''$ .

За період геологічної історії тривалість доби збільшилась на 4 години, що свідчить про уповільнення швидкості обертання Землі навколо своєї осі.

Довгий час вчені, спостерігаючи явища вулканізму, вважали, що внутрішня будова Землі являє собою розплавлений шар, якій з поверхні вкритий тоненькою кіркою застиглої породи. Безпосередньому вивченню були доступні тільки верхні горизонти 15- 20км потужності.

Вивченням глибоких горизонтів Землі займається наука геофізика, користуючись гравіметричним, магнітометричним і сейсмічним методами. Останній метод заснований на принципі реєстрації сейсмічних хвиль, що проходять в надрах Землі, змінюючи свою швидкість в залежності від фізичних властивостей гірських порід (густина, в'язкість тощо).

В результаті землетрусів або штучних вибухів виникають два головних типи сейсмічних хвиль:

***P*-хвилі**, поздовжні хвилі. Виникають як реакція середовища на зміну об'єму гірських порід. На пункт реєстрації вони приходять першими (від англ. "primary"- перші).

***S*-хвилі**, поперечні хвилі. Вони являють собою реакцію середовища на зміну форми, тому розповсюджуються тільки в твердих тілах. На пункт реєстрації вони приходять другими (від англ. "secondary" – другі), реєструються після *P*- хвиль. Розповсюдження поперечних хвиль пов'язано з коливаннями часток гірських порід в напрямку, перпендикулярному розповсюдженню хвилі.

Є також третій тип сейсмічних хвиль ***L* – хвилі**, поверхневі хвилі (англ. "лонг" – довгі).

Про сферичну будову планети та стан речовини цих сферичних оболонок показують відбиті та заломлені хвилі.

### **Внутрішні геосфери**

На основі швидкостей розповсюдження хвиль австрійський геофізик К. Буллен виділив три головні області Землі, які відділені один від одного чітко вираженими поверхнями розділу першого порядку, де швидкості сейсмохвиль різко змінюються.

1. ***Земна кора*** – тверда верхня оболонка Землі товщиною від 6-7км ( під океанами) до 70 км ( в районах гірських масивів). Середня потужність земної кори 33 км.

Швидкість *p* – хвиль – 6 -7 км/сек. (у ніжної частині Земної кори).

Швидкість *s* – хвиль – 3,7 –3,8 км/сек.

2. ***Мантия Землі*** розповсюджена нижче земної кори до глибини 2900 км від поверхні. Вона підрозділяється на дві частини: верхню мантию (до глибини 800 км) та нижню мантию.

Щільність порід у верхньої частині мантиї – 5,5-5,7 г/куб.см.

Швидкість *p* – хвиль – 7,8-8,0 км/сек.

Швидкість *s* - хвиль – 4,5 – 4,7 км/сек.



Різку зміну швидкостей проходження сейсмохвиль установив вперше у 1909 році югославський сейсмолог А.Мохоровичич. Тому цей сейсмічний розділ першого порядку називається *поверхнею Мохоровичича* (скорочено *границя Мохо* чи *М*).

У верхній частині верхньої мантії існує шар порід, якій більш пластичний ніж вище- і нижчезалягаючі. Це *астеносфера* (від дав.-гр. ἀσθενής — «слабкий» і σφαῖρα — куля, сфера) – середня частина верхньої мантії Землі. Тут спостерігається деяке пониження швидкості сейсмохвиль, особливо поперечних (S – хвиль) і підвищена електропровідність гірських порід.

Глибина залягання астеносфери під континентами— близько 100–120 км, під океанами - близько 50—60 км, її товщина — 100–170 км. Вважають, що речовина астеносфери перебуває у в'язкопластичному стані. Пониження швидкостей сейсмохвиль в астеносфері пов'язано зі частковим переплавленням мантіїної речовини (до 10 %).

Твердий наастеносферний шар мантії разом із земною корою називається *літосферою*.

Нижче астеносфери швидкість подовжніх хвиль різко зростає, досягає на глибинах 900 – 100 км значень 11,3-11,4 км/сек., а на глибинах 2700 – 2900 км - значень – 13,6 км/сек. Швидкість поперечних хвиль має значення 7,2-7,3 км/сек.

На глибині 2900км відзначається наступний розділ першого порядку, що відокремлює мантію від ядра. Тут швидкість подовжніх хвиль стрибкоподібно падає до значень 8, 1 км/сек. Поперечні хвилі нижче цей поверхні зовсім не проходять. Це розділ між мантією та ядром Землі.

3. *Ядро Землі*. Залягає від глибини 2900 км до центру Землі (6370км). Воно поділяється на зовнішнє (глибини 2900 – 4980 км) та внутрішнє (5120 – 6370км). В інтервалі глибин 4980 – 5120 км знаходиться перехідна зона.

В зовнішньому ядрі швидкості подовжніх сейсмохвиль поступово зростають до значень 10,4 – 10,5 км/сек., зменшуються в перехідній зоні до 9,5-10 км/сек. І у внутрішньому ядрі знову поступово збільшується до значень 11,2-11,3 км/сек.

Поперечні сейсмохвилі нижче глибини 2900км в ядро Землі не проходять, тобто речовина зовнішнього Ядра наближається до рідкого стану.

За величинами швидкості проходження подовжніх хвиль ядро поділяється на три частин: зовнішнє ядро (до глибини 4980 м); перехідний шар, що знаходиться в межах глибин 4980-5120 км і внутрішнє ядро (глибина понад 5120 км). У зовнішньому ядрі швидкість подовжніх сейсмічних хвиль з глибиною поступово збільшується до 10,4-10,5 км/с, в межах перехідного шару вона знову зменшується до 9,5-10 км/с, а у внутрішньому ядрі зростає до 11,2-11,3 км/с

Питання про склад та фізичну природу ядра до сьогоднішнього дня залишається нез'ясованим. Як вже зазначалось, воно складається з більшого за розмірами, ефективно-рідкого зовнішнього ядра та малого і твердого внутрішнього. Останнє чітко виділяється за сейсмічними даними.

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

### **Густина та тиск усередині Землі.**

Середня густина Землі –  $5,52 \text{ г/см}^3$ .

Густина порід земної кори від 2,4 до  $3,0 \text{ г/см}^3$ , середня  $2,8 \text{ г/см}^3$ .

Тобто можна припустити, що в мантиї та ядрі густина збільшується. По зміні швидкостей сейсмохвиль з глибиною був побудований графік густини порід у середині Землі.

У надастеносферному шарі в мантиї густина порід зростає різко і поступово змінюється від значень 3,3-3,4 до  $5,6-5, \text{ г/см}^3$  в підшві нижньої мантиї. При переході від мантиї до ядра відбувається різкій стрибок густини до  $9,7 - 10 \text{ г/см}^3$ .

Прискорення сили тяжіння зростає з величин  $9,82 \text{ м/с}^2$  до  $10,37 \text{ м/с}^2$ . до глибини 2900км, а в ядрі починає швидко падати до 0.

Тиск на глибині 40км –  $1 \times 10 \text{ МПа}$ , на глибині 2900 км –  $137 \times 10 \text{ МПа}$ , в середині Землі –  $361 \times 10 \text{ МПа}$ .

### **Зміна температури з глибиною.**

Найбільш точні дані отримані для верхньої частини земної кори, розкритої шахтами та буровими свердловинами до глибини близько 12,5 км. Вони свідчать про систематичне підвищення температури з глибиною.

Збільшення температури в градусах Цельсія на одиницю глибини називають *геотермічним градієнтом*, а інтервал глибин, в яких температура підвищується на  $1^0 \text{ С}$ , називається *геотермічною сходинкою*.

Геотермічний градієнт і, відповідно, геотермічна сходинка в різних місцях земної кулі різні і залежать від геологічної будови земної кори в межах тої або іншої території, а також від характеру теплопровідності гірських порід. Згідно з даними Б. Гутенберга, межі коливань при цьому можуть відрізнятися майже у 25 разів і більше. Найбільші значення відзначаються у рухливих районах океанів та континентів, найменші в найбільш стійких та древніх ділянках континентальної кори. (Максимальні значення –  $150$  градусів на  $1 \text{ км}$ , або геотермічна ступінь –  $6,67 \text{ м}$  – в штаті Орегон у Північній Америці, мінімальні –  $6^0 \text{ С}$  на  $1 \text{ км}$  та геотермічна ступінь  $167 \text{ м}$  в Північній Африці). Але середній геотермічний градієнт –  $30^0 \text{ С}$  на  $1 \text{ км}$ , середня геотермічна ступінь –  $33 \text{ м}$ .

Вказаний градієнт існує тільки у верхніх частинах земної кори, а з глибиною таке співвідношення не зберігається. Якщо б такий градієнт зберігався на глибині, наприклад 100 км, то температури там повинні бути  $3000^{\circ}\text{C}$ . А з такої глибини впроваджується на поверхню лава з температурою  $1100 - 1300^{\circ}\text{C}$ , тобто температура на таких глибинах не перевищує  $1500^{\circ}\text{C}$ . В іншому б випадку породи мантиї переплавилися би і не пропускали поперечні хвилі.

Температура більш глибоких шарів оцінюється приблизно: на границі нижньої мантиї та ядра повинна відповідати температурі плавлення залізу –  $3700^{\circ}\text{C}$ , а в ядрі –  $4000-5000^{\circ}\text{C}$ .

### **Магнетизм Землі.**

Для розуміння процесів і явищ, які відбувалися та відбуваються на Землі і у Всесвіті, а також для пізнання геологічної будови планети і прогнозування пошуків корисних копалин велике значення мають відомості про земний магнетизм. Відомо, що Земля діє як гігантський магніт і володіє потужним силовим полем. Відомості про розподіл магнітного поля Землі на її поверхні та в приземному просторі вчені отримують проводячи наземну, морську та аеромагнітну зйомки, а також з штучних супутників Землі. Геомагнітне поле Землі дипольне але магнітні полюси не співпадають з географічними. Їх положення змінюється в часі, навіть підчас спостереження людиною. Між ним існує кут величиною біля  $11,5^{\circ}$  який називається *магнітним схиленням*. Іншими словами магнітне схилення – це кут відхилення магнітної стрілки компаса, встановленого за напрямком магнітної силової лінії, від географічного меридіану. Схилення може бути західним і східним.

Для отримання “істинного азимута” вводиться поправка на магнітне схилення, тобто на кут між напрямком магнітного меридіану і географічного. Для кожної частини земної кулі величина магнітного схилення періодично змінюється і тому обчислюється, публікується в спеціальних таблицях і вказується на детальних картах. Схилення магнітної стрілки буває східним і західним, а величина його коливається від незначних часток градуса до  $10-13^{\circ}$  і більше. Поправки вводяться таким способом: величина східного схилення додається до величини зробленого виміру, а західного – віднімається від неї.

Походження магнітного поля Землі пояснюють дією системи електричних струмів, які виникають при обертанні Землі та турбулентній конвекції в рідкому зовнішньому ядрі (динамотеорія Френкеля-Ельзассера)

На загальний фон магнітного поля накладається вплив гірських порід, які містять феромагнітні мінерали. Як результат – виникнення на поверхні Землі *магнітної аномалії* – відхилення вектора напруження магнітного поля від його нормального значення. Магнітні аномалії дають можливість судити про розміщення тих чи інших порід в земних надрах. Магнітометричний метод широко використовуються при пошуках корисних копалин, особливо залізорудних, які створюють на поверхні Землі позитивні магнітні аномалії.

Встановлено, що феромагнітні мінерали намагнічуються відповідно орієнтації магнітного поля, що існувало на Землі під час їх виникнення. Вивчення *полеонамагніченості* вказує, що магнітне поле Землі неодноразово змінювалося: північний магнітний полюс становився південним, а південний – північним, тобто відбувалася *інверсія (перевертання) магнітного поля*.

Шкалу магнітних інверсій використовують для розчленування та співставлення товщ гірських порід та визначення віку ложа океану.

### **Тепло Землі.**

Розрізняють два джерела тепла Землі: тепло, що отримано від Сонця; тепло, що виноситься з надр Землі на поверхню.

Прогрів Сонцем поширюється на невелику глибину, що не перевищує 28-30м, а в інших районах 1м. На деякій глибині від поверхні розташовується пояс постійних температур, які дорівнюють середньорічній температурі даної місцевості. Наприклад, в нашому регіоні на глибині 25-28м існує температура 11-13<sup>0</sup>.

Нижче поясу постійної температури спостерігається збільшення її значень за рахунок теплового потоку з надр Землі. Максимальні його значення зафіксовані в межах рифтових зон, а мінімальні – на платформах, щитах, океанських рівнинах, тобто тепловий потік залежить від рухливості земної кори та інтенсивності ендегенних процесів.

В різні часи для пояснення джерела енергії, що генерується планетою, залучалися різні гіпотези: розпад радіоактивних ізотопів, гравітаційна диференціація надр; приливний вплив Місяцю; хімічна сегрегація; генерація тепла в рідкому ядрі за рахунок внутрішнього і зовнішнього тертя, що проявляються при обертанні рідких шарів з різною в'язкістю відносно один одного; навіть космічні джерела енергії, що обумовлюють вплив на Землю процесів в Галактиці.

В даний час багато досліджень показали, що в перенесенні тепла від ядра до кори головну роль грає зовсім не теплопровідність, а конвективні газоподібні (флюїдні) потоки в мантії. Природно, ці процеси повинні підтримуватися постійним джерелом енергії, що виходить із ядра, і це джерело не може бути початковим запасом земної енергії.

Також, дослідженнями останніх десятиліть було виявлено значне розходження між кількістю енергії, що генерується внаслідок розпаду радіоактивних ізотопів, а також енергії інших (нерадіоактивних) джерел, і кількістю енергії, необхідної для підтримки магнітного поля Землі, а також енергії випромінювання через земну поверхню.

Було запропоновано нову гіпотезу про існування постійного джерела внутрішньої енергії Землі, якій раніше не розглядався висунуто припущення, що таким джерелом внутрішньої енергії Землі можуть бути *термоядерні реакції особливого класу (пінкноядерні реакції)* в ядрі планети, які можуть протікати при низьких і наднизьких температурах, але при дуже високій щільності речовини, які можуть існувати в надрах планети.

В якості палива розглядається водень в хімічних сполуках з різними металами (металогідриди). Розчинений в металах водень є як у зовнішньому, так і у внутрішньому ядрі Землі. Необхідна температура для реакцій становить діапазон  $10^3 < T < 10^5$  К. Температура в ядрі Землі оцінюється в  $6250 \pm 500$  К. Необхідний тиск для реакцій -  $10^7 - 10^8$  бар. Тиск в ядрі Землі становить  $3 \times 10^6$  бар, але при великих землетрусах (а їх щорічно буває близько 100) поздовжні сейсмічні хвилі в локальних точках можуть створювати тиск в  $10^7 - 10^8$  бар і більш.

Таким чином, необхідні умови для протікання термоядерних (пінкноядерних) реакцій є. В окремих місцях ядра Землі, як центрах термоядерних реакцій, відбувається розкладання гідридів металів с виділенням водню і винос надлишку тепла з газо-водневими потоками в зовнішні сфери і шари, ближче до поверхні Землі. Ці воденево-флюїдні потоки, що виникають в ядрі, є джерелом теплової енергії, багаторазово перевершує сумарну енергію радіоактивного розпаду вищезазначених ізотопів і створює той відсутній тепловий потік в енергетичному балансі Землі.

За цією гіпотезою, в ядрі Землі виникають тільки локальні осередки термоядерних реакцій. Тому ланцюгової термоядерної реакції бути не може, оскільки надлишок тепла йде з водневим теплоносієм в зовнішні сфери (глибинні флюїдні плюми), і температура падає. Тиск в осередках з термоядерними реакціями різко зростає, і потоки водневої плазми видавлюються з ядра назовні. Внаслідок обертання Землі і наявності коріолісова прискорення водневі потоки (точніше, протонний газ) в зовнішньому рідкому ядрі закручуються в спіралі. Ці спіралі утворюють соленоїд (різновидність котушки індуктивності) і, як наслідок, дипольне магнітне поле Землі. Характерною властивістю плазмових потоків (шнурів) являється їх нестабільність, а як наслідок – нестабільність магнітного поля та магнітних полюсів в просторі і часі, їх деякий хаотичний рух та періодична зміни.

### **Зовнішні геосфери Землі.**

До зовнішніх геосфер Землі належать атмосфера, гідросфера, біосфера та ноосфера. Вони проникають одна в одну та знаходяться в постійній взаємодії між собою і твердими оболонками Землі. Проявом цієї взаємодії є обмін між ними речовиною та енергією.

Атмосфера - це газова оболонка, складена сумішшю газів, співвідношення яких змінюється з висотою. Біля поверхні Землі 78,09% її об'єму належить азоту, 20,95% – кисню, аргон і вуглекислий газ складають, відповідно, 0,93% і 0,03%. В незначних кількостях у повітрі містяться водень, неон, гелій, криптон, ксенон, радон, йод, водяна пара, озон, метан та інші гази. Такий склад атмосфери практично не змінюється до висоти 100 км. Окрім газів, в ній знаходиться також певна кількість твердих частинок у вигляді пилу різноманітного походження. Найбільше його поступає в повітря під час пилових бур у районах пустель та напівпустель, при виверженні

вулканів, а також з космічного простору. Не остання роль у забрудненні атмосфери пилом належить техногенній діяльності людини. Найбагатшими на пил є нижні шари атмосфери, але він виявлений також і на висоті 100-150 км.

Залежно від складу та фізичних параметрів (густина повітря, тиску, температури) атмосфера, верхня межа якої сягає висоти 2000км, поділяється на три горизонти – тропосферу, стратосферу та іоносферу.

**Тропосфера** характеризується високою густиною, наявністю в складі, окрім азоту та кисню, вуглекислого газу, водяної пари та великої кількості твердих частинок різного походження. Висота її верхньої межі змінюється в залежності від географічної широти. В екваторіальній та тропічних зонах вона сягає 17-18км, а в полярних та приполярних областях знижується до 8-10км. Характерним для тропосфери є також нерівномірність температури повітря. Більш теплі шари знаходяться в приземній частині, а з висотою температура понижується в середньому на  $6^{\circ}$  через кожен кілометр і біля верхньої межі становить  $-850^{\circ}\text{C}$ . Шар мінімальних постійних температур у верхній частині тропосфери називається тропопаузою і є межею між тропосферою і розташованою вище стратосферою.

**Стратосфера** займає повітряний простір на висоті від 8-18 до 50-55км. Характерна властивість – сильно розріджений стан повітря і закономірне підвищення температури з висотою до  $-10$  до  $+100^{\circ}\text{C}$ . На висоті близько 55 км температура стабілізується і цю частину стратосфери називають *стратопаузою*. В межах стратосфери на висоті біля 25км знаходиться озоновий шар, який поглинає велику частину у/ф радіації Сонця, захищаючи все живе Землі від її згубної дії.

**Іоносфера**, верхня оболонка атмосфери, ділиться на три підгоризонта: мезосферу, термосферу і екзосферу.

**Мезосфера** сягає глибини біля 80 км. Характерна ознака – так звана срібляста хмарність і зниження температури до  $-90^{\circ}\text{C}$ . Завершується шаром з постійними мінімальними температурами, який називається мезопаузою. Одна з особливостей - високий вміст іонів газів, які спричиняють своєрідне світіння, яке відомо як полярне сяйво. Взимку температура в мезосфері вища, ніж влітку.

**Термосфера**, верхня межа на висоті 800 км, характеризується черговим підвищенням температури до 1000-2000 град, що і обумовило назву цієї оболонки. Починаючи з 200 км, у термосфері відбувається розділення газів за молекулярною масою і збільшення вмісту водню і гелію.

**Екзосфера** знаходиться вище 800 км і мало вивчена. В її складі переважають іони легких газів та елементарні частки, які рухаються з високою швидкістю але майже не зустрічаються одна з одною. Для зовнішніх шарів екзосфери характерне розсіювання – дисипація атмосфери в космічний простір. Проте цьому розсіюванню протидіє магнітне поле Землі, яке утримує іонізовані частки в магнітосфері, верхня границя якої віддалена від земної поверхні на 25-35 тисяч кілометрів.



Інша оболонка Землі, яка має безпосереднє відношення до геологічних процесів, є гідросфера, або водна оболонка. Об'єднує поверхневі і підземні води. Верхня межа відповідає рівню поверхні відкритих водоймищ, а нижня умовно проводиться в надрах Землі на глибині температурного рівня  $+374^{\circ}\text{C}$ , при якому вода переходить в газоподібний стан.

У складі гідросфери виділяються три основних типи природних вод, які відрізняються за хімізмом та фізичними властивостями. Це води морів і океанів або океаносфера, води суходолу і льодовиків, а також підземні води.

Всі води гідросфери можуть розглядатись як природні розчини. В гідросфері чітко проявляється горизонтальна неоднорідність: води суходолу здебільшого прісні, а океанів та морів – солоні.

Води гідросфери знаходяться в постійному русі – в безперервному кругообігу. В атмосфері вона максимально насичується вільним киснем, а при зіткненні з поверхнею земної кори вона його втрачає.

### **Земна кора її будова і типи.**

Земна кора - це верхня, тверда оболонка Землі, яка залягає вище поверхні Мохоровичича, в будові якої беруть участь осадові, магматичні та метаморфічні гірські породи. Рельєф Землі та внутрішня будова її кори взаємозв'язані і спочатку треба розглянути будову поверхні. Основними орографічними складовими поверхні Землі є континенти і океани. В межах перших виділяються рівнини, які включають височини та низовини, а також гірські області, представлені сукупністю гірських хребтів з вершинами абсолютні висоти яких складають 5-8км. Океани також характеризуються нерівномірністю будови поверхні дна.

Частина океанів, яка безпосередньо прилягає до континенту і до глибини близько 200м поверхня дна океанів називається *шельф*, який переходить у *континентальний схил*, підосва якого знаходиться на глибині 2,5-3км. Шельф і континентальний схил є своєрідним продовженням материків і разом складають *підводну країну материків*, яка змінюється *ложем океану*. Складовими частинами ложа океанів є значні за площею *абісальні рівнини*, розташовані на глибинах 4-6км; *глибоководні жолоби* з глибинами 10-11км (Маріанський жолоб - 11022м); *окраїнні моря*, наприклад Охотське, Японське та ін.; *острівні дуги*, такі як Курильська, Японська та ін.; *серединно-океанічні хребти*, які в межах Землі утворюють планетарну систему через поєднання хребтів усіх океанів.

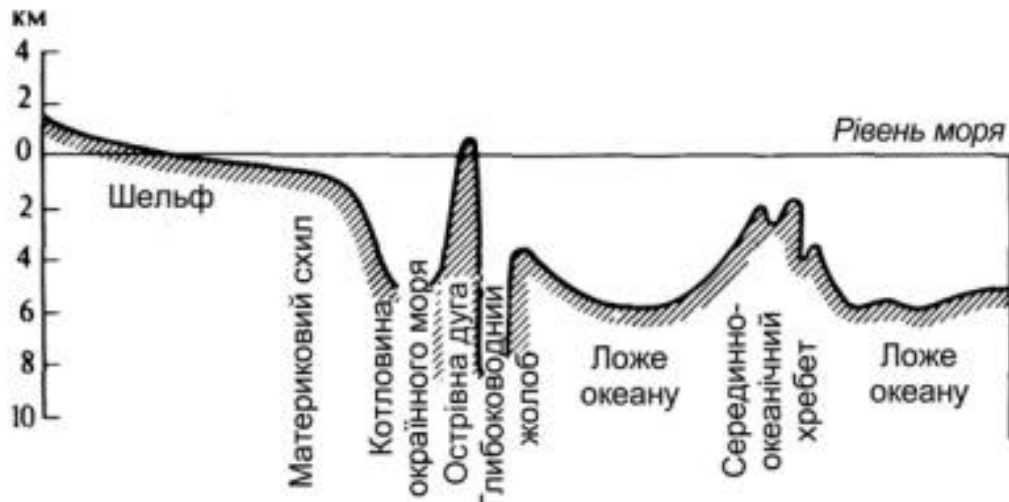


Рис 1.1 Узагальнений профіль дна океану (за О.К.Леонтьєвим)

Для кожної з названих вище складових частин поверхні Землі характерний свій тип земної кори. Виділяють континентальний, океанічний, субконтинентальний і субокеанічний типи, які відрізняються за потужностями, складом і характером будови.

**Континентальний тип земної кори.** Потужність кори змінюється від 35 до 40 км в межах платформ до 50-70 км під молодими горами. Континентальна земна кора характерна також і для підводних окраїн континентів. В області шельфу потужність її зменшується до 20-25 км, а на материковому схилі вона виклинюється. Континентальна земна кора складається із трьох шарів:

1. Перший **осадово-вулканогенний** шар має потужність від 0 до 5-10 км у межах рівнин і зростає до 15-20 км у прогинах (наприклад в Прикаспійській западині). Середня потужність на всіх континентах - 3 км. Швидкість проходження сейсмічних хвиль 3-5 км/сек.

2. Другий, **“гранітний”**, шар складається на 50% з гранітів, на 40% з різноманітних метаморфічних порід низьких і середніх ступенів метаморфізму (переважно сланців і гнейсів), 10% його об’єму – інтрузивні породи основного складу. Тому, краще його називати гранітно-гнейсовим. Потужність шару досягає під горами 20-25 км.

Швидкість проходження сейсмічних хвиль складає 5,5 - 6,4 км/сек.

Границя між другим та третім шаром відбивається сейсмохвилями у вигляді стрибка швидкостей. Ця границя названа *границею Конрада*.

3. Третій шар, складений інтрузивними породами основного складу, а також метаморфічними утвореннями високих ступенів метаморфізму (гранулітами). Тому раніше його називали **“базальтовим”**. Зараз існує інша назва цього шару – **грануліто-базитовий шар**, тому що за даними надглибокої Кольської свердловини, яка пройшла границю Конрада, знайшла зміни складу порід не зафіксовано.

Довгий час вважалося, що границя Конрада розділяє 2-й і 3-й шари в межах всіх континентів. Але дані глибинного сейсмічного зондування, впродовж останніх десятиліть показали що ця межа між другим та третім



шаром (границя Конрада) не скрізь чітко виражена, а фіксується тільки в окремих місцях, що дало можливість іншої інтерпретації будови земної кори.

**Океанічний тип земної кори.** Будова земної кори океанічного типу раніше вважалась такою, що складалась з верхнього осадового та нижнього - базальтового. В результаті буріння великої кількості морських свердловин і проведення детальних сейсмічних досліджень, будова земної кори океанічного типу була уточнена. Зараз вважається, що кора складається з трьох шарів, загальною потужністю від 5 до 12км (в середньому 6-7км):

1. Перший верхній осадовий шар, представлений морськими осадами, які знаходяться у пухкому стані потужністю від декількох сот метрів до 1км.  $V_p = 2,0 - 2,5$  км/сек.

2. Середній шар, складається із базальтових лав з прошарками кременистих та карбонатних осадових порід. Потужність від 1 до 3 км.  $V_p = 3,5 - 4,5$  км/сек.

3. Вважається, що нижній шар, складається з основних магматичних порід типу габро, і незначною кількістю ультраосновних порід.  $V_p = 6,3 - 6,5$  км/сек. В деяких місцях вони збільшуються до 7,0 – 7,4 км/сек.

**Субконтинентальний тип земної кори.** За будовою аналогічний континентальному. Його виділення було продиктоване нечітким проявленням у межах континентів границі Конрада. Цей тип земної кори характерний для районів островних дуг та для окраїн материків. Для прикладу наведемо будову земної кори в районі Курильської островної дуги (зверху вниз):

1. Верхній шар, складається зі осадовчно-вулканогенних порід, потужністю від 0,5 до 5 км. Середня потужність 2-3км.

2. Гранітно-гнейсовий шар. Потужність 5-10км. Швидкість проходження сейсмохвиль 5,7- 6,3 км/сек.

3. Грануліто-базитовий шар, якій залягає на глибині 8-15км від поверхні дна моря та характеризується потужністю, яка змінюється від 10-15км на східному краї Курильської дуги до 20км в її центральній частині та до 40км під її західної окраїною. Швидкість сейсмохвиль 6,8-7,4 км/сек.

Таким чином в межах континентальних окраїн такий тип земної кори характеризується тим, що загальна потужність континентального типу земної в межах підводної окраїни материків поступово зменшується, а гранітно-гнейсовий шар поступово виклинюється.

**Субокеанічний тип земної кори.** Він поширений в улоговинах окраїнних морів, а також морів, які розташовані в межах континентів з глибиною понад 2 км ( Чорне, Японське, Охотське моря).

За своєю будовою субокеанічний тип близький до океанічного, але відрізняється підвищеною потужністю осадових порід (до 10км і більше), якій залягає на третьому океанічному шарі ( основні породи типу габро з ультраосновними породами), потужність якого 5-10 км. Тут відсутній другий шар, для якого характерна асоціація базальтових лав і осадових порід.

Сумарна потужність земної кори субокеанічного типу становить 10-20км, інколи 25-30км. Збільшення потужності відбувається за рахунок потужності осадових порід. Геофізичні данні свідчать про тектонічну активність цих западин морів, можливе їх розсування.

Нижче залягають породи мантії.  $V_p = 7,4$  км/сек.

Своєрідна будова земної кори спостерігається в центральних рифтових зонах серединно-океанічних хребтів, таких як Серединно-Атлантичний, Тихоокеанський та інші. Тут під другим океанічним шаром залягають утворення, які характеризуються швидкостями проходження сейсмохвиль 7.4-7.8км/сек. Вважається, що це своєрідні виступи аномально розігрітої мантії або суміш корового та мантійного матеріалу.

Територія України знаходиться в межах поширення кори континентального типу. Наприклад у Карпатському регіоні потужність кори 45-55км, досягаючи максимальних значень під високогірними хребтами. В межах Волино-Подільської височини потужність зменшується до 40-45км, - під Українським щитом знову зростає до 45-50км, а в районі Канева вона досягає 52км, що спричинено зануренням у цьому регіоні поверхні Мохоровичича на глибину більше ніж 55км. На півдні України в районі Причорноморської низовини потужність кори складає 25-35км. В акваторії Чорного моря спостерігається зменшення потужності кори зі сходу на захід від 25-30, до 15-20км.

### **Вік земної кори. Геохронологія.**

Треба зауважити, що були часи коли питання про вік Землі було досить революційним – вік має на увазі наявність дати народження. Земля є невід'ємною частиною Всесвіту, який, згідно позитивістських уявлень «єдиний безкінечний і нерухомий... Він не народжується і не знищується», як в свій час писав Джордано Бруно.

*(Але, в кінці Середньовіччя астрономи відкривають існування так званих нових зірок і з'ясовується, що небеса не абсолютно незмінні, як вважалось споконвіку. Тому в принципі можливі і найбільш радикальні (з точки зору людства) зміни – початок і кінець існування Землі і видимої частини Всесвіту. А якщо так, то чи не можемо ми спробувати встановити, коли був цей початок і коли і яким буде цей кінець.)*

В 1830 році Ч. Лайелль, виходячи з того, що геологічні процеси (перед усім осадконакопичення) в минулому мали б протікати приблизно з тією ж швидкістю, що і зараз – *принцип актуалізму* – підрахував, що час, необхідний для утворення тільки тих осадових товщ, які доступні для прямого вивчення, мав би складати *декілька сотень мільйонів* років. Розрахунки Лайелля базувались на гігантському фактичному матеріалі и здавались геологам та біологам достатньо близькими до істини.

Трохи пізніше, в 1853р. Г. Гельмгольц пропонує цілком придатну для того часу гіпотезу. Він виходив з припущення, що Сонце постійно стискається: його верхні шари під дією власної ваги як би падають на нижні, а їхня потенційна енергія при цьому зменшується (маса шарів постійна, а

висота “підйому” над центром Сонця зменшується); саме ця потенційна енергія верхніх шарів і випромінюється у вигляді тепла і світла. Згідно розрахункам Гельмгольца, який вважав, що швидкість стискання була постійною, планета має вік 18 млн. років. Фізиків ця цифра цілком задовольнила, але геологи рішуче проти неї повстали і не погодились.

А в 1896 р. А.Беккерель відкрив явище *радіоактивності*. І це відкриття дозволило створити новий метод визначення віку планети, в багато разів точніший, ніж всі попередні. Суть його полягає в наступному.

Відомо, що атом урану (і не тільки) не є стабільним: він випромінює енергію, потоки часток, і з часом перетворюється в атом свинцю – стійкого елементу, який в подальшому вже не підлягає перетворенню. Природа цього типу реакцій така, що *швидкість* ядерного розпаду є *абсолютно постійною*, і ніякі зовнішні фактори (температура, тиск) на неї не впливають. Значить, якщо експериментально визначити темп цих змін за короткий проміжок часу, то його можна абсолютно точно передбачити і для більш тривалого проміжку. Таким чином, було встановлено, що у будь-якій порції урану (точніше ізотопу  $^{238}\text{U}$ ) *половина* атомів, що його складають перетворяться на свинець за 4,5 млрд. років; відповідно, через 9 млрд. років урану залишиться тільки чверть від початкової кількості, і т.д. Строк в 4,5 млрд. років називають *періодом напіврозпаду*  $^{238}\text{U}$ .

Наприклад, ми маємо гірську породу, до складу якої входять сполуки урану. Якщо вона лишається не зруйнованою, то всі атоми свинцю (в які постійно перетворюються атоми урану) будуть знаходитись всередині породи. Оскільки зовнішні фактори, як ми пам'ятаємо, не впливають на швидкість цього процесу, ступінь «забруднення» свинцем буде залежати тільки від *часу*, протягом якого порода залишається монолітною.

Остання обставина є надзвичайно важливою, тому що в такий спосіб можна більш-менш достовірно встановлювати час утворення вивержених порід, в той час як осадові, наприклад, є апріорі зруйнованими і уран-свинцеве співвідношення у них незворотно порушено міграцією цих елементів у оточуюче середовище. Але, якщо вже існуюча порода зазнає певних змін (тектоніка, прогрів, складкоутворення), це призводить до спотворення вікових даних, особливо отриманих аргоновим методом. Визначення абсолютного віку у цих випадках показують не час утворення породи, а час прояву накладеного процесу.

Визначати вік вивержених порід *уран-свинцевим методом* (пізніше з'явилися *калій-аргоновий, рубідій-стронцевий* і деякі інші<sup>2</sup>) почали в 1907 р., і дуже швидко знайшли граніти з віком 1 млрд. років. По мірі подальших пошуків цей “максимально відомий вік” швидко зростав, доки не досяг 3,5 млрд. років, після чого, незважаючи на всі зусилля, майже не збільшувався; найдревніші ж з відомих мінералів, вік яких 4,2 млрд. років, були нещодавно

<sup>2</sup>Найточнішим з них, однак, продовжує лишатися уран-свинцевий метод – коли співвідношення цих елементів визначають в зернах мінерала циркона.

знайдені в Австралії<sup>3</sup>. Отже, Земля ніяк не може бути молодше 4,2 млрд. лет; але, можливо, вона старше, тільки породи з віком 7 або, наприклад, 10 млрд. років просто поки що не знайдені або не збереглися? Судячи з усього, ні – і ось чому. Справа в тому, що вік всіх метеоритів які були з цього приводу досліджені складає 4,5 – 4,6 млрд. років; вік всіх гірських порід, які були зібрані в дев'яти районах Місяця і американськими експедиціями “Аполон”, і радянськими автоматичними станціями “Луна”, також варіюють від 4 до 4,5 млрд. років. Все це свідчить про те, що цифра “4,6 млрд. років” вірно відображає реальний вік не тільки Землі, а і всієї Сонячної системи.

Фізики оперують категоріями **абсолютного часу**: для них суттєво *коли саме* відбулась подія, а головна проблема, яку вони при цьому вирішують – це проблема *годинника* (уран, що розпадається – це, фактично пісочний годинник, своєрідної конструкції). Однак, цілком очевидно, що час існує незалежно від того, маємо ми прилади для його вимірювання чи ні. В багатьох випадках для нас важливою є тільки *черговість* подій (“це відбулось після ..., але до ...”), а строгі їх датування – другорядні; розповідаючи про якусь подію, часто говорять не “о 15 годині”, а “після обіду”; не “20 березня”, а “як тільки зійшов сніг”; не “в 1939 році”, а “перед війною”. І в цьому є глибокий сенс. Будь-яка послідовність подій вже *сама по собі є часом – відносним часом*. Так ось, геологи завжди працювали в системі цього самого відносного часу. Точність, з якою ми можемо визначити положення певної події на шкалі відносного часу, прямо залежить від її дрібності (тобто числа подій, з яких ця шкала складається) і її повноти (події мають розподілятися по шкалі більш-менш рівномірно, не залишаючи «порожнин»). Тому геологи бачили *свою* задачу в тому, щоб удосконалювати у визначеному напрямі шкалу відносного часу – *палеонтологічний літопис* (і це не художня метафора, а строгий термін), а не в тому, щоб шукати “годинник”.

Є два фундаментальних принципи (фактично це аксіоми, які приймаються без доказів), якими користуються геологи при вивченні історії.

По-перше, це *принцип Н. Стено(на)*, або *закон нашарувань*: якщо один шар (пласт) гірських порід лежить на іншому, то верхній шар утворився пізніше, ніж нижній. По-друге, *принцип В. Сміта*, або *закон фауністичних і флористичних асоціацій*: шари, які містять викопні рештки однакових видів тварин і рослин, утворились в один і той же час. Перший принцип дозволяє встановити *хронологічний порядок* утворення гірських порід в *одному місті*, другий – *синхронізувати між собою* пласти, які залягають в *різних місцях*.

Зведення великої кількості *регіональних* послідовностей фаун и флор в єдину *глобальну* шкалу – одне з основних завдань спеціального розділу геології, - *стратиграфії* (від лат. “стратум” – шар).

Послідовне використання принципів Стено і Гекслі (і величезна кількість емпіричного матеріалу) дозволили геологам вже на початку XIX ст. розділити всі відклади на *первинні, вторинні, третинні і четвертинні*; цей

<sup>3</sup>Відомий Сибірський “рекорд” – 4,5 млрд. років не підтвердився повторними аналізами.

поділ повністю відповідає сучасному поділу осадових товщ на **палеозойські**, **мезозойські** та **кайнозойські** (об'єднує два останніх підрозділи). А до 30-х років XIX ст. у складі цих відкладів було виділено майже всі прийняті сьогодні підрозділи в ранзі **систем** (**юрська**, **крейдова**, **кам'яновугільна** та ін.); остання з них – **пермська** – була виділена Р.Мурчинсоном у 1841 р.

Так була створена загальна шкала відносного часу – **геохронологічна шкала** (прийнята і затверджена на II Міжнародному геологічному конгресі в 1881 році в м. Болоньї), до якої може бути однозначно “прив'язана” будь-яка осадова порода, що містить викопні рештки. Шкала ця виявилась настільки досконалою, що наука двадцятого сторіччя не внесла до неї ніяких скільки-небудь значних коректив (хоча зміни вікових проміжків і об'єму стратиграфічних/геохронологічних підрозділів вносяться майже на кожному геологічному конгресі), за виключенням формальної зміни рангу деяких її підрозділів (в 50-і роки єдиний **третинний період** було розділено на два – **палеогеновий** і **неогеновий**, а **ордовік**, який вважався частиною **силуру**, отримав ранг самостійного періоду), і лише оздобила її підрозділи абсолютними датуваннями. Основна проблема, яку з того часу вирішують геологи, зводилась до створення такої ж шкали для найдавніших порід, які вважались “німими”, тобто позбутими складних (і, відповідно, діагностичних) викопних решток.

| Підрозділи за віком відкладів (стратиграфічні) | Вікові підрозділи (геохронологічні) |
|------------------------------------------------|-------------------------------------|
| Еонотема                                       | Еон                                 |
| Ератема                                        | Ера                                 |
| Система                                        | Період                              |
| Відділ                                         | Епоха                               |
| Ярус                                           | Вік                                 |
| Хронозона                                      | Хрон                                |

Найбільшими підрозділами геохронологічної шкали є **еони** (**гадей**, **архей**, **протерозой** і **фанерозой**); **палеозой**, **мезозой** і **кайнозой** – це **ери**, на які поділяється **останній** з еонів – **фанерозой** (від грецького “фанерос” – видимий, явний, і “зое” – життя), який почався близько 0,541млрд. років назад. Еони, які передували фанерозою, – **гадей** (4,6-4,0млрд. років), **архей** (4,0-2,5млрд. лет) і **протерозой** (2,5-0,541млрд. років) – часто об'єднують під назвою **криптозой** (“криптос” – з грецької скритий), або **докембрій** (кембрій – перший період фанерозою). Фундаментальний поділ геохронологічної шкали на фанерозой і докембрій базується на наявності або відсутності у відповідних осадових породах викопних решток організмів, які мали твердий скелет. Перша половина архею, **катархей** – час, з якого осадові породи не



відомі з причини відсутності тоді гідросфери. Останній відрізок докембрію, *венд* – час появи безскелетних багатоклітинних тварин.

З кожною з одиниць, що складають існуючу *послідовність осадових порід*, можна однозначно співвіднести певний підрозділ *часової шкали* і навпаки; так, всі відклади, які утворились на Землі впродовж *юрського періоду*, утворюють *юрську систему*, або просто *юру*. Системи об'єднуються в *ератеми* (наприклад, юра входить до складу мезозою), і поділяються на *відділи* (нижня, середня і верхня юра), *яруси* (верхня юра – на келовей, оксфорд, кімеридж и тітон) і, далі, на *зони* (*Cardioceras cordatum*); *часовим* же еквівалентом ератеми є *ера*, відділу – *епоха*, ярусу – *вік*, зони – *час*. Назви підрозділів геохронологічної шкали зазвичай походять від тієї місцевості, де вперше були описані “еталонні” для цього часу осадові породи (пермський період, оксфордський вік); виключення складає найнижча одиниця шкали, яка завжди називається по так званому *керівному викопному*, характерному для цього моменту геологічної історії (час *Cardioceras cordatum*).

Отже, наприклад, пермський період слід визначити як час, коли на Землі утворювалися гірські породи того ж типу, що нині виходять на поверхню в околицях уральського міста Перм. Маючи справу з геохронологічною шкалою, необхідно завжди пам'ятати, що первинними в даному випадку є *визначений тип геологічних тіл*, а *час-похідним*, вторинним. (До речі, такий саме принцип використовується і в археології: мезоліт або бронзовий вік – це *час*, коли люди робили *знаряддя і прикраси визначеного типу*.) Саме з цієї причини відносна геохронологія не потребувала датувань її підрозділів у мільйонах років, які стали звичними лише з другої половини ХХ-го сторіччя. В цілому абсолютні (*радіоізотопні*) датування є дуже важливими для стратиграфії докембрійських товщ, де загалом відсутні достатньо складні викопні; *радіовуглецевий метод*<sup>4</sup> широко залучається для датування найновітніших відкладів, віком менше, ніж 40 тис. років. В інших випадках ці методи відіграють в стратиграфії підпорядковану роль.

(Одного разу академіку О.Л. Яншину задали питання: “В чому полягає різниця між абсолютною і відносною геохронологіями?” Той, згідно легенді відповів: “Головна різниця в тому, що відносна геохронологія точна, а абсолютна – ні”. Річ у тому, що радіоізотопні методи мають точність до 1-2%, яка на перший погляд, здається цілком придатною. Але на відрізках часу в сотні мільйонів років, якими оперує геологія, ця похибка виміру також буде становити мільйони років. Нехай ми визначили абсолютний вік якоїсь осадової товщі як  $150 \pm 2$  млн. років; але впродовж цих двох мільйонів років могли накопичитись сотні метрів, а може й кілометри осадків. А палеонтологи здатні розпізнати в цій товщі одноманітних порід шар з викопними рештками, товщиною всього в *декілька метрів*, керуючись

<sup>4</sup>Радіовуглецевий метод дозволяє датувати деревину та її похідні (наприклад, деревне вугілля); він базується на вмісті у вуглєці деревини нестабільного ізотопу  $^{14}\text{C}$ , який виникає у верхніх шарах атмосфери в результаті впливу космічного випромінювання на атом звичайного азоту ( $^{14}\text{N}$ ), а потім у вигляді  $\text{CO}_2$  асимілюється рослинами. Частка  $^{14}\text{C}$  в живій рослині стабільна (і дорівнює кількості  $^{14}\text{C}$  в атмосферному вуглекислотному газі), а після відмирання рослини починає закономірно зменшуватися.

“адресом”, який вони знають: верхня юра, оксфордський ярус, зона *Cardioceras cordatum*, оскільки тільки в цю “мить” геологічної історії жив на Землі головоногий молюск *Cardioceras cordatum*. Розпізнати ж настільки крихітний відрізок часу методами абсолютних датувань є проблемним).

На геологічних картах використовують такі підрозділи стратиграфічних одиниць: групи, системи, відділи, яруси. Не слід змішувати підрозділи стратиграфічні й геохронологічні. Наприклад, не можна сказати, що людина з'явилася в четвертинній системі або породи кам'яновугільного періоду. Правильно буде сказати: “людина з'явилася в четвертинному періоді” і “породи кам'яновугільної системи”. Часові підрозділи, що відповідають нижньому, середньому та верхньому відділам будь-якої системи, необхідно називати ранньою, середньою або пізньою епохами. Не можна говорити “нижньокрейдяна епоха”, бо час не буває нижнім чи верхнім. Поділ на нижнє, середнє й верхнє – суто стратиграфічний, він відноситься до послідовності нашарування, утворення порід. Він (поділ) використовується на колонках, розрізах та картах. Наприклад для ранньоярської епохи на карті вказується нижній відділ юрської системи.

У четвертинному періоді (системі) завдяки його малій тривалості виділяють особливі підрозділи, які називаються *розділами* та *ланками*. Давніший з розділів називається еоплейстоцен, середній – неоплейстоцен, пізній – голоцен (останні 10000 років).

## Методи визначення віку гірських порід.

### Відносний вік гірських порід.

До теоретичної основи відносної геохронології (з тих, що ми розглянули) відносяться принципи Н. Стено і В. Сміта. Відносна геохронологія визначає вік геологічних об'єктів і послідовність їхнього утворення стратиграфічними методами: палеонтологічними і непалеонтологічними.

#### I. Палеонтологічні методи.

Одним з основних палеонтологічних методів є *метод керівних форм*, оснований на тому, що одновіковими є відклади з однаковими викопними рештками. На практиці геологи часто використовують *метод комплексного аналізу органічних решток*, який базується на вивченні розподілу всього комплексу скаменіlostей в розрізах.

Групи органічних решток бувають:

- **керівні** – зустрічаються тільки в межах даного стратиграфічного інтервалу і не виходять за його нижню і верхню границі;
- **характерні** – присутні переважно в даному стратиграфічному підрозділі, а також (рідко) – в нижче і вищезалягаючих відкладах;
- **прохідні (транзитні)** – мають велике вертикальне поширення.

#### II. Непалеонтологічні методи.

**1. Літологічні методи** базуються на розчленуванні розрізу на окремі верстви за літологічними ознаками: речовинному складу, структурно-текстурним особливостям порід, наявності різних включень тощо. Для



стратиграфічної кореляції особливий інтерес представляють маркуючі горизонти.

2. **Геофізичні методи** засновані на виділенні верств гірських порід, які відрізняються за фізичними характеристиками. Вони використовуються для кореляції розрізів між собою і з опорним розрізом, вік шарів якого визначений іншими методами.
3. **Ритмостратиграфічний метод** заснований на вивченні чергування різних порід в розрізах.
4. **Загальногеологічний метод** полягає у визначенні послідовності верств та вивченні їхніх взаємовідносин.

### **Абсолютний<sup>5</sup> вік гірських порід**

Абсолютна геохронологія встановлює час виникнення гірських порід в астрономічних одиницях (роках) радіологічними методами.

Ці методи базуються на явищі радіоактивного розпаду хімічних елементів. Наука, яка займається визначенням абсолютного віку мінералів і гірських порід, називається радіологією, і в її розпорядженні є велика кількість методів, які постійно вдосконалюються з метою підвищення точності визначень. Це такі методи як уран-свинцевий, торій-свинцевий, калій-аргоновий, рубідій-стронцевий, самарій-ніодимовий та інші.

#### **1. Уран – торій – свинцевий метод; U – Th - Pb**

Метод найбільш надійний і добре розроблений.

В основі цього методу лежать процеси розпаду радіоактивних елементів урану та торію, з утворенням свинцю:

Свинцевий метод використовують для визначення абсолютного віку найбільш древніх докембрійських порід. Для проведення аналізів використовують такі мінерали, які у своєму складі мають уран та торій, наприклад: ураніт, монацит, ортит, колумбіт, циркон, настуран.

Ці мінерали зустрічаються у гранітах, пегматитах і кварцових жилах. Для аналізів беруть проби приблизно 0,5г, помилка складає біля 5%.

#### **2. Калій – аргоновий метод; K - Ar**

Він базується на накопиченні газу аргону Ar у K-вміщуючих мінералах за реакцією захоплення електронів калієм:  $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ca} + \beta$ ;  $^{40}\text{K} + e \rightarrow \text{Ar}$ .

В результаті радіоактивного перетворення 12% ядер калію переходить в аргон Ar і 88% - в кальцій Ca. Аргон добре зберігається у кристалічній ґратці мінералів і легко визначається у природі. Використання для аналізу радіоактивного кальцію є складним, тому що в мінералах часто присутня значна кількість і нерадіоактивного кальцію. Для визначення абсолютного віку магматичних порід цим методом використовують такі мінерали: слюди (мусковіт, біотит), польові шпати (мікроклін, ортоклаз, рогова обманка, піроксени). Для осадових порід використовують глауконіт.

<sup>5</sup> Термін, що з'явився при зародженні *ізотопної геохронології* у протилежність класичній відносній геохронології, яка фактично визначала не вік, а положення в часі одного об'єкту відносно іншого. Використанням терміну підкреслювалось, що з допомогою *методів ізотопного датування* вікові значення визначаються у фізичних (абсолютних) одиницях часу. В світі сучасних уявлень термін вважається дещо застарілим.

Період напіврозпаду  $^{40}\text{K}$  – 1,25 млрд. років, тому цей метод використовується для калібровки хроностратиграфічної шкали.

### **3. Радіовуглецевий метод; $^{14}\text{C}$**

Метод дозволяє датувати деревину та її похідні (наприклад, деревне вугілля); він базується на вмісті у вуглеці деревини нестабільного ізотопу  $^{14}\text{C}$ . Ізотоп  $^{14}\text{C}$  виникає у верхніх шарах атмосфери в результаті впливу космічного випромінювання на атом звичайного азоту ( $^{14}\text{N}$ ), а потім у вигляді  $\text{CO}_2$  асимілюється рослинами. Частка  $^{14}\text{C}$  в живій рослині стабільна (і дорівнює кількості  $^{14}\text{C}$  в атмосферному вуглекислому газі), а після відмирання рослини починає закономірно зменшуватися.

Період напіврозпаду  $^{14}\text{C}$  – 5730 років. Тому цим методом можна визначати вік порід, які утворилися до цього часу. Метод широко використовується і в археології.

Об'єктом аналізів є рештки різних рослин, обвуглені рослинні та тваринні тканини, кістки тварин та древньої людини.

### **Запитання для самоконтролю:**

1. Яка форма Землі?
2. Назвати зовнішні геосфери Землі.
3. Які складові внутрішньої будови планети?
4. Що таке геотермічний градієнт і геотермічна сходинка?
5. Що зумовлює магнітні аномалії?
6. Чим земна кора континентального типу відрізняється від океанічного?
7. Що таке границя Конрада?
8. Що таке абсолютний і відносний вік гірських порід?
9. Що лежить в основі визначення абсолютного і відносного віку гірських порід?
10. Назвати методи абсолютної і відносної геохронології.

## **ЧАСТИНА II. Ендогенні процеси.**

### **Загальні поняття про геологічні процеси.**

Основою розвитку Землі і її складових були, є і будуть геодинамічні процеси.

Протягом всієї геологічної історії на Землі та в її надрах під впливом зовнішніх та внутрішніх сил відбуваються грандіозні процеси, які і сформували сучасне обличчя планети.

Залежно від джерела, яке спричиняє прояв тих чи інших змін або зумовлює виникнення певних сил, всі процеси поділяються на процеси внутрішньої динаміки або *ендогенні*, і процеси зовнішньої динаміки або *екзогенні*.

До ендогенних процесів належать:

повільні коливальні **тектонічні рухи** земної кори, що призводять до підняття та опускання окремих ділянок земної кори; спричиняють різноманітні деформації та ведуть до виникнення складчастих та розривних порушень, гороутворенню; **магматизм**, виражений у вигляді вкорінення магми в земну кору та вихід її на поверхню, що призводить до утворення інтрузивних та ефузивних порід. **Магматичні процеси і тектонічні рухи** зумовлюють зміни температурного та петростатичного режимів, що породжує новий процес – **метаморфізм**. До ендогенних процесів належать також **землетруси**, які являють собою особливий вид тектонічних рухів, спричинених раптовими зміщеннями та коливаннями тієї чи іншої ділянки земної кори.

**Екзогенні процеси** – це зовнішні геологічні процеси на поверхні Землі, які зумовлюють зміни складу гірських порід, структур та загального вигляду поверхні Землі. Джерелом для них служить теплова енергія Сонця та сила гравітації. У залежності від факторів та середовища, в яких відбуваються ці процеси, виділяють 4 стадії екзогенного процесу: *вивітрювання, денудація, акумуляція, та діагенез*.

## **РОЗДІЛ 3. ТЕКТОНІЧНІ РУХИ ТА ДЕФОРМАЦІЇ**

### **Тектонічні рухи земної кори.**

Тектонічні рухи земної кори поділяються на: повільні вертикальні коливальні тектонічні рухи земної кори, горизонтальні тектонічні рухи і тектонічні рухи, що викликають деформації гірських порід.

*Вертикальні тектонічні рухи земної кори.* Той факт, що земна кора підлягає вертикальним рухам не викликає сумніву. Більшу частину поверхні суші покривають осадові породи, які утворились на морському дні, тобто різні ділянки суходолу у геологічній історії Землі мали нижчий гіпсометричний рівень і були покриті морем.

Але вертикальні рухи земної кори люди спостерігали й у відносно коротший час. Ці рухи відбиваються рівнем моря відносно тих чи інших будівельних споруд. Прикладів існує багато.

Класичний приклад – розвалини “храму Серапіса” у італійському місті Поцуолі, на узбережжі Неаполітанської затоки. Храм був побудований біля двох тисяч років тому. За цій час мармурові колони храму декілька разів були залити морем, а потім осушувалися. Зараз у Поцуолі відбуваються вертикальних тектонічні рухи позитивного знаку. За останні сто років набережна піднялась відносно рівня моря майже на 4-5 метрів, і до води треба спускатися сходами.

Іншим прикладом можуть бути розвалини давньогрецького міста Херсонес біля м. Севастополь (рис.3.1).

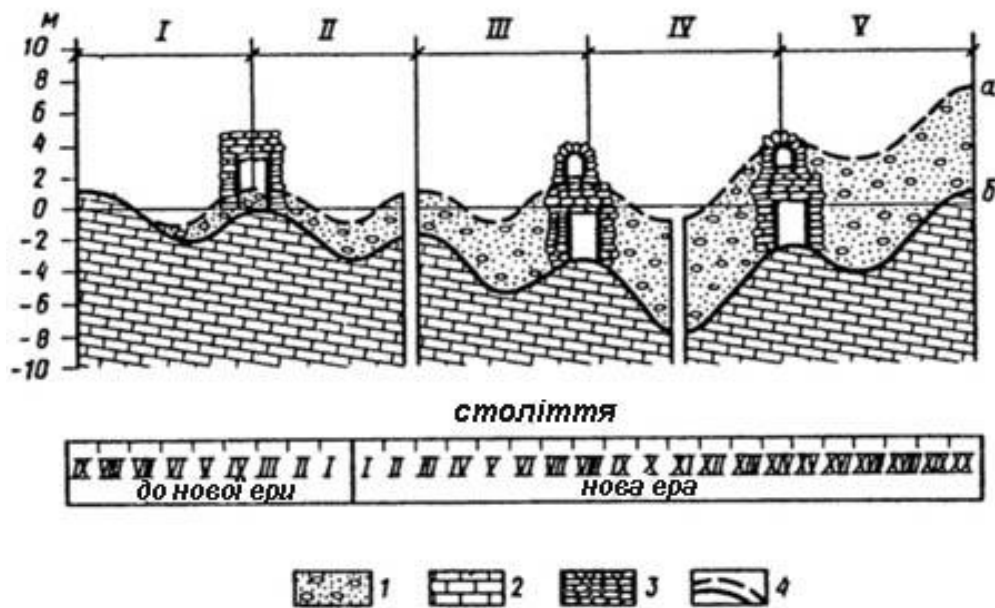


Рис. 3.1. Схема «двоповерхових воріт» на території давньогрецького міста Херсонес.

Міські мури будувались близько IV-III ст. до нашої ери. Декілька сторіч район підлягав опусканню. Стіни не сховались під водою, але підніжжя їх засипались осадками, висота зменшувалась, ворота становили все нижче та нижче. Після того як вони були повністю засипані піском та галькою, у дванадцятому сторіччі були побудовані нові стіни з аркоподібною брамою. Потім почався процес підняття. Зараз, після розкопок, можливо побачити двохярусні ворота.

*Горизонтальні тектонічні рухи* відіграють вирішальну роль у формуванні морфоструктури поверхні Землі. Причини цих рухів викликають численні суперечки, але результат їх видно досить добре. Найбільш прийнятною для пояснення явищ, які спостерігаються, є ідея про гравітаційні конвекції в мантії Землі й великі напруження в літосфері й земній корі, що виникають при цьому. Кінематику горизонтальних рухів досить повно розроблено в концепції тектоніки літосферних плит Літосферний план верхньої частини твердої оболонки землі визначається розділенням літосфери на плити, розмежені осями спредингу, що збігаються із серединно-океанічними хребтами, зонами субдукції вздовж глибоководних жолобів чи трансформними

розломами. Уперше картина сучасного розподілу літосферних плит була намічена в 1968 р. К. Ле Пішоном і в основному знайшла підтвердження в подальших океанологічних і сейсмологічних дослідженнях, а також уточнення в моделях NUVEL-1 та NUVEL-1A. В останні роки її було уточнено за допомогою альтиметричної супутникової зйомки, а кінематика сучасних взаємних переміщень плит, первинно встановлена за новітніми смуговими магнітними аномаліями, підлягала перевірці методами космічної геодезії – довгобазової інтерферометрії, застосуванням лазерних відбивачів, а нині – системи GPS. З появою сейсмічної томографії було поідтверджено реальність занурення холодних літосферних плит глибоко в мантію, а також наявність конвективних течій в мантії, що розглядаються тектонікою плит як основні рухомі сили. Статус тектоніки плит як теорії підтверджується і тією обставиною, що вона має певне математичне кількісне формулювання, завдяки якому так звана миттєва кінематика плит, що включає напрямки і швидкості їх взаємних переміщень, може бути екстрапольована і в минуле, і в майбутнє.

Розглянемо основні положення теорії тектоніки літосферних плит.

1. *Першою передумовою тектоніки плит є розділення верхньої частини твердої Землі на дві оболонки, що істотно відрізняються за реологічними властивостями (в'язкістю), – жорстку і крихку літосферу та більш пластичну і рухому астеносферу.* Виділення цих двох оболонок проводиться за сейсмологічними та мінотелурічними даними.

Особливістю літосферних плит є їх довготривала жорсткість та здатність при відсутності зовнішніх впливів довгий час зберігати незмінними форму та будову. Для того, щоб літосферну плиту зруйнувати чи деформувати, необхідно прикласти до неї додаткові механічні напруження, що перевищують межу міцності порід, що її складають, це приблизно дорівнює  $1\text{т/см}^2$ . Під океанічними плитами температура мантії сягає температури плавлення мантійних порід. Тому за підосву літосфери під океанами береться поверхня плавлення мантійної речовини. Нижче океанічної літосфери мантійна речовина опиняється частково розплавленою та пластичною зі зниженою в'язкістю. Пластичний шар мантії під такою літосферою звичайно виділяється як астеносфера (рис. 3.2). Під континентальними плитами астеносфера фактично відсутня, хоч вони також підстеляються пластичною речовиною верхньої мантії. Астеносфера відіграє певну роль у формуванні базальтового магматизму океанічних плит та при взаємодії конвективного масообміну мантії з літосферною оболонкою.

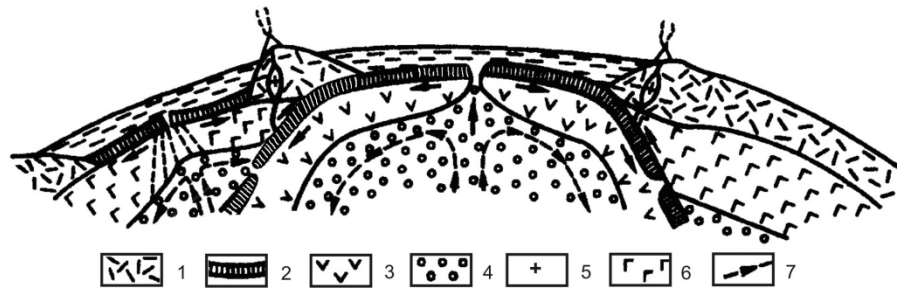


Рис. 3.2. Загальна схема тектоніки плит (за В.Ю. Хаїним, 2003): 1 – континентальна кора, 2 – океанічна кора, 3 – літосферна мантія океанів, 4 – астеносфера, 5 – граніти, 6 – літосферна мантія континентів, 7 – конвективні течії в мантії та напрямки зміщення плит

2. Друге положення тектоніки плит, якому вона і зобов'язана своєю назвою, полягає в тому, що літосфера розділена на обмежене число тектонічно відокремлених плит. Основою для їх виділення і проведення меж між ними слугувало розміщення осередків землетрусів, яке є нерівномірним. Внутрішні частини плит є асейсмічними чи слабо сейсмічними, а головне виділення сейсмічної енергії відбувається на границях між плитами, які за цією ознакою і проводяться.

За даними В.Ю. Хаїна, розрізняють літосферні плити трьох порядків. Найбільші з них – це *мегаплити*: Північно-Американська, Євразійська, Південно-Американська, Африканська, Індо-Австралійська, Антарктична і Тихоокеанська. Самостійність цих плит не викликає сумнівів, але їхні межі не скрізь є чіткими. Це стосується, зокрема, межі між Північно- та Південно-Американськими плитами між Антилською зоною субдукції та протилежним відрізком Серединно-Атлантичного хребта, між Євразійською та Африканською плитами на відрізку між Азорськими островами і Гібралтаром та морем Альборан, особливо між Євразійською та Північно-Американськими плитами в межах Північного Сходу Росії та прилеглих морів. Досить складною є картина потрійного зчленування плит, що відображає крайню нестійкість їх у часі. Прикладом може слугувати зчленування в районі о. Буве в Атлантиці та Родрігес в Індійському океані.

Виділяються плити другого порядку (*мезоплит*): Кокос, Карибська, Наска, Скотія, Аравійська, Філіппінська, Каролінська. Їхній поперечний розмір становить близько 1 000 км. Нещодавно серед плит цього порядку було виділено наступні: Іберійська, Анатолійська, Охотоморська, Амурська, Сомалійська, Берингії.

Плитами третього порядку – *мікроплитами* є плити з розмірами в сотні кілометрів. Це плити в північно-східній частині Тихого океану, біля берегів Канади та США – Горда, Хуан-де-Фука, Експлорер. До плит цього порядку належать також плити, виділені між Індо-Австралійською та Тихоокеанською плитами на північному сході Тихого океану. Такими плитами можуть бути острівні дуги, обмежені або з двох боків зоною субдукції, як Філіппінський архіпелаг, чи з одного боку зоною субдукції, а з другого – віссю задугового



спредингу (Південно-Сандвічева дуга). Мікроплити виділяються також і в районах потрійних зчленувань мега- та мезоплит, наприклад, у районі о. Пасхи, Галапагоських чи Азорських островів.

Окремі з літосферних плит включають у себе як континентальні масиви, так і припаяні до них ділянки океанічної літосфери. Наприклад, в Африканську плиту входить континент Африка та прилеглі до нього східні половини Центральної й Південної Атлантики, західні частини дна Індійського океану, а також прилеглі до континенту ділянки дна Середземного та Червоного морів. Крім плит змішаної континентально-океанічної будови, існують плити, що складаються тільки з океанічної літосфери з океанічною корою на поверхні. До такого типу належать Тихоокеанічна, Наска, Кокос, та Філіппінська плити.

3. *Третє положення тектоніки плит стосується характеру їх взаємних переміщень.* Переміщення літосферних плит відбувається шляхом розходження, зближення чи сковзання одна відносно одної. Відповідно до різних характером деформацій, що виникають по периферії плит, розрізняють три типи границь між ними.

1) **Дивергентний** тип границь. До нього належать границі плит, уздовж яких відбувається *спрединг* літосферних плит з утворенням рифтових зон. В океанах цим границям відповідають гребені серединно-океанічних хребтів: у Північному Льодовитому океані – хребет Гаккеля, Книповича, Мона та Кольбенсей; в Атлантичному – хребет Рейкьянес, Північно-Атлантичний та Африкано-Антарктичний; в Індійському океані – хребет Західно-Індійський, Аравійсько-Індійський, Центрально-Індійський та Австрало-Антарктичне підняття; у Тихому океані – Південно-Тихоокеанічне та Східно-Тихоокеанічне підняття. На континентах до границь такого типу належать Східно-Африканська рифтова зона та Байкальський рифт в Азії.

2). **Конвергентний** тип. До цього типу належать зони підсуву плит (зони *субдукції*), в яких літосферні океанічні плити підсуваються під острівні дуги чи під континентальні окраїни Андійського типу. Цим границям відповідають характерні форми рельєфу: спряжені структури глибоководних жолобів з рядом вулканічних острівних дуг чи високих гірських споруд, якщо підсув відбувається під континенти. Прикладами таких границь в океанах можуть слугувати глибоководні жолоби перед Алеутською, Курило-Камчатською, Японською, Маріанською, Філіппінською острівними дугами, глибоководні жолоби біля підніжжя Нової Британії, Соломоновів островів, островів Нові Гібриди, Тонга-Кермадек, а також біля підніжжя західних узбереж Центральної та Південної Америки в Тихому океані. В Індійському океані це жолоби Андаманських, Великих та Малих Зондських островів. В Атлантичному океані це жолоби Кайман та Пуерто-Рико перед Великими та Малими Антильськими островами в Карибському морі та Південно-Сандвічів жолоб перед однойменними островами в Південній Атлантиці. Зіткнення двох



континентальних плит, зазвичай із деяким підсувом однієї під іншу, називають *колізією*.

3) **Трансформні** границі, вздовж яких відбувається горизонтальне ковзання однієї плити відносно іншої по площині вертикального трансформного розлому. Найбільшими трансформними розломами є: Гіпс, Атлантіс, Віма та Романш в Атлантичному океані; розломи Руен та Амстердам в Індійському океані; розломи Елтанін та Челленджер у Тихому океані. Крім того, у північній половині Тихого океану залишилися сліди відмерлих, але колись гігантських розломів, зміщення за якими відбувалися на сотні кілометрів та навіть до 1 200 км. Це так звані великі розломи дна Тихого океану: Мендосіно, Піонер, Меррей, Молокаї, Кларіон та Кліпертон. Прикладом таких меж на континентах може слугувати розлом Сан-Андреас у Каліфорнії. У рельєфі океанічні трансформні розломи чітко фіксуються спряженими паралельними структурами вузьких хребтів та ложин з крутою загальною стінкою (рис. 3.3).

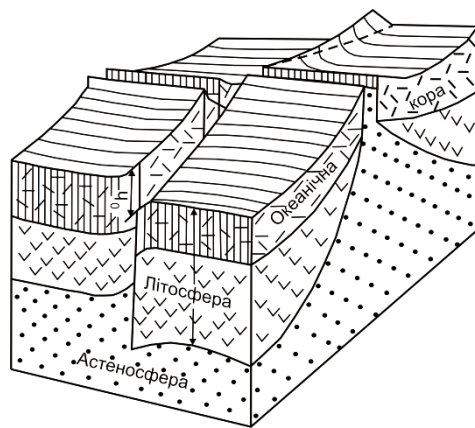


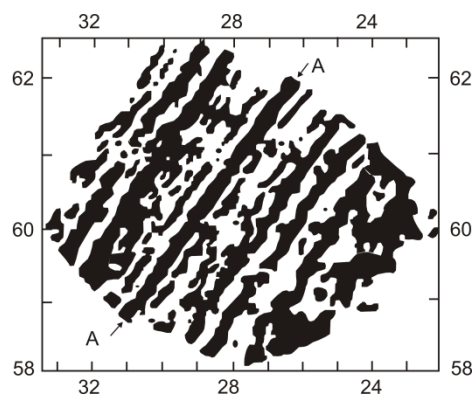
Рис. 3.3. Блок-діаграма трансформного розлому океанічної літосфери  
(за О.Г. Сорохтіним, С.О. Ушаковим, 2002)

Всі границі плит на поверхні Землі сполучаються одна з одною. Особливий інтерес являють собою потрійні сполучення, де сходяться три такі границі, причому ці границі можуть бути різних типів – вісі спредингу, вісі глибоководних жолобів, тобто зони субдукції, трансформні розломи. Найбільш поширеним є сполучення трьох вісей спредингу (в Атлантичному океані в районі о. Буве чи в центрі Індійського океану).

4. Четверте положення тектоніки плит полягає в тому, що горизонтальний рух плит може бути описаний законами сферичної геометрії – теоремою Ейлера, сформульованою ним ще в 1777 р. За цією теоремою в кожний даний момент часу будь-який рух може бути представлений поворотом плити з певною кутовою швидкістю відносно осі, що проходить через центр Землі й деяку точку на її поверхні, що називається полюсом обертання плити. Сітка рифтових та трансформних розломів, що виникають між двома плитами, які розсуваються, завжди орієнтована за меридіанами та широтними колами, проведеними з полюса взаємного обертання плит. З

теорії Ейлера впливає, що швидкість взаємного зміщення двох літосферних плит буде змінюватись з віддаленням від полюса обертання за законом синуса полярного кута даної точки, що відраховується від цього ж полюса обертання плит. У результаті врахування особливостей руху плит теорема Ейлера дозволила за палеомагнітними аномаліями на океанічному дні кількісно розрахувати переміщення всіх літосферних плит по поверхні Землі й будувати палеогеодинамічні реконструкції положення давніх океанів та континентів у минулі геологічні епохи.

Для визначення швидкостей руху літосферних плит зазвичай використовують дані з положення смугастих магнітних аномалій в межах океанічного дна, що звичайно розташовуються паралельно гребеням серединно-океанічних хребтів (рис. 3.4).



**Рис. 3.4. Карта аномалій магнітного поля в районі підводного хребта Рейкьянес у Північній Атлантиці (за Heirtzler et al., 1966): (позитивні аномалії позначено чорним кольором)**

**АА – нульова аномалія рифтової зони**

Походження цих аномалій пов'язується зі здатністю базальтів океанічного дна при застиганні намагнічуватися магнітним полем Землі, запам'ятовуючи тим самим напрямок цього поля в момент їхнього виливу на поверхню океанічного дна. Враховуючи той факт, що магнітне поле Землі з плином часу неодноразово змінювало полярність, англійським вченим Ф. Вайну та Д. Метьюзу вдалося ще в 1963 р. вперше датувати окремі аномалії та показати, що на різних схилах серединно-океанічних хребтів ці аномалії опиняються приблизно симетричними відносно їхніх гребенів. У результаті їм удалося відновити основні закономірності переміщення плит на окремих ділянках океанічної кори в Північній Атлантиці й показати, що океанічне дно приблизно симетрично розсувається від гребенів серединно-океанічних хребтів зі швидкостями в декілька сантиметрів у рік. У подальшому аналогічні дослідження були проведені по всіх акваторіях Світового океану, і встановлено, що з максимальною швидкістю океанічне дно розсувається в південно-східній частині Тихого океану (біля о. Пасхи). У цьому місці щорічно нарощується до 18 см нової океанічної кори. За геологічними масштабами це надто багато, оскільки тільки за 1 млн років таким шляхом формується смуга молодого дна завширшки до 180 км, при цьому на кожному

кілометрі рифтової зони за той же час виливається приблизно 360 км<sup>3</sup> базальтових лав. За розрахунками, проведеними Дж. Мінстером, С.О. Ушаковим, Ю.І. Галушкіним, Австралія віддаляється від Антарктиди зі швидкістю близько 7 см/рік, а Південна Америка від Африки – зі швидкістю близько 4 см/рік. Відсування Північної Америки від Європи відбувається повільніше – 2–2,3 см/рік, Ще повільніше розширяється Червоне море – на 1,5 см/рік. Однак швидкість зіткнення Індії з Азією сягає 5 см/рік, чим пояснюються неотектонічні деформації та ріст гірських систем Гіндукушу, Паміру та Гімалаїв.

Завдяки картуванню систем лінійних магнітних аномалій картину переміщення літосферних плит встановлено певно для останніх 160 млн років. Що ж стосується більш давніх геологічних епох, то відновлення кінематики літосферних плит неможливе з тією ж точністю, оскільки магнітні аномалії більш давнього віку не збереглися. Тому провідним методом таких реконструкцій стає палеомагнітний метод із залученням даних палеокліматології та палеобіогеографії. Завдяки використанню комплексів методів підтверджено існування тектоніки плит для пізнього протерозою та палеозою. Для середньопротерозойського етапу [1,65–1(0,85) млрд років тому] існують лише окремі ознаки присутності офіолітів на крайньому півдні Африки, у Центральній Африці, Південно-Східному Китаї, на Уралі; вулcano-плутонічних поясів – у Скандинавії та Прибайкаллі, півдні Лаврентії та заході Амазонії. Це пов'язано з тим, що в середньому протерозої основна маса континентальної кори становила один чи декілька суперконтинентів, і відповідно кількість океанічних басейнів з осями спредингу та обрамлених зонами субдукції також була обмеженою. За існуючими даними (В.Ю. Хаїн, 2003) встановлено, що тектоніка плит діяла і в ранньому протерозої (2,5–1,65 млрд років), але з деякими відмінами від пізньопротерозойсько-фанерозойської. Ці відміни полягали в малому розмірі плит і відповідно в більшій кількості їх та більшій довжині осей спредингу. За висловом канадського геолога А.М. Гудвіна, це була "тектоніка малих плит". Існують дані про дію тектоніки плит і в археї, однак архейська тектоніка плит ще більше відрізнялася від фанерозойської, ніж ранньопротерозойська. Розмір плит був ще меншим, кількість їх ще більшою, як і довжина осей спредингу, але сам спрединг та передуючий йому рифтинг могли відбуватися в істотно іншій формі, ніж у більш молоді епохи, – рифтинг міг бути пластичним, а спрединг проявлятися в обмежених масштабах і часто в дифузній формі. Цю тектоніку плит називають мультиплитною чи ембріональною.

До 3,5 млрд років тому Земля зазнала доплитно-тектонічного етапу свого розвитку. На ще більш ранній стадії, між 3,9 та 4,2 млрд років тому істотну роль у розвитку верхніх оболонок землі відігравало інтенсивне метеоритне бомбардування, яке й могло визначати локалізацію мантийних струменів, пробиваючи первинну, ймовірно, в основному базальтову кору.

Таким чином, розвиток верхніх оболонок Землі відбувався на доплитно-тектонічній стадії від магматичного океану через метеоритні кратери, гарячі точки, континентальні рифти, а на плитно-тектонічній – від ембріональної мультиплитної тектоніки пізнього архею через тектоніку малих плит раннього протерозою до повномасштабної тектоніки плит пізнього протерозою-фанерозою.

5. *П'яте положення тектоніки плит стверджує, що площа океанічної кори, яка поглинається в зонах субдукції, є рівною площі кори, що нарощується у зонах спредингу.* Таким чином, субдукція компенсує спрединг, тому загальна поверхня Землі, її об'єм та радіус можуть залишатись незмінними.

6. *Шосте положення тектоніки плит вбачає основну причину руху плит у мантийній конвекції.* Схема мантийної конвекції полягає в тому, що під серединно-океанічними хребтами розташовуються висхідні гілки конвективних чарунок, під зонами субдукції – нисхідні, а в проміжках між хребтами і жолобами, під абісальними рівнинами і континентами – горизонтальні відрізки цих чарунок.

В наш час безпосереднє волочіння літосферних плит астеносферною течією внаслідок в'язкого зчеплення між літосферою і астеносферою (mantle drag) не вважається єдиною силою, що рухає плити, оскільки в'язкість літосфери і астеносфери істотно відрізняється. Значна роль належить двом іншим силам – відштовхуванню літосферних плит від вісей серединних хребтів під впливом гравітації (ridge push) внаслідок їх значного перевищення над абісальними рівнинами, а також затягуванню до зон субдукції (slab pull) внаслідок того, що зріла океанічна літосфера виявляється важчою астеносфері, в яку вона занурюється.

У природі відбувається неодноразовий перехід горизонтальних рухів у вертикальні та навпаки. Наприклад, розтягнення у горизонтальному плані породжує опускання, горизонтальний стиск – зминання шарів у складки та їх піднесення. Вигин шарів супроводжується розтягненням та опусканням.

Тектонічні рухи земної кори породжують напруження у товщах гірських порід, що приводить до їх деформацій. (Деформація це - зміна форми та розміру тіла під дією напруги.)

Деформація гірських порід може бути пружною, крихкою та пластичною.

Пружність – це міра опору речовини. Якщо межа пружності не перейдена, деформація є пружною і форма тіла відновлюється після зняття напруження. При різкому та сильному підвищенні напружень гірська порода швидко досягає межі пружності та після цього зазнає *крихкого руйнування*. Якщо напруження зростає повільно, але досягає значної величини, порода переходить у пластичний стан, тобто відбувається *пластична деформація*.

Деформації призводять до порушення первинного залягання порід, які первинно мають горизонтальне положення. Порооди зминаються у складки, розколюються тріщинами, розривами та розломами зі зміщенням блоків. Складки, тріщини, розриви та розломи називаються *тектонічними дислокаціями*.

Таким чином, рухи земної кори, викликані глибинними процесами, називаються тектонічними рухами, деформації кори – тектонічними деформаціями, дислокації кори – тектонічними дислокаціями.

(Деформації – це процес, дислокації – результат цього процесу.)

Тектонічні дислокації прийнято розділяти на два головних типи: *складчасті* або *плікративні* та *розривні* або *диз'юнктивні дислокації*.

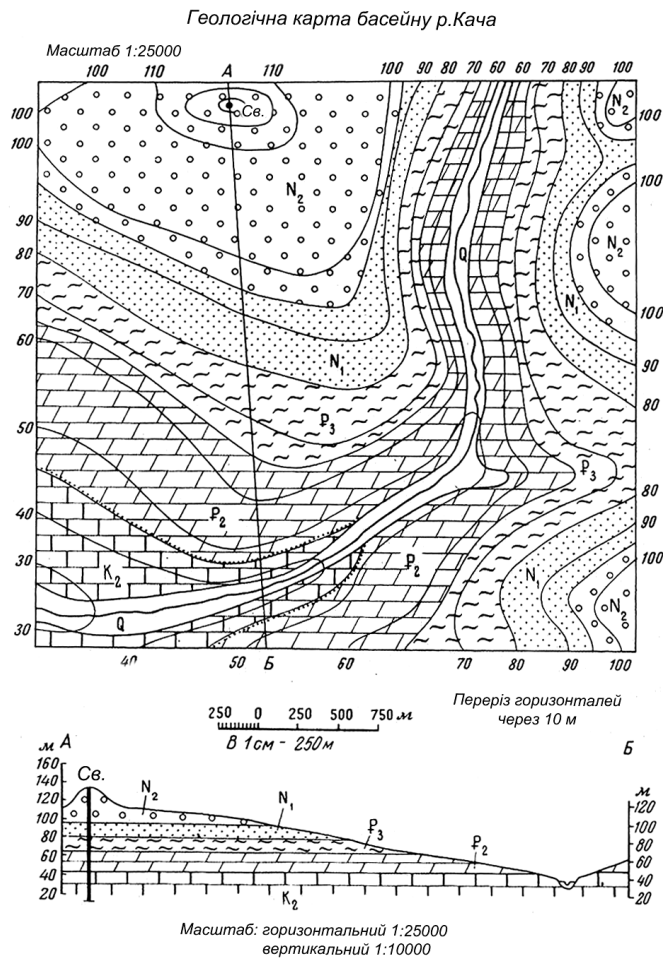
#### **Складчасті порушення.**

Накопичення осадків відбувається, як правило, на дні морських або прісноводних басейнів, яке у більшості випадків представляє собою поверхню, близьку до горизонтальної. Кожна порція осадку, що випала на цю поверхню, залягає на ній у вигляді більш-менш протяжного шару. Тому спочатку шари гірських порід мають горизонтальне залягання. На геологічній карті границі таких шарів при виході їх на денну поверхню збігаються з топографічними горизонталями чи проходять між ними. При цьому на підвищених ділянках рельєфу спостерігаються більш молоді породи, а в ярах, долинах, зниженнях рельєфу – розташовуються більш древні відклади (рис. 3.5).

Але у природі так буває далеко не завжди. У багатьох випадках, особливо в гірських районах, ми зустрічаємося з порушенням залягання шарів осадових порід. Вони нахилені більш-менш круто, чи вигнуті, чи навіть розірвані. Часом зустрічаються товщі із шарами, що залягають вертикально.

Зміни у первинному заляганні шаруватих товщ, називаються тектонічними порушеннями (чи тектонічними дислокаціями). Серед них розрізняють головні форми: нахилені шари, складчасті порушення і розривні порушення.

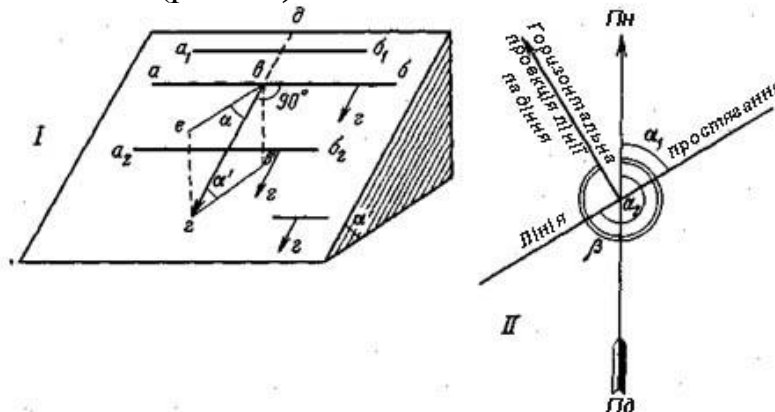
**Нахилене залягання** – найпростіший вид тектонічного порушення. Випадком нахиленого залягання є *моноклінальне залягання*. Монокліналь – це самостійна тектонічна структура, у межах якої шари мають нахил в одному напрямку і постійний кут падіння. Прикладом такого залягання може бути залягання відкладів крейдового та палеогенового віку Гірського Криму, де шари нахилені на захід – північний захід з кутами падіння 5-10°.



**Рис. 3.5. Геологічна карта та геологічний розріз району з породами, що залягають горизонтально**

### Елементи залягання шару.

Для точного визначення характеристики геологічної структури треба мати уяву про положення шарів у просторі відносно сторін горизонту та відносно горизонтальної поверхні. Для цього введено поняття про *елементи залягання* шару (чи іншої нахиленої поверхні – поверхні зсуву, насуву, стінки тріщин, жил, інтрузивних тіл та ін.). Елементами залягання є *простягання, падіння та кут падіння* (рис.3.6).



**Рис. 3.6. Елементи залягання шару**



*Простягання шару* – це напрям поширення шару на поверхні землі. Воно визначається лінією простягання.

*Лінія простягання шару* – це лінія перетинання підосви чи покрівлі шару з горизонтальною площиною. Таких ліній на поверхні шару можна провести безліч.

*Азимут лінії простягання* – кут у горизонтальній площині, якій відраховують від напрямку на північ.

*Падіння шару* визначається двома показниками: напрямком падіння та кутом падіння.

**Напрямок падіння характеризується орієнтуванням його лінії падіння по відношенню до сторін горизонту та визначається азимутом лінії падіння.**

*Лінія падіння* – це лінія найбільшого нахилу покрівлі шару (по якому буде текти вода). Вона буде лежати на поверхні нашарування, направлена у бік нахилу шару та перпендикулярна лінії простягання.

*Азимут лінії падіння* – це кут між північним напрямком та горизонтальною проекцією лінії падіння.

*Кут падіння* – це кут між площиною нашарування та горизонтальною площиною. Кут змінюється від 0 (при горизонтальному заляганні) до 90 градусів (при вертикальному заляганні).

Положення шару в просторі визначається цілком однозначно, якщо дане положення лінії падіння, тобто азимут лінії падіння і кут падіння.

Зручним інструментом при визначенні елементів залягання шару чи складки служить гірничий компас.

Тектонічні напруження в земній корі приводять до деформацій горизонтально залягаючих шарів та утворенні **складок** - хвилеподібних вигинів шарів гірських порід (рис. 3.7), які і є основним вираженням в природі плікативних порушень.

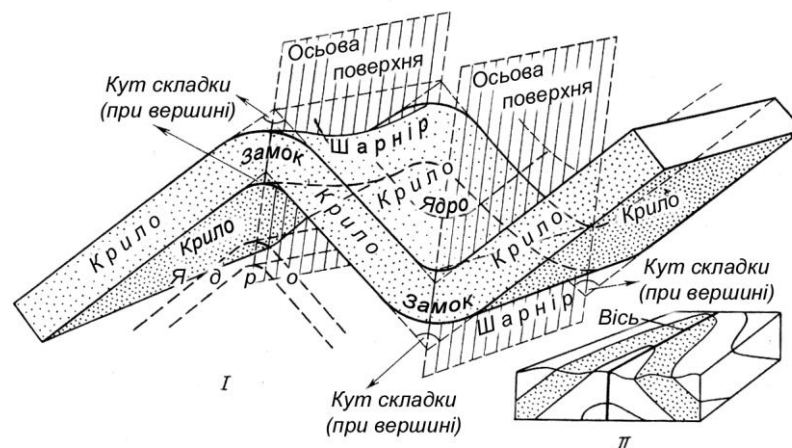


Рис. 3.7. Схематичне зображення двох суміжних складок з показом їх елементів (I), осьова поверхня та вісь складки на плані та в розрізі (II)

В складках виділяють основні елементи:

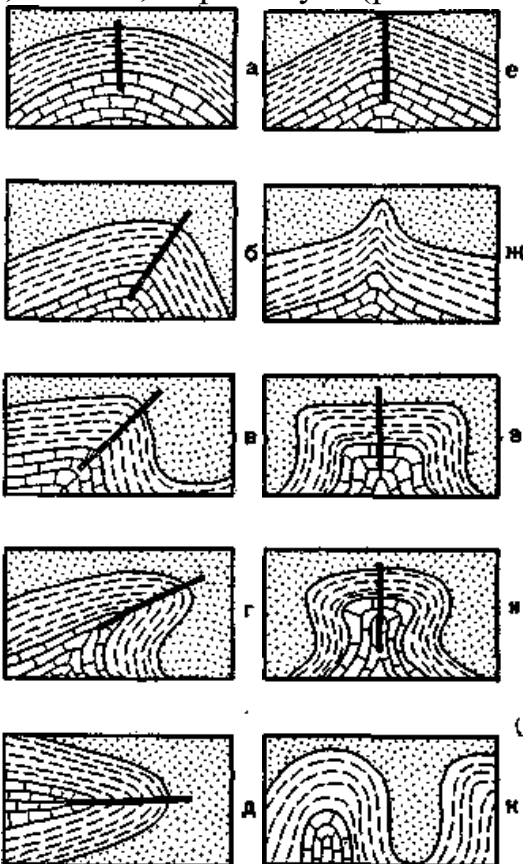
- *крила* – бокові частини складки;



- *замок* – ділянка перегину чи переходу одного крилу в інше;
- *ядро* – внутрішня частина складки, що знаходиться між її крилами і замком;
- *кут при вершині* – утворений продовженням крил до їх перетину;
- *осьова площина* – поверхня рівновіддалена від крил складки (ділить кут при вершині навпіл);
- *шарнір складки* – лінія перетину осьової поверхні з підшвою або покрівлею шару. Шарніри складок можуть здійснюватися, занурюватись – (*ундуляція*); згинатись та розгалужуватись – (*віргація*);
- *вісь складки* – лінія перетинання осьової поверхні з горизонтальною площиною.

Складки, в ядрі яких знаходяться більш молоді породи ніж на крилах називаються *синклінальними*. Складки, в ядрі яких залягають більш давні породи ніж на крилах називаються *антиклінальними*. У вертикальному розрізі не перекинуті синклінальні складки вигнуті униз, антиклінальні увігнуті нагору. Для визначення типу складок на геологічних картах, необхідно звернути увагу на вік порід в ядрі та на крилах.

За характером нахилу осьової площини розрізняють складки прямі, косі, лежачі, перекинуті (рис.3.8а-д).



За характером нахилу осьової поверхні:

- а* – пряма,
- б* – коса,
- в* – флексура,
- г* – перекинута,
- д* – лежача,

за формою замка:

- е* – гострокутна,
- ж* – гребенеподібна,
- з* – коробчаста,
- и* – віялоподібна,
- к* – ізоклінальна (аркоподібна)

Рис. 3.8. Форми складок за нахилом осьової поверхні і формою замка

*Пряма (симетрична)* складка – її осьова площина вертикальна. *Коса (похила)* складка – її осьова площина нахилена, крила падають у протилежних напрямках і під різними кутами. *Флексура* – складка у вигляді колінчатого вигину шарів. *Перекинута* складка: осьова площина нахилена, обидва крила падають у ту саму сторону. *Лежача* складка: осьова площина горизонтальна, крила також близькі до горизонтального положення та одне з них перевернене.

За формою замка складки бувають дуже різноманітні (рис. 3.8е-к). Зустрічаються гострокутні, гребенеподібні, коробчаті, чи скринеподібні, віялоподібні складки, ізоклінальні (осьова поверхня паралельна крилам складки).

На геологічних картах у плані розрізняють складки по співвідношенню їх довжини і ширини. Складки бувають: *лінійні* – складки, у яких довжина набагато перевершує ширину, вони зазвичай простираються на великій відстані паралельно одна одній, *брахіформні складки (брахіскладки)* – складки, у яких відношення ширини до довжини 1:3 і більше, *ізометричні складки* – складки, у яких відношення ширини до довжини приблизно дорівнює 1:1 (рис. 3.9).

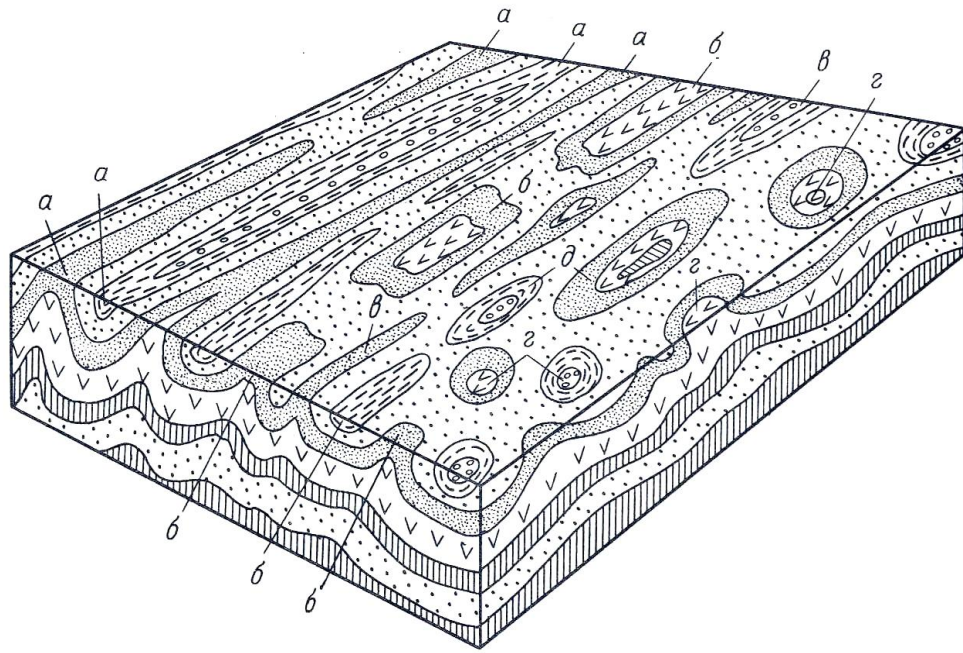


Рис. 3.9. Форми різних складок на геологічній карті та в розрізі: а – лінійні, б, в, д – брахіформні, г – ізометричні

Великі антиклінальні та синклінальні структури складчастих областей, ускладнені на крилах складками другого і третього порядків, називаються *антикліноріями* (рис. 3.10, а) і *синкліноріями* (рис. 3. 10, б).

Великі складчасті структури на платформах у вигляді великих плоских прогинів, складених товщами порід, що незгідно залягають на древній складчастій основі, називаються *синеклізами* (рис. 3. 10, г), а форми великих

склепінь у плащі платформ, утворених також товщами порід, що незгідно залягають на фундаменті, називаються *антекклізами* (рис. 3. 10, в).

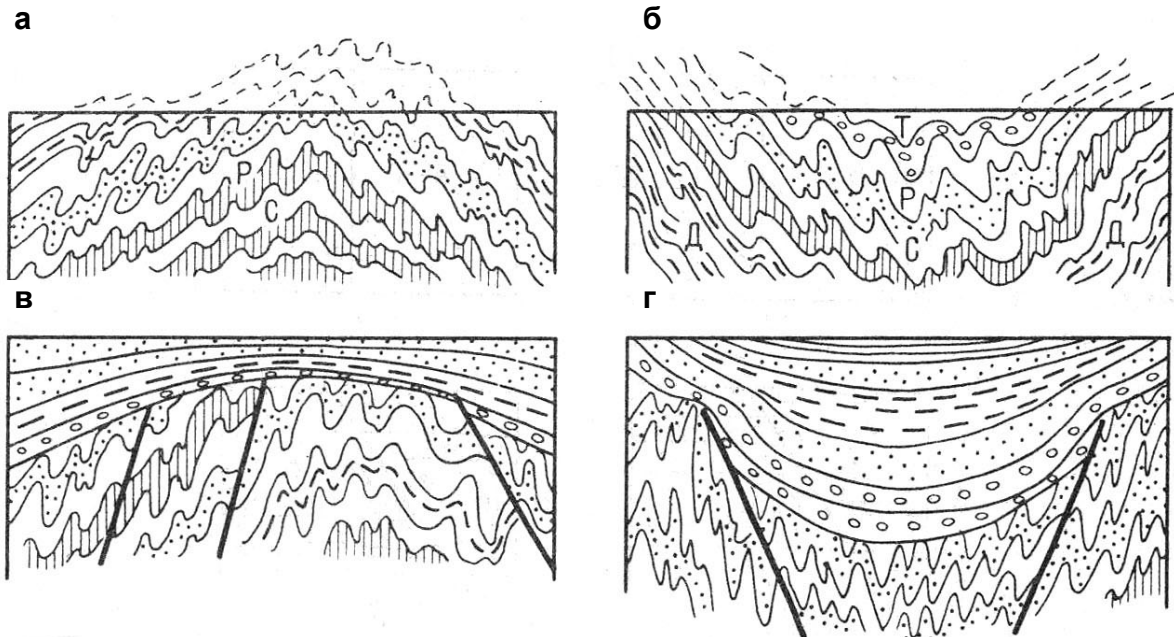


Рис. 3.10. Крупні складчасті форми: а – антиклінорії, б – синклінорії, в – антекклізи, г – синеклізи

### Розривні порушення.

Серед *розривних (диз'юнктивних) дислокацій* розрізняють два підтипи: *тріщини* – розриви без зсуву розділених ними блоків і *розриви зі зміщенням* або *тектонічні розриви (розломи)*.

Тектонічний розрив являє собою розрив цілісності гірських порід. Це тріщина, по якій один блок змістився відносно іншого. В будь-якому розривному порушенні виділяється площина розриву або *зміщувач* і *крила* розриву. Останні представляють собою блоки порід по обидва блоки зміщувача, які підлягали переміщенню. Крило або блок, який знаходиться вище площини розриву, називається *висячим*, а нижче – *лежачим*. Важливим параметром розриву є його *амплітуда*, тобто відстань від підшови або покрівлі пласта в лежачому крилі до підшови або покрівлі того ж пласта в висячому крилі по площині розриву (рис. 3.11).

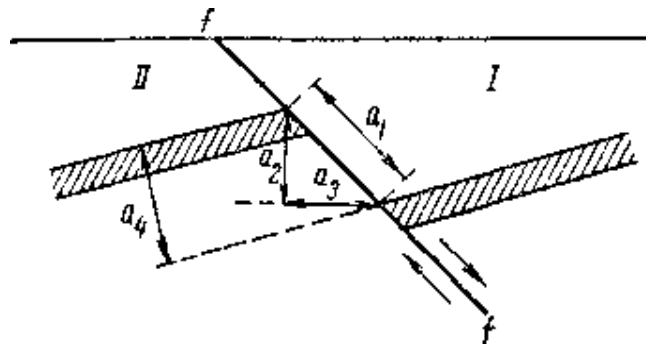


Рис. 3.11. Геометричні елементи скиду:  $a$  - амплітуда,  $a_1$  - справжня,  $a_2$  - вертикальна,  $a_3$  - горизонтальна,  $a_4$  - стратиграфічна, I - висяче крило, II - лежаче крило, ff - поверхня скиду чи зміщувач.



Серед безлічі різних форм тектонічних розривів можна виділити основні, що зустрічаються найбільше часто: скиди, підкиди чи насуви і тектонічні зсуви (рис. 3.12).

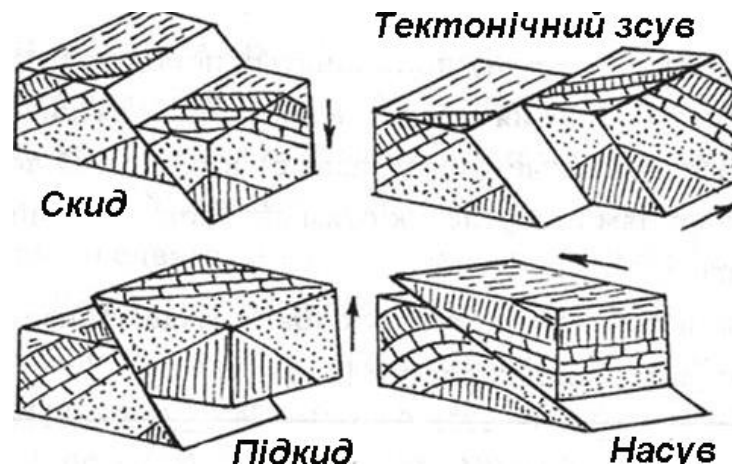


Рис. 3.12. Форми тектонічних розривів

**Скиди** – порушення, у якому зміщувач (поверхня розриву) нахилений у бік розташування опущеного крила (блока опущених порід). За кутом нахилу зміщувача розрізняють пологі (з кутом падіння зміщувача від 30 до 45°), круті (з кутом падіння зміщувача від 45 до 80°) і вертикальні (з кутом падіння зміщувача від 80 до 90°), скиди. У зоні скиду блок земної кори подовжується на величину  $a_z$  (горизонтальна амплітуда) (рис.3.8). Отже, скиди потрібно вважати деформацією розтягання.

**Підкиди** – порушення, у якому зміщувач (поверхня розриву) нахилений у бік розташування піднятого крила (блока піднятих порід). Найчастіше кут падіння зміщувача коливається біля 45°. Як що кут падіння є меншим ніж 45°, то говорять про **насуви**. У зоні підкиду блок земної кори скорочується на величину  $a_z$  (горизонтальна амплітуда). Отже, підкид потрібно вважати деформацією стиснення земної кори.

Тектонічні порушення, здебільшого, утворюють цілі системи (рис. 3.13). Скиди, розташовуючись паралельно, часто формують східчасті структури (рис. 3.13.а), в яких кожний наступний блок опущений нижче по відношенню до попереднього. Східчасті скиди вздовж **лістричних розломів** показані на рис. 3.13.г. **Лістричні розломи** – вид скидів, які в своїй верхній частині нахилені до горизонту під кутом до 60 градусів та на глибині стають більш пологими, при цьому їх поверхні зміщення зливаються в загальну.

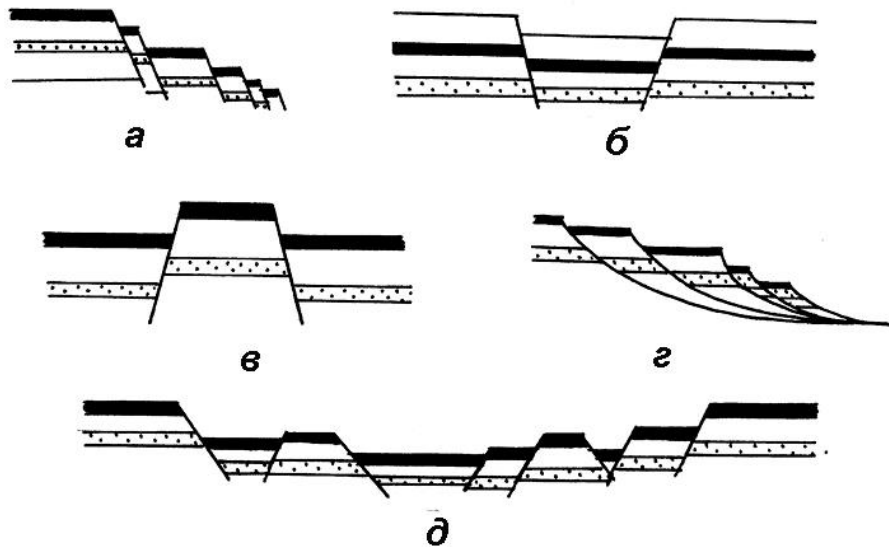


Рис. 3.13. Структури, створені сполученням тектонічних розривів: а – східчасті скиди, б – грабен, в – горст, г – лістричні скиди, д – грабени і горсті в складному рифті

В умовах розтягнення нерідко утворюються зустрічні скиди і тоді центральна частина структури зазнає опускання. Така структура називається *грабеном* (рис. 3.13.б). Западини Байкалу і Червоного моря, долина Рейну (ФРН), долина Салгіру (Крим), западини Східно-Африканських озер являють собою такі грабени.

Великі грабени та їх системи, які простягаються на сотні та тисячі кілометрів, мають ширину у десятки та глибину у декілька кілометрів, називаються *рифтами* та *рифтовими системами* (рис. 3.13.д). Прикладом можуть бути Байкальський рифт, Східно-Африканський рифт та інші. Рифти зустрічаються ні тільки на континентах, а також в океанах, як елементи серединно-океанічних хребтів.

Якщо центральна частина структури, є – піднятою, то вона називається *горстом* (рис. 3.13.в).

Особливо великі горизонтальні переміщення при утворенні насувів з майже горизонтальною, іноді хвилястою поверхнею, називаються *тектонічними покривами* або *шарьяжами*. (рис. 3.14). Горизонтальне перекриття одних шарів іншими в результаті утворення шарьяжу може сягати десятків, іноді перших сотень кілометрів. Тіло шарьяжу називається *алохтоном*. Воно представляє пластину товщиною в кілька сотень метрів чи перші кілометри, що перекриває ложе шарьяжу, чи *автохтон*.

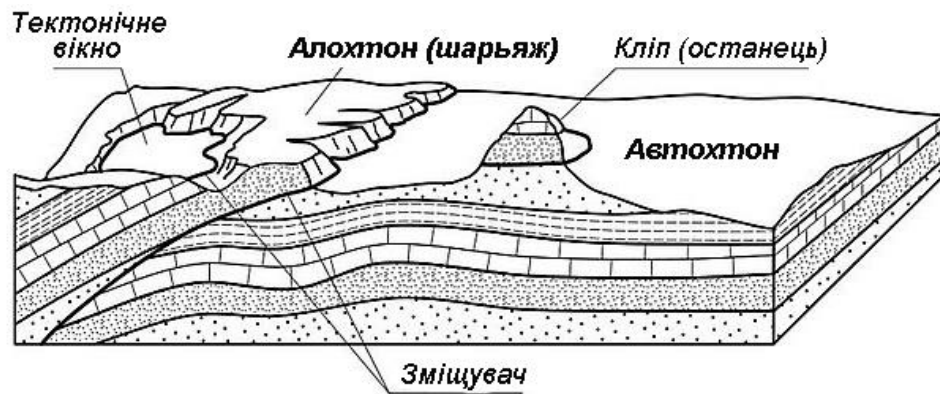


Рис. 3.14. Схема будови шарьяжу

Шари алохтону можуть залягати майже горизонтально чи бути зім'ятими в складки. Автохтон може бути відкритий, відслонюватися з-під алохтону в глибоких долинах чи у розмитих ядрах антиклінальних складок алохтону. Такі ділянки називаються *тектонічними вікнами*. Нерідко алохтон буває розмитим. Від нього залишаються лише окремі останці, що зазвичай зберігаються на вершинах височин. Вони називаються *кліпами*.

Насуви та шарьяжі поширені у межах складчастих систем, наприклад Карпат, Кавказу, Уралу й інших місцях. Вони утворюються приблизно одночасно зі складками в умовах горизонтального стиску. На більш пізніх стадіях розвитку складчастих систем їхня будова ускладнюється скидами і тектонічними зсувами. *Тектонічні зсуви* – це тектонічні розриви з переміщенням крил, в основному, у горизонтальному напрямку, уздовж простягання поверхні розриву. Вони орієнтовані, як правило, під кутом до напрямку тектонічних сил, що діяли, і має круту чи вертикальну площину зсуву.

Площини зміщення тектонічних розривів виражені по-різному в залежності від складу та фізико-механичних властивостей порід. Часто площини зміщення мають рівну, блискучу поверхню. Тоді їх називають *дзеркалами ковзання*. На дзеркалах нерідко видні горизонтальні та косі штрихи, борозни. Вони дозволяють визначити напрямок зміщення.

В інших випадках породи в зоні розриву зазнали дроблення і перетворилися в *тектонічну брекчію* або *глину тертя*. Брекчія заповнює тріщину розриву і являє собою скупчення подрібнених уламків порід, зцементованих яким-небудь вторинним мінералом – кальцитом, окислами заліза, кремнеземом.

Тверді породи іноді виявляються перетертими до стану борошна. Таке місиво називається *мілонітом*. Нерідко м'які породи перетерті до стану глини чи алевроліту й у цю масу включені кутасті брили різного розміру. Такі утворення називаються *тектонічним меланжем* і часто залягають у підшві шарьяжів.

Розривні порушення всіх типів можуть утворюватись одночасно з осадконагромадженням – *консидементаційні*, або після накопичення відкладів – *постседиментаційні*.

### **Полюві ознаки розривних порушень.**

Тектонічні розриви далеко не завжди виявляються з повною ясністю. Лінія розриву, тобто вихід поверхні розриву на поверхню землі, часто буває закрита рослинністю, не виражена в рельєфі. За якими ж ознаками можна знайти розрив у полі? На існування в даному місці тектонічного розриву вказують такі ознаки:

1. Зіткнення товщ різного віку, що контактують по розриву.  
При цьому потрібно при цьому відрізнити тектонічний розрив від трансгресивного залягання.
2. Відмінності в елементах залягання в крилах, що контактують по розриву.
3. Наявність зміщувача, який виявляється по дзеркалах ковзання (тертя), брекчії тертя (подрібнена порода, що заповнює порожнину розриву). Зміщувач часто заповнений вторинними мінералами (кальцит, оксиди заліза, крем'янисті мінерали тощо).
4. Відображення розриву в рельєфі поверхні землі. Часто можна відзначити наявність уступу, що відповідає піднятому крилу.
5. Наявність ескарпу (відкритої тріщини або уступу), що виник на очах людини в результаті землетрусу. Це свідчення молодості розриву. У 1906 р під час землетрусу в Каліфорнії розрив досягав декількох десятків метрів. У 1891 р в Японії зміщення по розриву в вертикальному напрямку склали кілька метрів поперек долини.
6. Виходи ключів, джерел, гарячих вод, що простягаються уздовж якої-небудь однієї лінії – лінії розриву.
7. Наявність різко виражених гравітаційних (магнітних аномалій) лінійної конфігурації або різких перепадів (високих градієнтів) геофізичних полів.

При вивченні тектонічних порушень, як складчастих, так і розривних, дуже зручно користуватися аерофото- та космознімками. На знімках лінії розривів чітко виявляються навіть у таких умовах, коли безпосередні наземні спостереження нічого не фіксують.

На місцевості в плані іноді буває важко визначити, який із блоків є опущеним, а який піднятим. Існує правило: *на піднятому крилі на поверхню виходять більш давні породи та межують скрізь лінію розриву з більш молодими породами опущеного крила*.

**Глибинні розломи.** Глибинні розломи відрізняються насамперед масштабами: це розриви довжиною в сотні, а іноді і тисячі кілометрів, на десятки чи сотні кілометрів вони протягаються також у глибину Землі. Для них характерна виразна витриманість по простяганню, часто вони, незважаючи на свою довжину, майже прямолінійні.



Глибинні розломи характеризуються значною тривалістю існування; уздовж їхніх поверхонь дотикаються великі блоки земної кори з різною будовою та історією розвитку. Як приклад можна привести глибинний розлом, що проходить з північного заходу на південний схід через складчасті споруди Північного Тянь-Шаню (на північному заході він називається Терскей-Карараускім, на південному сході - таласские-Ферганським). Цей розлом існує з силуру до теперішнього часу, з ним пов'язано сильний землетрус 2 листопада 1946 року - Чаткальського. Рухи по розлому в різний час міняли свій знак. Глибина його не менше 100 км; зараз руху по ньому відбуваються в горизонтальному напрямку. Інший приклад - розлом Сан-Андреас в Каліфорнії.

Глибинний розлом може бути виражений цілою системою звичайних розривних порушень; флексур, знаходить відображення і в рельєфі підосви кори; ланцюжком магматичних порід, що проникали з нього на поверхню Землі; розташуванням аномалій сили тяжіння, по конфігурації магнітних аномалій. У загальному вигляді під глибинним розломом слід розуміти протяжну, але вузьку зону інтенсивних деформацій, причому власне розривне порушення супроводжується й іншими проявами диференційованих рухів сусідніх блоків кори, розділених глибинним розломом.

### **Незгідності.**

Можливі два випадку співвідношення шаруватих товщ.

В першому – кожна вищезалягаюча товща без будь яких слідів в перерви у накопиченні осадків налягає паралельно на товщу, що залягає нижче. Таке залягання називають *згідним*.

В другому випадку між вище залягаючою товщею та товщею, що її підстилає, стратиграфічна послідовність в осадконакопиченні переривається (між відкладами обох серій осадків була перерва, що відповідає континентальним умовам). Говорять *про незгідне залягання шарів*.

У геологічних розрізах необхідно розрізняти такі види незгідності (рис. 3.15):

а) *паралельна незгідність*, коли на горизонтальну розмиту поверхню шару налягає горизонтально молодша товща (рис. 3.15.а).

б) *схована незгідність*, коли молодші породи залягають на старіші зруйновані, але перехід одного шару в іншій ніби поступовий (рис. 3.15.а).

в) *кутова незгідність* (рис. 3.15в).

Особливий інтерес представляє випадок власне кутової незгідності. Тут процес формування такого роду незгідності зрозумілий і його можна представити у вигляді послідовного ряду таких подій:

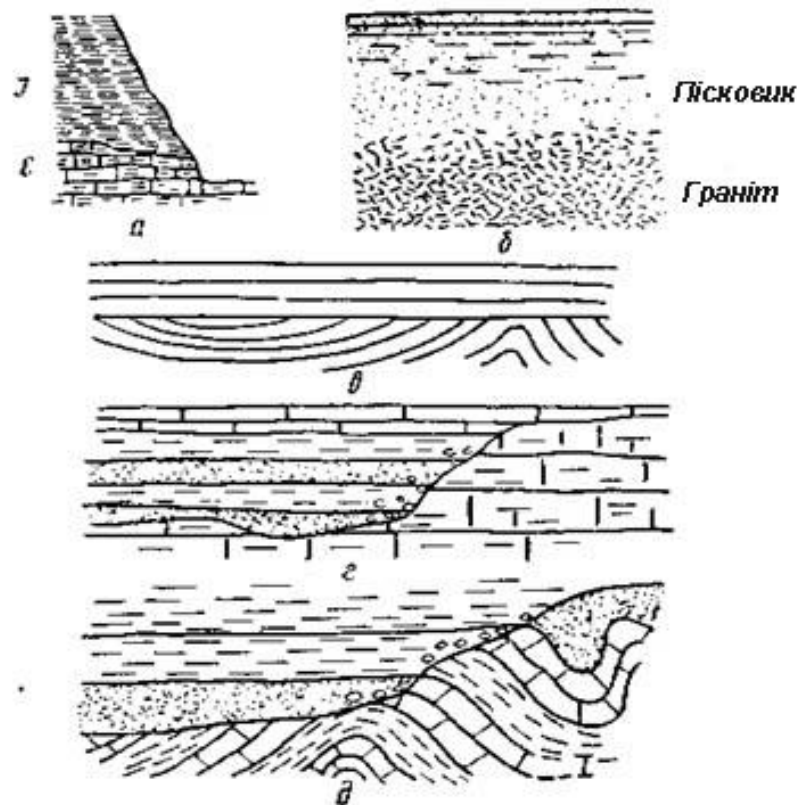


Рис. 3.15. Приклади незгідностей різних типів: *а* – паралельна незгідність; *б* – схована незгідність; *в* – кутова незгідність; *г* – рівнобіжне прилягання; *д* – незгідне прилягання

1. відкладення товщі;
2. зминання товщі;
3. вихід дислокованих порід з-під рівня моря;
4. розмив порід до деякого рівня з утворенням вирівняної поверхні;
5. занурення ділянки і трансгресія моря;
6. новий етап накопичення осадків молодшої товщі, що лягають у вигляді горизонтальних шарів на зім'ятих шарах давньої товщі;
7. підняття ділянки, регресія моря, розмивання відкладів, що накопичилися, та розкриття відслонення.

г) *паралельні* та д) *незгідні прилягання* зустрічаються тоді, коли поверхня, на яку відкладалися інші шари, була не рівна. Молодший шар спочатку заповнює пониження давньої поверхні, а потім перекриває її.

Якщо шари, що залягають незгідно, виклинюються, то слід розрізняти зміну фацій: коли грубий матеріал заміщується більш тонкозернистим, то залягання буде *трансгресивним*, тобто море наступало на сушу (рис. 3.16.І). Навпаки, зміна тонкозернистих відкладів грубозернистими свідчить про відступ моря, і цей вид незгідного залягання шарів називається *регресивним* (рис. 3.16.ІІ).

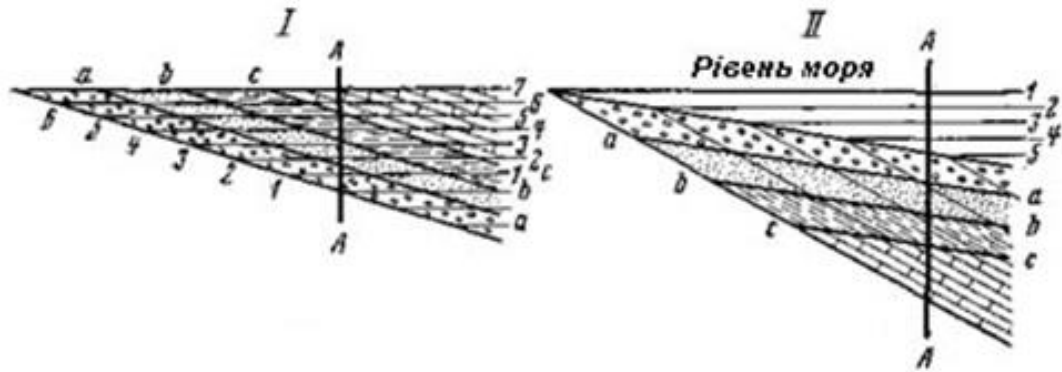


Рис. 3.13. Зміщення фаціальних зон за рухом берегової лінії при трансгресії (I), при регресії (II): *a, b, c* – границі фації; *1-7* – границі моря; *A-A* – лінія вертикального розрізу.

**Запитання для самоконтролю:**

11. Назвіть основні положення теорії «Тектоніки літосферних плит».
12. В чому полягає механізм руху літосферних плит.
13. Які існують типи границь літосферних плит?
14. Які типи тектонічних рухів є на Землі?
15. Назвіть основні типи розломів.
16. Що таке незгідність?

## РОЗДІЛ 4. МАГМАТИЗМ

Магматизм - складний геологічний процес, під час якого в земних надрах утворюється магма та відбувається її переміщення до земної поверхні з подальшим утворенням з неї магматичних гірських порід. Магма – це флюїдно-силікатний розплав, що утворюється при визначних параметрах тиску та температури в земних надрах. Питання про кількість первинних магм остаточно не вирішений, але вважається існування двох первинних магм – базальтової (основної) та гранітної (кислої) магм. Первинні базальтові магми утворюються у верхній мантії в астеносфері, мають високу температуру (до 1600-1800<sup>0</sup>С в момент зародження), низький вміст кремнезему, низьку в'язкість та високу рухливість. Первинні гранітні магми, що виникли за рахунок плавлення речовини верхньої континентальної кори, утворюються при температурі 700-600<sup>0</sup>С, вони максимально насичені кремнеземом, мають найбільшу в'язкість. У багатьох випадках магма не досягає поверхні Землі, зупиняється та застигає на різних горизонтах. Такий тип магматизму носить назву *інтрузивного*. У випадку, коли магма піднімається до поверхні Землі та виливається у вигляді лави, говорять про *ефузивний магматизм*. Процес, пов'язаний з виверженням на поверхню землі твердих, рідких та газоподібних продуктів виверження, носить загальну назву *вулканізм*.

### 4.1. Інтрузивний магматизм

В процесі інтрузивного магматизму в надрах Землі утворюються магматичні тіла, складені продуктами кристалізації магми.

Склад розплаву та мінералів, що кристалізуються з нього визначаються температурою і тиском, що в свою чергу залежать від глибини зародження магми. Магми, що виникають за рахунок плавлення мантійних порід, як і самі ці породи, збагачені основними оксидами - FeO, MgO, CaO, тому такі магми мають ультраосновний і основний склад. При їх кристалізації утворюються, відповідно, ультраосновні і основні магматичні породи. Магми, що виникають під час плавлення порід земної кори, збідненого основними оксидами, але різко збагаченою кремнеземом (типовим кислотним оксидом), мають кислий склад; при їх кристалізації утворюються кислі породи.

Однак первинні магми в ході еволюції часто зазнають суттєвих змін складу, пов'язані з процесами кристалізації диференціації, ликвации і гібрідізма, що породжує різноманіття магматичних гірських порід.

Породоутворюючі мінерали кристалізуються з магматичного розплаву не одночасно, а у визначному порядку: спочатку тугоплавкі, а потім легкоплавкі. Канадський петрограф Норман Леві Боуен експериментальними роботами визначив порядок кристалізації різних мінералів з магматичного розплаву. Ця послідовність носить назву *реакційного ряду Боуена* (рис.4.1):

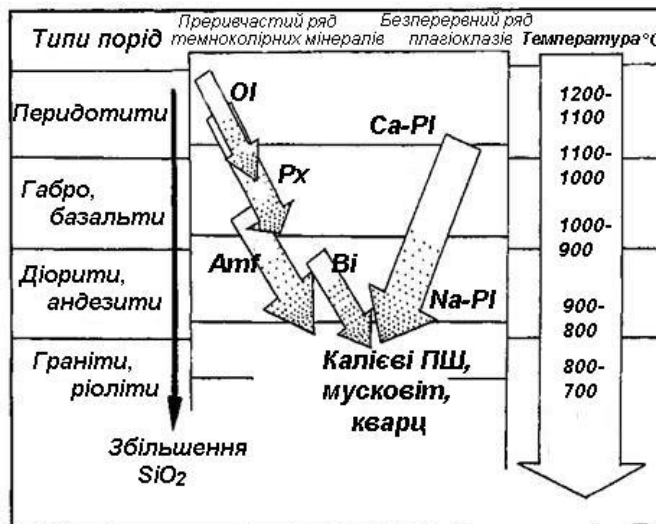


Рис.4.1. Реакційний ряд Боуена - послідовності кристалізації мінералів з магми

Першими з розплаву виділяються олівіни і піроксени. Маючи велику, більшу ніж залишковий розплав густину, вони осідають на дно магматичної камери (якщо в'язкість магми не дуже велика), що перешкоджає їхній подальшій реакції з розплавом. В такому випадку залишковий розплав буде відрізнятися за хімічним складом від первинного (частина елементів увійшла до складу мінералів) і збагачується леткими компонентами (вони не входять до складу мінералів ранньої кристалізації). Отже, мінерали ранньої кристалізації в такому випадку утворюють ультраосновні гірські породи. Потім, з решти магми починають кристалізуватися амфіболи та основні плагіоклази (лабрадор та анортит), утворюються основні породи, такі як габро та анортозити. При сприятливих умовах диференціація може привести до виділення невеликого обсягу кислого розплаву з первинної основної магми, коли остаточний розплав залишається більш кислим (або лужним) та збагаченим на леткі компоненти. На останніх стадіях з нього може кристалізуватися кварц, кислі плагіоклази (альбіт та олігоклаз), калієві польові шпати (мікроклін та ортоклаз), мусковіт, біотит. Такий процес називається *кристалізаційно-гравітаційною диференціацією магми*.

Процес диференціації магми може відбуватися на великих глибинах в магматичному осередку, так і у верхніх частинах земної кори у магматичній камері. В результаті диференціації в магматичному осередку у верхні горизонти кори проникають вже готові диференціати первинної магми, при застиганні яких утворюються окремі масиви порід різного складу. Диференціація в магматичній камері приводить до формування розшарованих масивів, основність яких зменшується знизу вгору. Її нижня частина набуває ультраосновного складу, а верхня – основного.

З останньою стадією диференціації пов'язаний пегматитовий, та гідротермальні процеси.

*Пегматитовий процес* призводить до формування крупнокристалічних гірських порід – пегматитів у вигляді жил, гнізд, лінз у породах, що їх вміщують. Найчастіше пегматити складаються з кварцу, калієвого польового

шпату, біотиту, мусковіту, амфіболів. *Гідротермальний процес* пов'язаний з проникненням у тріщини вміщуючих порід гарячих водних розчинів з наступним утворенням так званих гідротермальних жил.

Одним з процесів диференціації є *ліквація*, тобто поділ гарячого материнського розплаву при зниженні температури на дві рідини, що не змішуються. Зазвичай при цьому одна з рідин збагачена кремнеземом, лугами, леткими компонентами та є більш легкою. Вона займає верхню частину магматичної камери, а інша, збіднена цими компонентами, занурюється в нижню частину. Крім того, має місце *гібридизм* – процес змішування різних за складом магми або поглинання магмою та неповну переробку речовини порід, що її вміщують. Взаємодіючи з породами та перероблюючи їх фрагменти, магматичний розплав збагачується новими компонентами та змінює свій склад. Залишки не поглинутих та не переплавлених вміщуючих порід часто залишаються у вигляді включень в інтрузивних тілах. Вони мають назву *ксеноліти* (грецьк. «ксенос» – чужий, «літос» – камінь). Процес розплавлення або повного засвоєння стороннього матеріалу магмою позначається терміном *асиміляція*. Наприклад, шляхом взаємодії магми основного складу з кислими породами, що вміщують утворюються гібридні породи середнього складу. Або, навпаки, впровадження кислих магм в породи, які багаті основними оксидами, може також призвести до виникнення середніх порід. Слід також брати до уваги, що в процесі еволюції розплаву зазначені процеси можуть поєднуватися.

Під час руху у верхні осадові шари магма використовує усі послаблені зони в породах, (тріщини, міжшарові розділи), розсовує тріщини, піднімає шари та заповнює порожнини, що утворюються.

Інтрузивні тіла, що пристосувалися до залягання порід, в межах яких вони залягають, називаються *конкордатними, або згідними*. В інших, більш поширених випадках, застигла магма утворює тіла, контакти яких січуть шаруватість або сланцюватість відкладів, що їх вміщують. Такі інтрузії називаються *дискордантними*, тобто незгідними. Крім того, кожне інтрузивне тіло має своєрідну «ніжку» – підвідний магматичний канал, у вигляді стовпоподібного або пластоподібного тіла.

У залежності від глибини залягання в надрах Землі інтрузивні породи розділяються на абісальні (глибинні) та гіпабісальні (напівглибинні) (рис. 4.2).



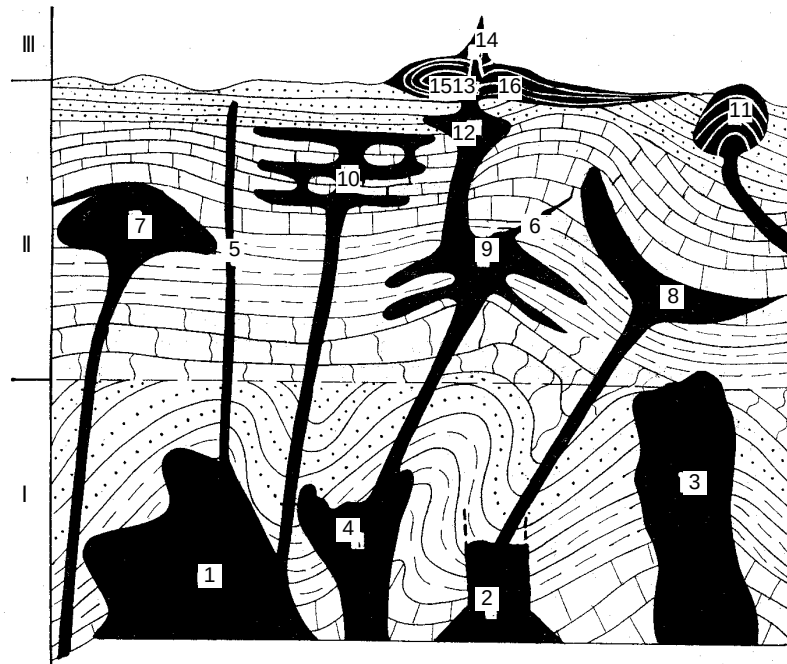


Рис. 4.2. Форми залягання магматичних тіл:

- I* – абісальні: батоліт (1), бісмаліт (2), шток (3), етмоліт (4),  
*II* – гіпабісальні тіла: дайка (5), жила (6), лаколіт (7), лополіт (8), факоліт (9), сили (10), купол (11), лавове середовище (12),  
*III* – поверхневі: нек (13), лавовий обеліск (14), лавові потоки (15,16).

*Абісальні інтрузивні тіла* утворюються на значних глибинах (кілька десятків кілометрів). У процесі наступного розмиву відкладів, що залягали вище та перекривали інтрузивні тіла, ці інтрузії виходять на денну поверхню та можливі для наочного спостереження. Абісальні інтрузії мають великі об'єми, вони пов'язані з магматичним осередком чи самі є застиглим внутрішньокоровим осередком.

Серед абісальних тіл виділяють такі (рис. 4.2):

*Батоліти* – величезні тіла, площею понад 100км<sup>2</sup>. Іноді вони досягають сотень і більш тисячі кілометрів у довжину. Зазвичай батоліти витягнуті уздовж складчастої структури, іноді мають ізометричну в плані форму. Стінки батоліту найчастіше круті. Верхня поверхня батоліту куполоподібна. Батоліти найчастіше утворені кислою в'язкою магмою та складені гранітами.

До теперішнього часу ще не вирішена проблема утворення батолітів, а особливо простору, що займають ці тіла. Існує декілька гіпотез, з них три найбільш поширені, які розглядають утворення батолітів магматичним шляхом. За першою, при формуванні батолітів, простір утворюється за рахунок обвалення покрівлі, уламки якої падають в магму, тонуть і поступово розплавляються. За другою гіпотезою породи, крізь які піднімається магма, поступово розплавляються і асимілюються магмою. Відповідно до третьої гіпотези, магма проникаючи в земну кору, піднімає її на великих площах, не порушуючи окремих структур, і утворюються батоліти.

Крім цих гіпотез існують уявлення про утворення гранітних батолітів шляхом переробки та плавління глибинними флюїдами, які приносять луги та кремнезем, первинно осадових «сіаличних» порід (S-граніти), так і при плавленні первинно магматичних, в тому числі і основних «фемічних», порід

(І-граніти). Цей метасоматичний процес називається *гранітизацією*. Він проходить при температурі близько 700°C і призводить до утворення метасоматичних гранітів, які можуть складати досить великі масиви по площі і по потужності – *ареал-плутони* (мігматит-плутони).

Утворені в результаті масштабного плавлення магми можуть кристалізуватися на місці свого утворення, створюючи *автохтонні інтрузиви*, або впроваджуватися у вміщують породи - *алохтонні інтрузиви*.

*Етмоліти* – неправильної лійкоподібні тіла. Вони складені зазвичай лужними породами. *Штоки* – невеликі за площею (до 100км<sup>2</sup>) тіла, видовжені у вертикальному напрямку, ізометричні у перерізі та складені магматичними породами різного складу.

Усі інтрузивні тіла, що описані вище, є дискордантними. Остигання магми на глибині відбувається повільно, флюїди (гази) значною мірою утримуються в її складі. Виникають породи з повнокристалічними (дрібно-, середньо-, крупно- та гігантозернистими) структурами. Текстури абісальних порід, зазвичай, масивні чи неоднорідні, плямисті.

*Гіпабісальні інтрузії* утворюються на відносно невеликих глибинах. При проникненні магма використовує усі ослаблені зони у породах, що їх вміщують. Магма, в першу чергу, проникає вздовж прямолінійних тріщинних зон, розломів, заповнює їх, утворює *дайки* – вертикальні або похилозалегаючи плитоподібні тіла. Дайки мають велику довжину при малій ширині (товщині). Довжина вимірюється сотнями метрами та кілометрами. Часто дайки заповнюють канали, що поєднують магматичні осередки та гіпабісальні інтрузивні тіла. В вулканічних областях зустрічаються тіла трубоподібної форми – *неки* (з англійської мови, «некк» – шия). Це – застигли та розкристалізовані породи, які заповнюють канали, що пов'язували вулканічний осередок з жерлом вулкана. Неки відносять до субвулканічних тіл. Тіла, подібні за способом утворення з дайками, називаються *жилами*. Жили мають нерівні хвилясті стінки, часто гілкуються, переплітаються, поділяються на лінзи тощо. Вони утворюються в результаті проникнення магматичних розплавів та розчинів у тріщини порід.

Прикладом гіпабісального тіла є *лаколіт* – грибо- або короноподібної форми. При формуванні лаколітів магма проникає у міжшаровий простір, піднімає шари порід та заповнює порожнину, що утворилася. Тому верхня поверхня лаколіту куполоподібна, нижня – рівна, паралельна шарам. Як що магма проникає в ядро великої синклінальної складки, часто утворюються тіла чашоподібної форми. Такі тіла називають *лополітами*. У випадку, коли магма проникає та кристалізується у міжпластовому просторі чи між шарами, що залегають горизонтально, утворюються магматичні поклади чи *сили*. Сили складаються, найчастіше, основними, рідше, середніми породами. Проникнення магми в міжшарові простори складчастих осадових відкладів приводить до утворення *факолітів*.

Серед перерахованих інтрузивних тіл, що утворилися у верхніх частинах земної кори, лаколіти, лополіти, факоліти і сили є конкордантними, тобто

згідними з товщами осадових порід, що їх вміщують. Найчастіше ці тіла утворені відносно рідкими основними та середніми магмами, здатними вільно рухатися в тріщинах, розсуваючи їх. Дайки, жили і неки є тілами діскордантними (незгідними).

При виливі лави на поверхню утворюються поверхневі тіла у вигляді лавових обелісків, лавових потоків. Але це вже є результатом вулканізму.

При застиганні інтрузивне тіло зазвичай розколюється системою тріщин охолодження, орієнтованих у декількох напрямках. Ці тріщини розбивають магматичну породу на стовпи, паралелепіпеди й інші фігури, які називаються *окремістю* порід. Наприклад, гранітні масиви часто розбиті системою взаємно перпендикулярних тріщин на блоки. Така окремість гранітів носить назву *матрацеподібна окремість* (рис.4.3).



Рис. 4.3. Матрацеподібна окремість гранітів

## 4.2. Вулканізм.

Вулканічний процес – це комплекс явищ, пов'язаних з виливом і викидом магматичної речовини на поверхню Землі й в атмосферу.

### Субвулканічна стадія.

У верхній мантії, в зоні астеносфери, існують найбільш сприятливі умови для утворення магми. Існуючі там температури здатні розплавити речовину астеносфери. Говорячи про механізми зародження розплавів необхідно відзначити, що в більшості випадків відбувається не повне, а лише часткове плавлення субстрату (порід, що піддаються плавленню). Утворюється *магматичний осередок*, що виникає при плавленні, і який представляє собою тверду породу, пронизану капілярами, що заповнені розплавом. Подальша еволюція осередку пов'язана або з вижиманням цього розплаву, або зі збільшенням його обсягу, що призводить до утворення «магматичної каші» – магми, насиченою тугоплавкими кристалами. При досягненні 30-40 об'ємних відсотків розплаву ця суміш набуває властивостей рідини і вичавлюється в область більш низьких тисків. Розплав переміщається нагору. Витиснутий з міжзернових пор розплав фільтрується вгору зі швидкістю від декількох

сантиметрів до декількох метрів на рік. У разі якщо значні обсяги магми рухаються по тріщинах і розломах, швидкість їх підйому значно вище.

Повільно піднімаючись нагору ослабленими зонам чи тріщинам, магма розплавляє та поглинає (асимілює) породи, що її вміщують, створюючи трубоподібні канали та розширюючи тріщини. При досягненні визначеної глибини, де температура магми стає нижче  $1200^{\circ}\text{C}$ , у ній відбувається відділення в окрему фазу газів і перегрітої водяної пари.

Перетворена магма стає значно рухливішою. Вона спрямовується нагору. Особливо велика кількість пари і газів утворюється в магмі на глибинах 2–3 км від поверхні Землі, унаслідок чого тиск там різко збільшується. Гази і пара спрямовуються нагору, руйнуючи породи, що зустрічаються на їхньому шляху, та з силою виштовхують їх нагору. Слідом за ними до поверхні Землі піднімається частково чи цілком дегазований розплав. При виході на поверхню він перетворюється в *лаву*.

Дуже часто при русі магми в мантиї вище астеносфери чи у земній корі утворюються вулканічні осередки.

Якщо рідкий магматичний розплав досягає земної поверхні, відбувається його виверження. Характер виверження визначається складом розплаву, його температурою, тиском, концентрацією летких компонентів. Однією з найважливіших причин виверження є дегазація магми. Гази, що містяться в розплаві, є «двигуном», що викликають виверження. Від газів часто залежить і характер виверження вулканів. В залежності від кількості газів, їх складу та температури вони можуть відділятися повільно, тоді відбувається спокійний вилів лави – *ефузія лавових потоків*. Як що гази відділяються швидко, то відбувається миттєве скипання розплаву, магма як би розривається газовими пухирцями. Це викликає потужні вибухові виверження – *експлозивні виверження*. Якщо магма в'язка та температура її відносно низька, розплав повільно вижимається, вичавлюється на поверхню, відбувається *екструзія магми*.

#### Продукти вулканічних вивержень.

*Газоподібні продукти (леткі).* Серед вулканічних газів за даними прямих визначень присутні наступні: водяна пара ( $\text{H}_2\text{O}$ ), вуглекислий газ ( $\text{CO}_2$ ), оксид вуглецю ( $\text{CO}$ ), азот ( $\text{N}$ ), діоксид сірки ( $\text{SO}_2$ ), триоксид сірки ( $\text{SO}_3$ ), газоподібна сірка ( $\text{S}$ ), водень ( $\text{H}_2$ ), аміак ( $\text{NH}_3$ ), метан ( $\text{CH}_4$ ), хлористий водень ( $\text{HCl}$ ), фтористий водень ( $\text{HF}$ ), сірководень ( $\text{H}_2\text{S}$ ), борна кислота ( $\text{H}_3\text{BO}_3$ ), хлор ( $\text{Cl}$ ), аргон ( $\text{Ar}$ ) та інші. Але переважають вода та вуглекислий газ. Склад газів залежить від температури та ступеню дегазації магми, а також сильно змінюється від міста до міста часто в межах одного вулкана та в часі. Серед газів є найбільш високотемпературні, первинні газові еманції, що піднімаються з надр – *ювенільні гази*. Низькотемпературні гази формуються змішуванням ювенільних газів та газів з повітря та води, які проникають по тріщинах у вулканічні канали.



*Рідкі продукти виверження.* Магма, що піднімається нагору по вулканічному каналу, досягнув поверхні, виливається у вигляді лави, яка відрізняється від магми тим, що втратила значну кількість газів.

Головна властивість лави – її хімічний склад, температура, склад летких компонентів та в'язкість. Все це і визначає характер ефузивних вивержень та форму вулканічних споруд і лавових потоків. Якщо в'язкість у лав низька, вони можуть швидко розтікається на значні площі. При високої в'язкості, навпаки, лави не здатні просуватися далеко від місця виверження, вони малорухливі.

**Хімічний склад лав** змінюється від *кислих* ріолітових і дацитових (серед польових шпатів переважає плагіоклаз) лав, що містять кількість  $\text{SiO}_2$  більш ніж 65%, *середніх* андезитових лав ( $\text{SiO}_2$  65-53%) до *основних* базальтових ( $\text{SiO}_2$  53-45%) та *ультраосновних* лав ( $\text{SiO}_2$  менш ніж 45%). Після застигання цих лав утворюються ефузивні породи аналогічного хімічного складу, а саме: ріоліти (дацити), андезити та базальти. Найбільш розповсюдженими є основні базальтові лави. Лави ультраосновного складу у сучасний момент не утворюються, але широко відомі в докембрійських товщах.

Лави, насичені газами, при застиганні утворюють *пемзи і шлаки*.

Більшість застиглих лав має неповнокристалічну або прихованокристалічну будову: у лав часто поряд з вулканічним склом присутні дрібні, а іноді і великі, кристали – вкраплення окремих мінералів. Така структура називається *порфіровою*, а у випадку відсутності великих вкраплень – *афіровою*. Деякі лави встигають цілком розкристалізуватися, і тоді їх структура стає *дрібнокристалічною*.

**Температура лав** в цілому більш висока у базальтів (1000-1200°C), поступово зніжується до ріолітів (700-900°C). Колір лави відображає її температуру. Найбільш гарячі лави (1400-1100°C) – білого та жовтого кольору, холодні (800-540°C) – червоні.

**В'язкість лав** – важлива характеристика, що визначає рухливість лавових потоків, їх потужність та морфологію. Вона обумовлена тиском, температурою та хімічним складом, кількістю летких компонентів – газів, розчинної води, вмістом кристалів-вкраплень. Чим більш кисла лава за хімічним складом, має більшу кількість летких компонентів та більш низьку температуру – тим вище її в'язкість. Значна кількість вкраплень також збільшує в'язкість лав.

Тому, як правило, базальтові лави є більш рідкими та рухливими. Вони утворюють лавові потоки невеликої потужності, які розливаються на великі простори, утворюють *потоки, покрови*, що покривають площі в тисячу квадратних кілометрів, виливаються також у рифтових зонах Серединно-океанічних хребтів, входять у склад другого океанічного шару.

Більш кислі та в'язкі лави андезитів, дацитів та ріолітів утворюють *короткі потоки*. Дуже в'язкі кислі лави, насичені газами не здатні текти, вони вичавлюються з жерлу, утворюючи *екструзивні куполи*.

*Тверді продукти виверження.* Тверді продукти вулканічної діяльності називаються пірокластичним матеріалом. Класифікація пірокластики оснований на розмірі уламків.

1. вулканічний попіл (менш ніж 0,1мм),
2. вулканічний пісок (0,1-2мм),
3. вулканічні уламки – лапілі (0,2-7см),
4. вулканічні бомби (більш ніж 7см).

Більш дрібні частки неправильної форми, що викидає вулкан при виверженні належать не тільки фрагментам лави. Це бувають і уламки порід, що були вже у затверділому становищі. Такі уламки мають *назву лапілі*.

Найменші частки утворюють *вулканічний попіл*. Він складений найдрібнішими фрагментами вулканічного скла (аморфною не розкристалізованою силікатною речовиною), дрібними уламками та кристаликами силікатів, які містилися у магмі. У процесі літифікації попіл перетворюється в породу – *вулканічний туф*.

Типи вулканічних будівель.

**1. Шлакові конуси** – невеликі вулканічні конуси, складені пемзово-попеловим матеріалом одного чи декількох вивержень. Подібні вулкани утворюються при викиданні з жерлу шматочків лави, що насичені газами. Застигаючи, пемзові шматочки формують вулканічний конус. Кут схилів таких конусів складає 30°, тобто близький до природного кута сипучих тіл. Висота – до 500м. Конус має на поверхні чашеподібне заглиблення – кратер. Прикладом шлакового конусу може слугувати вулкан Парикутин в Мексиці, який виник у 1943 році на кукурудзяному полі та за рік досягнув висоти 400м.

*(Свою назву мексиканський вулкан отримав від села, поруч з яким на початку 40-х років XX сторіччя почав з'являтися незвичайний отвір у землі, який досягнув діаметру близько 5 метрів. Цікаво, що до початку виверження, тобто до 20 лютого 1943 року, місцеві жителі звертали дуже мало уваги на нове явище та використовували отвір в якості воістину бездонної ями для сміття.*

*Перед початком виверження, з 5 лютого 1943 року місцеві селяни, що працювали на кукурудзяному полі біля села Парикутин, неодноразово відчували сильні підземні поштовхи і загрозливе гуркотіння, що йшло з надр. В полі з'явилася тріщина, почали тремтіти навколишні дерева, потім із землі виріс конус, швидко досяг 10-ти метрової висоти і, нарешті, через кілька днів вулкан вибухнув - стовп попелу та каменів піднявся у висоту на кілометр, а гуркіт і підземні вибухи були чутні вже не тільки сільським жителям, а й далеко навколо.*

*Парикутин безперервно вивергався протягом 9 років (до 1952 року) і за цей час з непримітної ямки на кукурудзяному полі виріс до гори 2774-х метрової висоти! Завдяки наявності попереджувальних сигналів у вигляді підземних поштовхів і викидів попелу, жителі села мали можливість вчасно покинути свої будинки, ніхто не загинув. Проте самого поселення не існує -*



воно повністю поховане під шаром лави. В цілому, під шаром розжареної лави залишилося близько 10 сіл, а мешканці Парикутин досі відзначають день народження вулкану та приходять на місце свого загиблого села.)

Іноді шлакові конуси формуються вздовж тріщини, з якої потрапляє магма до поверхні. Приклад – Конуси Північних проривів Великого Тріщинного Толбачинського виверження у 1975 року (Камчатка).

**2. Лавові конуси** – пологі конуси, які формуються навколо жерла багатократними виверженнями базальтової лави. Лавові конуси з часом перетворюються в **щитові вулкани** – великі по площі вулканічні споруди с пологими схилами (вулкани Гавайських островів).

**3. Стратовулканами** (з лат. *stratum* - шаруватий) – називаються вулканічні споруди, які побудовані потоками лави та пірокластичними відкладами, що перешаровуються. Вони утворюються при чергуванні ефузивних та експлозивних вивержень, при яких лавові потоки та покриви пірокластики нашаровуються на схилах вулкана. Часто це приводить до утворення правильних конусів з достатньо крутими схилами, таких як у вулкана Фудзіяма (Японія) та Ключевський (Росія). Висота стратовулканів досягає 3-5 км від підніжжя. На вершині розташовується **кратер**, в донній частині якого знаходиться **жерло** – отвір **підводного каналу**. Часто на схилах конусів виникають бокові кратери.

(Вулкан Ключевській або Ключевська сопка – найактивніший та найвищий стратовулкан на Євразійському материку. У результаті постійної активності, яка ніколи не припиняється, висота вулкана постійно збільшується (до 5000 метрів над рівнем моря). Вік вулкана налічує близько 7000 років. Являє собою ідеальний конус, зі схилами в 32°. Діаметр в нижньому перетині складає 16 кілометрів, діаметр кратера і глибина, 1250 і 340 метрів відповідно. Конус складений, в цілому, застиглими потоками лави, ближче до піку поверхня переважно пухка. Це створює великі незручності альпіністам при сходженні. Поблизу знаходиться згаслий вулкан Камінь, другий по висоті стратовулкан на Камчатці 4579 метрів над рівнем моря.).

Іноді в результаті потужних вибухів вершинна частина стратовулкана може бути знищена. У верхній частині конуса утворюється велика глибока котловина – **кальдера вибуху**. Прикладом може бути вулкан Безім'яний (Камчатка), у якого після катастрофічного вибуху у 1956 році була зруйнована верхня половина конусу та утворилась велика кальдера.

Утворюються також **кальдери провалу**, які виникають в результаті просідання вершини конусу вздовж кільцевих розломів в підземну порожнину, утворену в результаті спустошення вулканічного осередку. Найяскравішим прикладом є кальдера о. Санторін в Егейському морі.

(В 1500 році до н. е. раптово прокинувся вулкан Санторін, який «відпочивав» протягом багатьох тисяч років. За думкою вчених, потужне виверження залишило від колись величезного острова маленький осколок -

*Тиру (Санторін). Всього лише кілька годин знадобилося вогненному гігантові щоб повністю знищити давню мінойську цивілізацію)*

**4. Екструзивні куполи** утворюються дуже в'язкою магмою ріолітового чи дацитового складу. Магма, що не здатна текти, вичавлюється з підвідного каналу та застигає у вигляді ізометричного округлого пагорбу.

Типи вулканічних вивержень.

**Вулкани з ефузивним типом виверження.**

Вулканологи уважно слідкують за вулканами, каталогізують їх, видають кожного місяця бюлетені, де описують якій вулкан та з якою силою вивергався. Спостереження дуже важливі, але не мають прогнозної сили. *(В червні 1993 року в Колумбії проходила міжнародна вулканологічна конференція. 12 вулканологів піднялись на вулкан Галерас. Коли група піднялась – почалось виверження, і всі загинули).*

Характер виверження залежить від складу магми, яка живить вулканічний осередок. Це у свою чергу впливає на весь вулканічний процес та відображається на характері вулканічних вивержень. Виділяють основні типи вулканічних вивержень, які названі за ім'ям відомих вулканів, що яскраво демонструють чи демонстрували у недавні історичні часи характерні риси у процесі виверження. Для них притаманні певні кількісні співвідношення продуктів виверження та типи вулканічних споруд, які утворились після вулканічного процесу. Розглянемо основні типи:

**Ісландський тип.** Ісландія – країна вулканів, розташована в надводній частині Північної частини Серединно-Атлантичного хребта. Вулкани розташовані ланцюжком уздовж тріщин. Під час землетрусу в 1783 р. утворилася зяюча тріщина Лаки довжиною 25 км. Після сильного вибуху з тріщини вирвалася маса попелу і шлаку, а потім стала викидатися лава. Вилив лави відбувався з тріщини довжиною 7 км, а також з ізольованих жерл. Уздовж тріщини виникли 34 великих та 60 маленьких конусів і кратерів. Кратери наповнилися лавою, що почала розтікатися численними потоками. Лава була дуже рідкою та розтікалася зі значною швидкістю навіть на пологістих схилах. Це типове тріщинне виверження основної лави.

*(Вулкан Лаки разом з сусідніми вулканами вивергався протягом 8 місяців. Сила виверження була оцінена в шість балів. Потоки лави за ці 8 місяців подолали відстань понад 130 км. У повітря було викинуто величезні клуби попелу та отруйних сірчаних речовин. В результаті цієї природної катастрофи було отруєно практично всі ісландські ґрунти, придатні для землеробства, загинула половина всього поголів'я худоби в країні, а також близько 25% її населення. Вулканічний попіл був присутній в атмосфері над половиною території Євразії, що викликало зниження температури в північній півкулі. Виверження Лакі змінило погоду на кілька років. До наслідків, з великою мірою вірогідності, можна віднести і повінь в Празі в 1784 році. Це призвело до неврожаю в Європі в 1784 році (у Франції 1785 рік був неврожайним і викликав зубожіння в сільській місцевості, в наступні роки спостерігалися посухи, погода взимку і влітку була несприятлива для*

сільськогосподарських культур, а сильна злива 1788 року винищив зернові по всій країні. Зубожіння і голод в результаті привели до Великої французької революції 1789 року), до посухи в Індії і Японії, тяжких наслідків в Північній Африці; а також до найтривалішої та холодної зими за всю історію в Північній Америці (Зима 1784 року було найдовшою і найхолоднішою за всю історію метеоспостережень. Річка Міссісіпі в районі Нового Орлеану покрилася льодом, Мексиканську затоку скував крижаний панцир. Жителі півдня каталися на ковзанах і рятувалися від хуртовин). За оцінками фахівців наслідки цього смертоносного виверження в глобальному масштабі привели до загибелі понад шести мільйонів чоловік).

**Гавайський тип.** Виверження цього типу по характеру і продуктам близькі до тріщинних, але вилив лави відбуваються через широкий трубоподібний канал. На південному острові Гавайїв розташовані три діючих вулкани. Самий великий з них – Мауна-Лоа – має висоту 4166 м над рівнем океану. За формою вулкани гавайського типу нагадують щит. Це типовий щитовий вулкан.

**Підводні ефузивні виверження.** Вулкани океанів належать в основному до ефузивної категорії, виверження їх пов'язані з тріщинами. Лава з тріщин на значній глибині виливається спокійно, без сильних вибухів, при малій (1-3%) кількості пірокластів. Іноді, також у зв'язку з великим тиском стовпа води, лава витискується, не розтікаючись, та формує куполоподібні тіла. Склад лави, зазвичай, базальтовий. Лава утворює на дні великі, ізометричної форми покриви або вузькі, але дуже довгі потоки з подушкоподібною чи кульовою текстурою (*піллоу-лави*). На дні океану також виявлені вулканічні споруди конусо- і куполоподібної форми. Складені вони також базальтовою, але більш в'язкою, чим у тріщинних вулканів, лавою. Іноді лава чергується з відкладами гарячих джерел – *гідротерм*. Відклади гідротерм містять у великій кількості сульфідів – сірчисті сполуки міді, срібла, цинку, свинцю й інших елементів, що є корисними копалинами.

Підводні вулкани в області шельфу за характером вивержень наближаються до наземних – ісландського або гавайського типів. Поряд з ефузивними тут спостерігаються пірокластові та експлозивні виверження. У цих вулканів спочатку виростає підводний плоский широкий п'єдестал конуса, а потім на ньому – нормальний конус, що може, досягнувши поверхні води, утворити вулканічний острів. Особливо численні підводні вулкани в Тихому океані, а також вздовж серединних хребтів інших океанів.

(Новий острів виник на дні Тихого океану неподалік від Японських островів двадцять другого листопада 2013 року у результаті вулканічної діяльності. За два дні виверження діаметр вулкана збільшився з 200 метрів і висоти - 20 метрів до діаметру 400 метрів та 30 метрів у висоту. Виверження тривало довгий час, стовп диму піднімався на висоту близько 600 метрів над поверхнею моря.

Нерідко острова, що виникли в результаті виверження вулкана, потім знову занурюються в океан. Якщо новий японський острів не спіткає ця доля,

то Японія може розраховувати на збільшення своїх територіальних вод. Згідно з міжнародним правом, 12 морських миль (22,2 кілометра) від берегової лінії держави вважаються її територіальним морем, наступні 12 морських миль - прилеглої зоною.)

**Вулкани зі змішаним типом виверження.**

Вулкани цієї категорії характеризуються викидами як лави, так і твердих і газоподібних продуктів. Вони центрально-кратерного типу, мають конуси правильної форми. Зазвичай ці конуси складені перешаруванням лави і твердих продуктів (бомби, попіл, вулканічний пісок, шлаки і т.п.), у зв'язку з чим їх називають *шаруватими*, чи *стратовулканами*.

**Стромболіанський тип.** Виверження вулканів цього типу відбуваються часто, вибухи і викиди можуть бути через короткі проміжки часу (від декількох хвилин до години), іноді з дивною ритмічністю. Пірокластичний матеріал цих вулканів піднімається на відносно невелику висоту (50–300 м). Лава вулканів стромболіанського типу більш кисла та в'язка, чим вулканів гавайського типу, з температурою 1100–1200° С. Вулканічний осередок розташовується неглибоко.

**Везувіанський тип.** Для цього типу характерні викиди великої кількості газів, попелу, бомб, лапільей та, на пізніх стадіях, невеликої кількості лав. До цього типу відносяться деякі фази виверження Ключевського вулкана на Камчатці.

**Етнінський тип** вивержень за характером близький до везувіанського й у ряді класифікаційних схем вони поєднуються. Вулкани цього типу дуже активні. Виверження слідує одне за одним через кілька років, але й у періоди між виверженнями з центрального кратера безупинно виділяються струмені газів та парів води, нерідко викидається попіл. Вулкан Етна розташована на о. Сицилія. Фаза великого виверження починалася із сильного землетрусу та ряду вибухів, під час яких з центрального кратера викидаються гази та попіл. Слідом за початковим виверженням на схилі з'являються тріщини, з яких виливається лава, викидається пухкий матеріал і утворюються конуси бічних – *паразитичних* – вулканів. Виверження такого типу відбуваються на Камчатці на найвищому вулкані Євразії Ключевському (до 5000 м). Ключевський вулкан дуже активний в останні 250 років. Вулкани етнінського типу поширені в Середземномор'ї, Південній Америці, Японії, на Курильських островах, Камчатці.

**Вулкани з експлозивним типом виверження.**

Вулкани цієї категорії викидають величезну кількість газів і пари та малу кількість лави, іноді лава відсутня взагалі. Тверді продукти звичайно бувають сильно роздроблені, перетерті та часто представлені попелом. Виверження пов'язані найчастіше з магмою кислого чи середнього складу. Магматичні осередки, що живлять ці вулкани, розташовуються на великій глибині, тому магма не завжди досягає поверхні Землі.

**Кракатауський тип** вивержень характеризується надзвичайно потужними вибухами з викидами величезної кількості газів та попелу. Лава

на поверхні майже не з'являється. Назва типу дано за вулканом Кракатау, що утворює острів у Зондській протоці між островами Суматра та Ява. Виверження вулканів кракатауського типу пов'язуються з кислою в'язкою магмою. (Вулкан Кракатау довго не подавав «ознак життя». І ось 20 травня 1883 року зі німецького військового судна, що проходило неподалік, побачили дивну хмару заввишки 10-11 км, яка піднімалася над групою островів. Звідти ж кожні 10-15 хвилин доносилися вибухи та піднімався стовп попелу у повітря на висоту 2-3 км. Нарешті Кракатау вгамувався. Як виявилось пізніше, щоб зібратися з силами для нового потужного виверження. Основна катастрофа розігралася 26 серпня. По обіді стовп попелу зметнувся вгору на 27-33 км. Найдрібніші вулканічні попелові частки опинилися на висоті 60-80 км та ще протягом 3-х років після виверження трималися у верхніх шарах атмосфери. Це викликало досить різке похолодання клімату на Земній кулі. Звук вибуху був чутний в Австралії (за 5000 км від вулкану), а вибухова хвиля тричі обійшла планету. Навіть через 9 днів самописні барометри продовжували відзначати коливання атмосферного тиску. До вечора на навколишніх островах випав дощ з попелу, який падав всю ніч. На кораблях, що знаходилися в Зондській протоці, товщина шару попелу досягала півтори метри. Потужний серпневий вибух знищив дві третини головного острова архіпелагу Кракатау-Раката; 46 квадратних кілометрів поверхні разом з двома вулканічними конусами Данан та Пербуатан просто злетіли в повітря. В результаті в цьому місці утворився провал, глибина моря в якому досягла 360 метрів. А до шостої години ранку в протоці море вийшло з берегів. Висота хвиль досягала 30-40 метрів; вони знищили прибережні міста та дороги на островах Ява і Суматра. Населення найближчих до вулкану островів загинуло повністю. Хвиля цунамі за кілька годин досягла Франції та Панами, біля берегів Південної Америки швидкість її поширення становила 483 км/год. Загальна кількість жертв виверження Кракатау перевищило 40 000.)

**Маарський тип.** До нього відносяться вулкани одноактних вивержень, нині погаслі. При цьому виникають плоскі блюдцеподібні кратерні западини. До дна кратера підходить вулканічний канал, чи трубка вибуху – *діатерма*. На глибині 400–500 м трубки вибуху бувають заповнені базальтовою лавою чи похідними ультраосновної магми. Вище в них розташовуються перетерта синя глина та перем'яті уламки вулканічних порід (кімберліт). Особливо велика кількість діатрем відомо у Південній Африці (район м. Кімберлі та у інших районах), а в останні роки також у Сибіру та Канаді. Магматична брекчія, що заповнює діатреми, називається *кімберліт*. Кімберліт складається з уламків ультраосновних порід та порід, які перетинає трубка вибуху на її шляху до поверхні. У кімберлітах зустрічаються алмази, піропи (мінерали з групи гранатів). Характер породи свідчить про дуже великі тиски і температури під час вибуху та про підйом магми з величезних глибин, з мантиї. Трубки вибуху мають діаметр від декількох метрів до декількох кілометрів.



**Бандайський тип** за характером виверження дуже нагадує попередні типи даної категорії, але вибухи в цьому випадку пов'язані не з магматичними газами, а з парами води.

**Вулкани з екструзивним типом виверження.**

**1. Пелейський тип** одержав назву від вулкана Мон-Пеле (Монтань-Пеле – Лиса гора на о. Мартініка в Малій Антильській острівній дузі. Класичним стало виверження 23 квітня 1902р. Часті землетруси і викиди попелу, водяної пари та отрутних газів продовжувалися два тижні. Потім відбувся вибух, що супроводжувався страшним гуркотом. За словами очевидця, вершина гори була рознесена на шматки, а потім щільна вогненна хмара газу і лави рушила вниз по схилах зі швидкістю 180 км/год. Протягом декількох хвилин місто Сен-П'єр, розташоване на схилах, було знищено. *(У місті залишалась живою тільки одна людина – мешканець підземної тюремної камери. Він отримав лише серйозні опіки. Загибло близько 28 000 жителів; врятувалися тільки ті, хто встиг відпливти далеко від берега. Судна, що стояли біля причалів, згоріли або були перевернуті, вода в гавані закипіла. Виверження Монтань-Пеле завершилося лише в жовтні 1902 року.)* Через кілька тижнів після викиду газів на дні кратера з'явився лавовий купол із крутими схилами. Він складався з розпеченої густої лави кислого складу. На куполі почав підніматися величезний лавовий обеліск, що нагадував за формою гігантський палець. Висота його щодня збільшувалася на 10м. Нарешті, він досягнув висоти 900м над рівнем кратера та став руйнуватися. Виверження пелейського типу з видавлюванням грузлої лави називають **екструзивним**.

Поствулканічна або фумарольна стадія

Ця стадія характеризується сильним ослабленням вулканічної діяльності. Лава вже не може вириватися на поверхню, а виходять, як правило, численні газово-парові струмені та гаряча вода.

Газові струмені – **фумароли** (від лат. *fumare* — димитися), поділяються за складом газів та температури на:

1. **сухі фумароли** з температурою понад 500°C, у яких пари води відсутні чи зустрічаються у малій кількості. Вони містять хлористі сполуки натрію та калію, домішки сполук марганцю, міді та фтору;
2. **сірчисті**, або **сольфатари**, з температурою 90–300° С, що містять сірчану та соляну кислоти. Навколо таких фумарол часто утворюються нальоти самородної сірки червоного і жовтого кольорів;
3. **лужні**, або **аміачні**, фумароли з температурою вище 100° С, гази яких складаються з вуглекислого амонію та сірчистого водню, присутня також водяна пара;
4. **холодні вуглекислі** фумароли, або **мофети**, температура яких нижче 100° С.

Виверження парів води є також характерною рисою поствулканічної стадії. Пари води перетворюються у викиди гарячої, зазвичай, сильно мінералізованої води у вигляді гарячих та підігрітих джерел. Джерела



бувають постійно діючими чи періодично фонтануючими. Останні називаються *гейзерами*.

Періодичність вивержень гейзерів, як правило, дуже постійна. Інтервали вивержень у різних гейзерів коливається від 10 хвилин до 5,5 годин. Температура води  $+94^{\circ}\text{C}$  до  $+99^{\circ}\text{C}$ . Вода гейзерів мінералізована, містить солі натрію, магнію, кальцію, кремнію. У зв'язку з цим навколо гейзерів часто спостерігаються відклади у вигляді пористих вапнякових чи кременистих туфів. Гейзери відомі в Ісландії, Новій Зеландії, на Камчатці (Доліна гейзерів) та в Йелоустоунському національному парку в США.

*Механізм роботи гейзерів:* у нижній частині підземних каналів відбувається перегрів води та паротворення; тиск пару зростає поступове та у деякий момент перевищує атмосферний. У цей момент газі виштовхують воду з каналів та піднімають колону води. Так відбувається миттєве пароводяне виверження.

Пари та газі разом з водою можуть викидати рідку грязь, утворюючи *грязьові вулкани*. Конуси цих вулканів, як правило, невеликі та досягають висоти 1–2м, але іноді можуть бути до 400м. Діаметр кратера вимірюється від десятка сантиметрів до метрів. Грязьові потоки можуть мати довжину в десятки метрів, а температура рідкої глини при виверженні досягає  $80\text{--}90^{\circ}\text{C}$ .

Але існування грязьових вулканів не обов'язково пов'язане з вулканічними процесами. Вони можуть утворитися там, де в надрах накопичуються вуглеводневі газі та розташовані водонасичені глинисті породи. Такого типу грязьові вулкани поширені на Апшеронському та Керченському півостровах, у Західній Туркменії, Ізраїлі та на Сахаліні.

### Географічне поширення діючих вулканів.

Більшість сучасних та четвертинних вулканів розташовується в межах трьох глобальних поясів, що перетинають поверхню Земної кулі.

Перший пояс – *Тихоокеанський*. В його межах загаслі вулкани неоген-четвертинного віку зосереджені у зовнішніх частинах поясу, діючи – у внутрішніх (ближче до океану). У Тихоокеанському поясі налічується близько 340 діючих вулканів, тобто дві третини усіх наземних вулканів світу.

Другий пояс – *Середземноморсько-Індонезійський* – простягається в широтному напрямку. Більшість вулканів цього поясу зосереджено в районі островів Індонезії та на островах Середземного моря.

Третій пояс – *Атлантичний* – витягнутий у меридіональному напрямку уздовж Атлантичного океану. У ньому зосереджена безліч вулканів острівних – наземних та підводних, що розташовуються в межах серединно-океанського хребта.

У цих трьох поясах знаходиться 90% усіх нині діючих вулканів. Решта 10% - це вулкани Африканського материка, які утворюють локальний пояс меридіонального напрямку в Східній Африці. Кілька діючих вулканів розташовані на островах Індійського океану. Група згаслих вулканів відома у Сибіру, у Забайкаллі та Прибайкаллі. До поза поясних вулканів відносяться і численні вулкани акваторії Тихого океану.

Тихоокеанський вулканічний пояс розташований у зоні зчленування тонкої земної кори океанського типу з корою континентального типу. Уздовж цих зон океанська кора підсувається під континентальну кору. З цим рухом пов'язане часткове плавлення океанської кори на глибині з утворенням магматичних осередків.

Великий Середземноморсько-Індонезійський пояс вулканів збігається з тектонічним поясом, що є самим активним у кайнозойську еру. Цей пояс у даний час знаходиться на заключній стадії розвитку, коли утворюються великі гірські хребти, що пов'язане із зіткненням континентальних плит.

Вулкани Атлантичного пояса, як і деякі вулкани Індійського океану, наприклад о-вів Сен-Поль та Амстердам, пов'язані з океанською рифтовою системою.

Більш обмежений за розмірами Східно-Африканський пояс пов'язаний з континентальною рифтовою системою. Вулкани цього пояса викидають різноманітні лави – похідні глибинної лужно-базальтової магми.

Отже, більшість вулканів розташована на границі великих літосферних плит: частина в зонах їхнього зближення та стискання – Тихоокеанський і Середземноморсько-Індонезійський пояси, а нерідко в зонах розтягання, рифтоутворення – Атлантичний пояс та деякі вулкани Індійського і Тихого океанів. З рифтовими континентальними системами пов'язані діючі і недавно загаслі вулкани Східної Африки та Західної Європи (Франція, ФРН).

***Запитання для самоконтролю:***

1. Як утворюються магматичні породи.
2. Які два типи магматизму існують?
3. Назвіть основні типи інтрузивних тіл.
4. Які типи вулканічних вивержень існують на Землі?
5. Назвіть основні вулканічні пояси на Землі?

## РОЗДІЛ 5. ЗЕМЛЕТРУСИ

Щорічно на земній кулі реєструється понад 100 000 землетрусів. Більшість з них практично не відчуваються людиною, але серед такої великої кількості є і такі, які супроводжуються значними руйнуваннями та людськими жертвами. Сьогодні витрачаються великі кошти на прогнозування сейсмічних поштовхів, виділення сейсмонебезпечних районів і вивчення природи та характеру землетрусів. Будь-який землетрус – це тектонічні деформації земної кори або мантиї, які відбуваються внаслідок того, що напруження, які накопичилися в надрах Землі, в певний момент перевищила міцність гірських порід у певному місці. Розрядка цього напруження і породжує сейсмічні коливання у вигляді хвиль, які досягнувши земної поверхні, спричиняють руйнування.

Першопричиною, яка викликає розрядку напружень, можуть бути, незначні на перший погляд явища, що відбуваються на земній поверхні. Наприклад, наповнення водосховища, швидка зміна атмосферного тиску, океанські припливи, тощо. Найпоширенішими є землетруси спричинені тектонічними, вулканічними або денудаційними процесами.

**Вулканічні** землетруси виникають у результаті глибинних вибухів газів, які виділяються з магми, гідравлічних ударів магми при переміщенні її по каналах складної форми і, безпосередньо, при виверженні вулканів.

**Денудаційні**, або обвальні землетруси характеризуються меншим поширенням у порівнянні з вулканічними. Вони спричиняються обвалами значних мас гірських порід, провалами підземних порожнин, гігантськими зсувами.

**Тектонічні** землетруси є найпоширенішими та характеризуються найбільшою силою. Вони складають біля 95% всіх землетрусів, які відбуваються на земній поверхні. Згідно з сучасними уявленнями тектонічні землетруси пов'язані з миттєвим розвантаженням механічних напружень, що накопичувалися протягом тривалого часу в надрах Землі. Вони виникають при переміщенні окремих блоків земної кори вздовж поверхонь розриву.

Місце, де відбувається зміщення порід, що викликає землетрус, називається його фокусом або *гіпоцентром*. Розрахунки параметрів гіпоцентру реальних землетрусів показують, що в першому наближенні осередок землетрусу являє собою сферу, радіус якої може вимірюватися десятками кілометрів. Таким чином, гіпоцентр – це не точка, а деякий об'єм значного розміру. *Проекція гіпоцентру на поверхню Землі називається епіцентром* землетрусу, а точка найбільшого віддалення від осередку – *антиепіцентром*. Максимальної руйнівної сили землетрус досягає в епіцентрі, а по мірі віддалення від останнього, його сила поступово зменшується. Характер сили землетрусів на картах відображають за допомогою ліній, які з'єднують точки (пункти на місцевості) однакової інтенсивності сили землетрусу. Такі лінії називаються *ізосейстами*. Ізосейста з максимальним значенням сили землетрусу на поверхні землі оконтурює певну ділянку останньої, яка називається *плейстосейстовою областю* і є, в

своєму роді, проекцією осередку землетрусу на денну поверхню. Відповідно, інтенсивність землетрусу зменшується в напрямку від плейстосейсової області. Це зменшення залежить від багатьох факторів, серед яких провідне місце належить формі та глибині осередку, геологічній структурі, складу та ступеню метаморфізму гірських порід, рівню залягання ґрунтових вод тощо. У зв'язку з цим ізосейсти на поверхні мають самі різноманітні обриси, а не утворюють правильних кіл.

Для характеристики землетрусів користуються відомостями про їх **силу, енергію та магнітуду**.

Під **силою або інтенсивністю землетрусу** розуміють зовнішній ефект, тобто його проявлення на земній поверхні. Для її визначення існують розроблені різними сейсмологами “**шкали інтенсивності землетрусів**” (Табл. 5.1), в основі яких лежать результати безпосередніх спостережень руйнувань, що були спричинені землетрусами. Найчастіше в країнах СНГ та в Україні застосовують 12-бальну шкалу визначення сили землетрусу.

Таблиця 5.1.

Таблиця інтенсивності та енергії землетрусів

| Інтенсивність у балах | Загальна характеристика | Зовнішні прояви                                                                                                                                                   | Магнітуда |
|-----------------------|-------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 1                     | непомітне               | Коливання ґрунту визначаються тільки приладами.                                                                                                                   |           |
| 2                     | дуже слабе              | Землетрус відчують в окремих випадках люди, що знаходяться в спокійному стані                                                                                     |           |
| 3                     | слабе                   | Коливання відчуються певними людьми,                                                                                                                              |           |
| 4                     | помірне                 | Землетрус відчувається багатьма людьми. Можливе коливання вікон та дверей.                                                                                        |           |
| 5                     | досить сильне           | Хитання висячих предметів, скрип підлоги, деренчання скла, руйнування штукатурки.                                                                                 |           |
| 6                     | сильне                  | Легке ушкодження деяких будинків: тонкі тріщини в штукатурці тощо.                                                                                                | 6         |
| 7                     | дуже сильне             | Значні ушкодження деяких будинків, тріщини в штукатурці та відламування окремих шматків, тонкі тріщини в стінах, ушкодження димарів. Виникають тріщини в ґрунтах. | 6         |
| 8                     | руйнівне                | Руйнування в будинках: великі тріщини у стінах, падіння карнизів, димарів. Зсуви.                                                                                 | 6-7       |
| 9                     | спустошливе             | Обвали в деяких будинках, обвалення стін, перегородок, дахів. У ґрунтах утворюються тріщини шириною 10см і більш. Обвали, осипи і зсуви в горах.                  | 6-7       |
| 10                    | нищівне                 | Руйнування багатьох будинків, в інших – серйозні ушкодження. Тріщини в ґрунті до 1 м шириною, обвали, зсуви. За рахунок завалів у річкових долин виникають озера. | 7-8       |
| 11                    | катастрофа              | Численні тріщини на поверхні Землі і вертикальні переміщення вздовж них, великі обвали в горах. Загальне руйнування будинків.                                     | 8         |
| 12                    | сильна                  | Зміна рельєфу у великих масштабах. Численні                                                                                                                       | 8         |

|  |            |                                                                                                                                                                                          |  |
|--|------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|
|  | катастрофа | тріщини, вертикальні і горизонтальні переміщення вздовж них. Величезні обвали і зсуви. Змінюються русла рік, утворюються водоспади й озера. Загальне руйнування усіх будинків та споруд. |  |
|--|------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|

Ступінь руйнувань на поверхні Землі під час землетрусу залежить від глибини його осередку (чим більше глибина, тим менші коливання земної поверхні) та сили поштовху в ньому. Площа дії землетрусу прямо пропорційно залежить, як від глибини осередку, так і від сили поштовху.

*Енергія землетрусів* – це величина потенційної енергії, яка звільнюється у вигляді кінетичної після розвантаження напруги в осередку і, досягнувши поверхні Землі, спричиняє її коливання. Енергія землетрусів обчислюється в *Джоулях*. У випадку великих землетрусів кількість звільненої енергії досягає  $10^{15}$  –  $10^{18}$ , а згідно з деякими джерелами, і  $10^{25}$  Джоулів (Дж). Відносна кількість енергії, яка виділяється в осередках землетрусів, оцінюється за шкалою магнітуд. *Магнітуда* – це безрозмірна величина, яка являє собою логарифм відношення максимального зміщення часточок породи (в мікронах) при конкретному землетрусі до деякого еталонного дуже незначного зміщення породи. Ця величина була запропонована в 1935р. американським геофізиком Ч. Ріхтером. Розроблена ним шкала магнітуд широко застосовується в сейсмології і охоплює діапазон від 0 до 8,8 при самих сильних катастрофічних землетрусах. На практиці магнітуда визначається за максимальною амплітудою коливань, записаних на сейсмограмі, знятої на відстані 100 км від епіцентру. Найсильніші землетруси характеризуються магнітудою від 6 до 8,8. Магнітуда 6 відповідає 6-9 балам, 7 – (8-10) балам, 8 – (10-12) балам 12-ти бальної шкали (Табл. 5.1). Очевидним є те, що оцінка сили землетрусів по магнітуді за шкалою Ріхтера є більш об'єктивною, в порівнянні з 12-бальною сейсмічною шкалою, тому що ступінь руйнування будівель, як основний критерій цієї шкали, залежить не лише від кількості вивільненої енергії, але й від цілої низки інших факторів, таких як глибина залягання осередку землетрусу, стійкість гірських порід, їх водонасиченість, інженерних характеристик будівель.

Коливання ґрунту в епіцентрі поширюються здебільшого у вертикальному напрямку, але в міру віддалення від епіцентру їх горизонтальна компонента зростає. Такі коливання називаються *сейсмічними хвилями*. Серед них виділяють *поздовжні*, *поперечні* та *поверхневі*. Поздовжні хвилі поширюються вздовж напрямку коливань сейсмічного променя і виражаються в перемінному стискуванні та розтягуванні середовища (рис. 5.1). Поперечні хвилі – це синусоїдальні коливання, які виникають перпендикулярно до напрямку поширення хвиль (рис. 5.2). Поверхневі хвилі – це результат перетворення основних хвиль біля земної поверхні на поперечні до неї синусоїдальні коливання, які поширюються вздовж цієї поверхні. Для реєстрації землетрусів використовують прилади, які називаються *сейсмографами*.



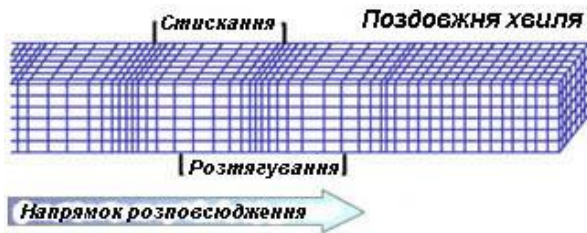


Рис. 5.1. Графічне зображення процесу формування поздовжніх сейсмічних хвиль (Р-хвиль)

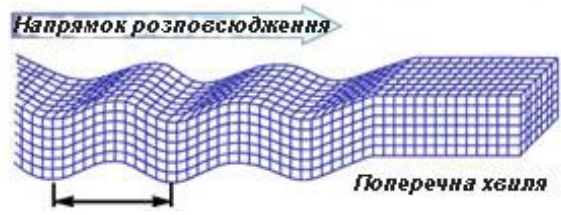


Рис. 5.2. Графічне зображення процесу формування поперечних сейсмічних хвиль (S-хвиль)

Перший сейсмоскоп (так називалися перші прилади для фіксування землетрусів) сконструйований китайським вченим Чжан Хеном у 132 році нашої ери (рис. 5.3). *(Історичні хроніки розказують про високу точність древнього приладу, хоча його влаштування залишається загадкою. Зовнішній вигляд і функціонування зрозумілі, а от внутрішнє налаштування... На основі припущень вчених вже в наш час були побудовані копії. Копія, створена в 2005 році реєструє землетруси так само точно, як і сучасні прилади. Загальноприйнята теорія стверджує, що маятник всередині мідного сосуду приходив у дію під час землетрусу, навіть якщо він траплявся за сотні кілометрів. Маятник приводив у дію складну систему важилів, які відкривали пащу одного з восьми драконів на зовнішній стороні сосуду. В пащі кожного дракона знаходилась бронзова кулька. Ця кулька викочувалася та падала в рот жабки, що знаходилися під драконом, видаючи гучний дзвін. За історичними даними, дзвін жабки був настільки сильним, що міг розбудити всіх. Дракон з відкритою пащею вказував напрям де стався землетрус. Вісім драконів вказували на схід, захід, північ, південь, північ-схід, північний захід, південний схід і південний захід. Прилад функціонував, поки не помер його винахідник. Очевидно, пристрій було таким складним, що тільки майстер Хен міг працювати з ним.)*

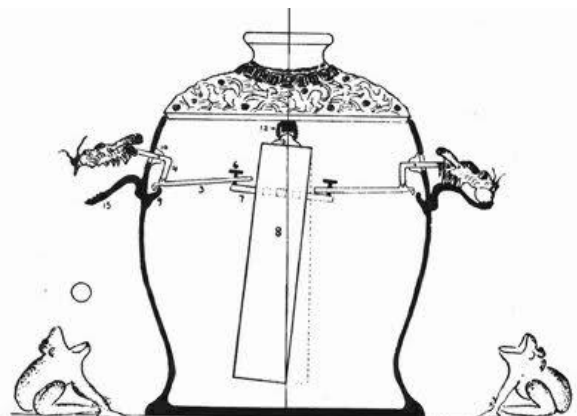


Рис. 5.3. Перший сейсмограф, сконструйований китайським вченим Чжан Хеном у 132 році н.е.

Сучасні сейсмографи являють собою складні електронні прилади, а запис сейсмічних коливань здійснюється на паперовій стрічці – сейсмограмі або (без паперової стрічки) із записом на електронні носії. При землетрусах



першими досягають станції, обладнаної сейсмографами (сейсмостанції), поздовжні хвилі (P), тому що вони поширюються з найбільшою швидкістю. Пізніше на магнітних стрічках сейсмограм фіксуються більш різкі зубці поперечних хвиль (S), а згодом ще різкіші – поверхневих хвиль (L).

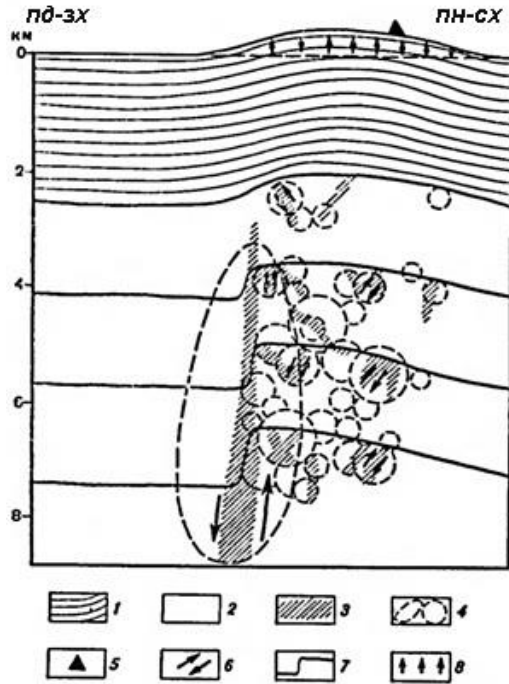
Інтервал між часом поперечних та поздовжніх хвиль прямо пропорційно залежить від відстані до осередку та епіцентру землетрусу. Результати визначення глибини осередків свідчать, що 80% землетрусів виникає в корі на глибині 8-10 км, а 20% – характеризуються ще глибшим зародженням. За глибиною закладення землетруси діляться на неглибокі, або *мілкофокусні*, глибина осередків яких менше 60 км, *проміжні* – від 60 до 150 км та *глибокофокусні* – більше 150 км. Максимальна глибина осередків складає 620-720 км, тобто близька до межі верхньої та нижньої мантії. Як зазначалося вище землетруси характеризуються також певною енергією.

*Механізм виникнення землетрусу* дуже складний і трактується неоднозначно. Існує декілька моделей осередку землетрусів. М.В.Щебалінім запропонована модель, згідно з якою провідна роль належить різного роду ускладненням морфології зміщувача головного сейсмогенного розриву в земній корі, що спричиняє утворення сейсмічних хвиль. За цією моделлю, вздовж площини основного розриву мають місце “гладкі” ділянки та ділянки з “зачіпками”, які заважають зміщенню. Зривання “зачіпки” відбувається раптово, а так як це процес не відворотний, саме він і призводить до виникнення короткоперіодичних сильних коливань. Враховуючи, що молоді сейсмогенні розломи супроводжуються великою кількістю “зачіпок”, вони являють собою значну сейсмічну небезпеку в порівнянні з розломами, в яких “зачіпи” зрізані і переважають “гладкі” поверхні.

Інша модель джерела землетрусу була розроблена В.І. М’ячкіним та іншими сейсмологами і суть її зводиться до того, що зростання напруги призводить одночасно до збільшення кількості та розмірів тріщин у певному об’ємі гірської породи. Згодом інтервали між тріщинами скорочуються, а їх число лавиноподібно збільшується. Поле напруги в області осередку набуває неоднорідності, зростає кількість деформацій, а процес утворення тріщин концентрується у відносно вузькій зоні, де вони об’єднуються в один головний розрив, по якому і відбувається розвантаження накопиченої напруги, тобто виникають сейсмічні коливання та відбувається землетрус (Рис 5.4.). Весь цей процес “підготовки” до заключної стадії злиття тріщин може тривати тисячі років, а перед землетрусом він різко прискорюється.

Рис. 5.4. Графічне зображення механізму деформації гірських порід під час Ташкентського землетрусу 25 квітня 1966 року (за О. Ф Якушової., В.Ю. Хаїним, В.І. Славиним, 1988р.):

- 1 – мезозойсько-кайнозойські відклади;
- 2 – палеозойський фундамент;
- 3 – зони тектонічних розривів;
- 4 – гіпоцентральною область основного поштовху та його афтершоків;
- 5 – центральна сейсмічна станція «Ташкент»;
- 6 – характер переміщення гірських порід в осередку землетрусу;
- 7 – умовні границі гірських порід та характер їх скидового переміщення;
- 8 – підйом поверхні Землі по геодезичним даним.



Протягом багатьох років вивчення землетрусів було встановлено, що на материках вони приурочені, здебільшого, до зон новітнього гороутворення. Основними сейсмічними поясами є Тихоокеанський та Альпійсько-Гімалайський.

Перший облямовує Тихий океан, з виступами на схід в районі Карибського моря та Антильської дуги, а також на півдні, в районі моря Скотта та Південно-Сандвічевої дуги. Альпійсько-Гімалайський пояс тягнеться від західного Середземномор'я до Східної Азії, де зливається з Тихоокеанським. Саме в межах цих поясів відбувалися всі руйнівні землетруси, основна частина з яких пов'язана з напругами стиснення, а інша – з рухами по зсувах. У Тихоокеанському поясі найактивнішими в сейсмічному відношенні є зони надглибоких розломів, які починаються від осей глибоководних жолобів периферії океану і нахилені в сторону островних дуг на заході, та у бік Центральної і Південної Америки на сході. Ці розломи добре простежуються по приурочених до них осередках землетрусів. Вони характеризуються нахилом  $15-45^\circ$  у верхній частині зони, до глибини приблизно 100 км, і більш крутим падінням ( $60^\circ$  і більше) в нижній. Залежно від кута нахилу розломів, а також, враховуючи характер явищ, які супроводжують сейсмофокальні зони, тобто зони концентрації осередків землетрусів, японський геофізик С. Уеда виділив два основних типи розломів: Маріанський та Чилійський. Перший характеризується крутим падінням та розвитком проміжних і глибокофокусних землетрусів, а другий – пологим падінням розломів та практично відсутніми глибокофокусними землетрусами.

Окрім периферії Тихого океану надглибокі сейсмофокальні зони добре проявлені також у Індійському океані. Така зона облямовує Малайський архіпелаг, виходячи на поверхню дна в Зондському жолобі. Глибина її

залягання перевищує 600 км. Розташовані в Атлантичному океані Антільська та Південно-Сандвічева зони, що вже зазначалось вище, розглядаються як виступи Тихоокеанського поясу.

В Африкансько-Євразійському поясі переважають дрібнофокусні землетруси, а глибокофокусні практично відсутні. Землетруси з осередками проміжної глибини мають місце в районі Калабрії (південна частина Апеннінського півострова) та на острові Крит. Тут сейсмофокальні зони приурочені до вигнутих на південь островних дуг, у тилівій частині яких спостерігаються інтенсивні прояви вулканізму. Східніше сейсмофокальні зони простежуються вздовж північного, Макранського, узбережжя Аравійського моря, хребта Західний Гіндукуш та Гімалаїв. Ці зони характеризуються нахилом на північ, в той час як на Памірі має місце сейсмофокальна зона зворотного, південного падіння.

Незначні за простяганням глибинні зони подібного типу встановлені в районі Гібралтарської дуги, в Тірренському морі, в районі Вранча на крутому згині Карпат у Румунії, в південній частині Кавказу, а також південніше Кримського півострова.

Окрім охарактеризованих двох основних сейсмічних поясів планети, розташованих по периферії континентів, в океанах виділяються значні за простяганням сейсмогенні пояси, приурочені до осьових зон серединно-океанічних хребтів. Землетруси тут відбуваються дуже часто, але вони характеризуються слабою інтенсивністю, їх осередки знаходяться на глибині не більше 10 км. За механізмом виникнення це здебільшого сейсми розтягування. По окремих трансформних розломах, які з'єднують рифтові зони, відбуваються також зсувні зміщення.

З напруженням розтягу пов'язана також сейсмічність континентальних рифтових систем, таких, наприклад, як Байкальська, Східно-Африканська, Північно-Американська, Східно-Китайська та інші. Певна кількість землетрусів відбувається і поза головним поясом сейсмічності, зокрема в межах пасивних окраїн континентів вздовж поперечних і поздовжніх розломів.

Немає сумніву в тому, що землетруси відбувалися протягом усієї історії формування нашої планети. Вони закарбувалися у вигляді численних розривів, тріщин, які розсікають різноманітні елементи рельєфу – долини рік, яри, вододіли, тощо. Однією з ознак древніх землетрусів є пороги, які виникають поперек потоків на піднятих крилах розривів. Характерні також обвали, зсуви та провали. Всі ці порушення в рельєфі, спричинені землетрусами, називаються сейсмодислокаціями, особливо чітко вони встановлюються при дешифруванні космо- та аерофотознімків. Вивчення таких палеосейсмодислокацій має також практичне значення, і, насамперед, для встановлення ступеня сейсмічної небезпеки в тому або іншому регіоні та можливе їх проявлення.

Особливим різновидом землетрусів є підводні землетруси, або як їх ще називають – моретруси. Вони виникають під морським та океанічним дном, а

на поверхні проявляються у вигляді велетенських хвиль, які називаються *цунамі*. Такі хвилі виникають при швидкому опусканні дна, спричиненому зміщенням блоків. При цьому в епіцентрі моретрясіння виникає хвиля, спрямована догори, яка і призводить до підняття рівня води. На поверхні акваторії така хвиля перетворюється на хвилю цунамі, яка концентрично поширюється від епіцентру з швидкістю до 800 км/год. В океані висота хвиль цунамі не перевищує 2 м, робить її практично непомітною. Проте на мілководді, при наближенні до берега, хвиля пригальмовується, виростає до висоти 30-40 м, набуває різко асиметричної форми та обрушується на берег. При цьому руйнівна сила хвилі пропорційна її швидкості.

Однією з найважливіших задач при вивченні землетрусів є сейсмічне районування територій та прогнозування самого явища. Саме від правильного вирішення цієї задачі залежать величина капіталовкладення в сейсмостійке будівництво. Ілюстрацією до цього може бути той факт, що підвищення на один бал можливої сейсмічної небезпеки веде до збільшення витрат на будівництво всіх об'єктів на декілька порядків. Сейсмічне районування територій – це дуже трудомістка та відповідальна робота, яка базується на аналізі численних факторів, таких як: зв'язок землетрусів з глибинною будовою земної кори, геофізичними полями, тектонічними явищами, геоморфологічними та геологічними особливостями району, типами гірських порід, їх складом та фізико-механічними параметрами, розривними порушеннями, тріщинуватістю та багатьма іншими параметрами, включаючи властивості ґрунтів, рівень підземних вод, палеосейсмодислокації, тощо. Результати таких аналізів повинні дати відповідь на одне питання – якої сили землетрус можна очікувати в конкретному місці.

Аналіз сейсмологічних і геологічних матеріалів дозволяє фахівцям будувати карти сейсмологічного районування, на яких відповідними позначками показуються території з можливим проявленням землетрусів певної сили. Такі карти діляться на дрібно-, крупномасштабні та детальні. До дрібномасштабних відносяться карти масштабів 1:5000000, 1:2500000, на яких відображається загальне сейсмічне районування континентів, або їх частин. З метою достовірнішого прогнозування, для проведення масштабних будівельних робіт укладаються великомасштабні карти від 1:1000000 до 1:200000, а при проведенні планування забудови міст на інших населених пунктів використовують карти детального сейсмічного районування масштабу 1:25000 і більшого. Залежно від бальності можливих землетрусів фахівцями розроблені спеціальні норми, дотримання яких є обов'язковим при плануванні та проектуванні будь-яких споруд. До таких норм належать: обмеженість поверхів будинків, посилення фундаментів, обладнання споруд антисейсмічними поясами, неприпустимість спорудження додаткових нависаючих деталей, полегшені покрівлі, широке використання залізобетону, тощо. Слід також зазначити, що в сейсмічно небезпечних районах допускається лише обмежена проходка підземних гірничих виробок з

обов'язковим закріпленням стінок і покрівлі, незалежно від міцності порід, а відкриті гірничі виробки (кар'єри) рекомендується проектувати з пологими бортами і незначної глибини. Досвід показує, що об'єкти побудовані з дотриманням цих норм, при землетрусах або залишаються цілими, або отримують незначні пошкодження. Разом з тим, не дивлячись на всі міри застороги, актуальною завжди залишається задача прогнозування, передбачення часу землетрусу. Її вирішення можливе лише шляхом аналізу різних провісників землетрусів.

*Сейсмологічним провісником* зародження землетрусів, насамперед, є **збільшення кількості слабких коливань** земної кори, які можна трактувати як *форшоки* (англ. “фор” – перед і “шок” – удар, поштовх) великого землетрусу. Реєстрація таких форшоків дає можливість попередити населення і запобігти значним людським жертвам. Іншим сейсмологічним провісником є **зміна швидкості поздовжніх хвиль**. Згідно з даними І.Л. Нерсесова, вона перед землетрусом знижується на 10%, а напередодні самого явища знову підвищується до нормального стану. До *геофізичних провісників* відносяться: **зменшення електричного опору порід, коливання модуля магнітного поля та різноманітні електромагнітні явища в атмосфері**. Ще одна група провісників може бути виділена як *гідрогеологічно-гідрохімічна*. До неї зокрема відносяться: **зміни рівня ґрунтових вод у свердловинах і колодязях** (спочатку рівень понижується, а згодом різко підвищується); **зміни температури води, значне підвищення у воді вмісту радону, вуглекислого газу, парів ртуті**. До провісників землетрусів можна віднести також *аномальну поведінку тварин* напередодні явища. Проте для успішного прогнозування землетрусу не слід покладатися на одну яку-небудь групу провісників, а необхідно аналізувати їх у комплексі з залученням побічних ознак.

Останнім часом з'явився новий генетичний вид землетрусів – землетруси, спричинені інженерною діяльністю людини, або так звані **техногенні землетруси**. Вперше такий землетрус силою у 7 балів був зафіксований вченими в 1975 р. в Каліфорнії, де на сім років раніше була споруджена гребля висотою 235 м та виникло водосховище. Тобто, в даному випадку локальне накопичення великої маси води на поверхні Землі спричинило зміни в надрах. Проте, водосховища не єдині джерела спровокованих землетрусів. Певну “провокуючу” дію на сейсмічність надр може спричинити також розробка нафтових та газових родовищ. Механізм спровокованих землетрусів ще остаточно не з'ясований. Вважають, що вони є наслідком збільшення водонасиченості надр, а це призводить до послаблення зв'язків між частками гірських порід і тим самим знижує їх здатність опиратися крихкому руйнуванню при сейсмічних поштовхах. Такий механізм розглядається як один з перспективних методів послаблення наслідків землетрусів за допомогою зняття напруги дрібними сейсмічними поштовхами, подаючи воду в спеціально пробурені свердловини.

*Сучасні методи дослідження землетрусів.* До сучасних методів вивчення землетрусів належать супутникові методи дослідження землетрусів, які спираються на фізичні процеси, що їх супроводжують. Широкий розвиток мають супутникові спостереження за деформацією земної поверхні, тепловими та електромагнітними явищами у сейсмічному циклі.

**Деформації** мають місто на всіх етапах, часто вони видимі неозброєним оком та фіксуються як наземними так і дистанційними методами. Супутникові методи вивчення сейсмічних деформацій поділяються на структурні (оптичні та радіолокаційні), на радарну інтерферометрію, методи визначення зміщень за допомогою системи глобального позиціонування, методи гравіметричних вимірювань.

Друга супутникова технологія вимірювання зміщень – система глобального позиціонування (GPS). Мережа високоточних приймачів GPS покривають великі сейсмоактивні регіони та цілі країни. Так в Японії національна мережа нараховує біля 1200 станцій, які ведуть вимірювання кожні 30 секунд. Це дозволяє слідкувати за деформаціями земної поверхні цілої країни та перевіряти данні супутникової інтерферометрії.

Деформації та зміщення приводять до змінення рельєфу, та як наслідок до зміни маси гірських порід. Це дає основу для використання супутникової гравіметрії. Так після руйнівного Суматранського землетрусу у 2004 році (магнітудою 9 балів). Було зафіксовано зміни гравітаційного поля в області епіцентру).

**Теплові явища.** За спостереженнями в районах, де відбулися сильні землетруси, температура зон розломів підвищувалася за один-два тижня до поштовху. Потім перед самим поштовхом спостерігалось зниження температури до нормальної. Після землетрусу температура знову зростала, а через декілька днів знову поверталася до фонового рівня. Теплові аномалії відмічалися і на морі. Під час землетрусів на морі спостерігалось підняття холодних глибинних вод. Ці теплові аномалії можуть фіксуватися з космосу тепловою зйомкою у інфрачервоному діапазоні та давати додаткову інформацію про землетруси та явища, якими вони супроводжуються.

**Електромагнітні явища.** При вивченні землетрусів ще з минулого століття відмічалось, що землетруси супроводжуються потужними електромагнітними процесами в атмосфері Землі напередодні землетрусу та під час поштовху. Такі явища є не тільки на поверхні Землі, але й у космосі та в іоносфері. Зараз супутник «DEMETER» на орбіті збирає інформацію про аномальні явища в іоносфері під час землетрусів. Зареєстровано зміну щільності електронів в іоносфері за три дні до землетрусів.

Таким чином, сьогодні супутниковим методам доступні деякі явища, що пов'язані з землетрусами. Деформація поверхні, теплові аномалії та зміни у іоносфері перед потужними землетрусами є такими ж провісниками землетрусів, як й зміни у напруженні земної кори, різкі зміни рівня ґрунтових вод та зміна хімічного складу атмосфери. Усі ці явища доступні спостереженню та фіксації з орбіти Землі. У дуже складному питанні



прогнозу землетрусів поки ще не має «абсолютної зброї». Але переваги сучасних супутникових методів, а саме зйомка гігантських територій з постійною періодичністю та високою просторовою роздільною здатністю, допомагає вирішувати це важливе питання.

***Запитання для самоконтролю:***

1. Як поширюються сейсмічні хвилі, що виникають у епіцентрі землетрусу?
2. Що таке сила та енергія землетрусів?
3. Якій механізм утворення землетрусів?
4. Які існують передвісники землетрусів?
5. Які методи вивчення землетрусів ви знаєте?

## РОЗДІЛ 6. МЕТАМОРІЗМ

Одним з найважливіших геологічних процесів є процес зміни, перетворення гірських порід під впливом глибинних, ендегенних факторів. Цей процес називається *метаморфізмом* (з грецької мови «*метаморфозис*» – перетворення). Ці перетворення відбуваються у твердому стані і виражені зміною мінерального, а іноді і хімічного складу, структури та текстури порід. Метаморфізм проявляється у перекристалізації вихідних порід і відбувається під дією *основних факторів метаморфізму*:

- високої температури,
- всебічного (літостатичного) або спрямованого тектонічного тиску,
- флюїдів (води, вуглекислоти, гарячих розчинів, що містять іони натрію, калію, кальцію, фтору, бору і сірки тощо), що містяться в породах та надходять з надр Землі.

Породи, що утворюються в результаті прояву метаморфізму, називаються *метаморфічними породами*. Вони утворюються за рахунок вже існуючих магматичних, осадових і метаморфічних порід та складають третій головний клас гірських порід поряд з осадовими і магматичними.

Головним фактором метаморфізму є підвищення температури, що обумовлена термофлюїдними потоками відповідної глибинності. Перехід до метаморфізму відбувається при температурах від 150 до 200°C, за одними авторами (Г. Винклер), 300-350°C – за іншими (М.Б. Вассоевич). Оскільки геотермічний градієнт (підвищення температури порід з глибиною) є сильно мінливою величиною (від 6°C до 150°C і більш на один км), тому початок метаморфічних перетворень може відбуватися на різних глибинах – від перших кілометрів до п'ятнадцяти і більше.

Найменша глибина початку метаморфічних перетворень спостерігається в осьових зонах серединно-океанських хребтів, де крім високого теплового потоку метаморфізму також сприяє циркуляція по тріщинах порід сильно розігрітої (до 300–350°C) морської води. Наприклад, у свердловині, пробуреній на о. Ісландія, початок метаморфізму порід був зафіксований на глибині всього 0,5 км від поверхні.

З іншого боку, у нафтових свердловинах Прикаспію неметаморфізовні осадові породи розкриті на глибинах 7-9 км.

Отже, такий значний діапазон коливань глибини (0,5-10 км) характерний для верхнього фронту метаморфізму

### Типи метаморфізму.

У залежності від переваги тих чи інших факторів, що викликають зміни в гірських породах, варто розрізняти наступні типи метаморфізму:

- *локальний*, який поділяється на *контактовий*, *дислокаційний* (*динамометаморфізм*) та *імпактний*;
- *регіональний*, з декількома різновидами.

#### *Локальний метаморфізм.*

*Контактовий метаморфізм* пов'язаний з проникненням у верхню, відносно холодну, частину земної кори, в основному в її осадову оболонку,

гарячої магми, що застигає у вигляді інтрузивних масивів – плутонів (рис. 6.1.)

Навколо таких плутонів утворюються ареали контактово-метаморфізованих порід. Чим крупніше інтрузія та більше теплової енергії, яку вона приносить, тим ширше ареали контактних змін порід.

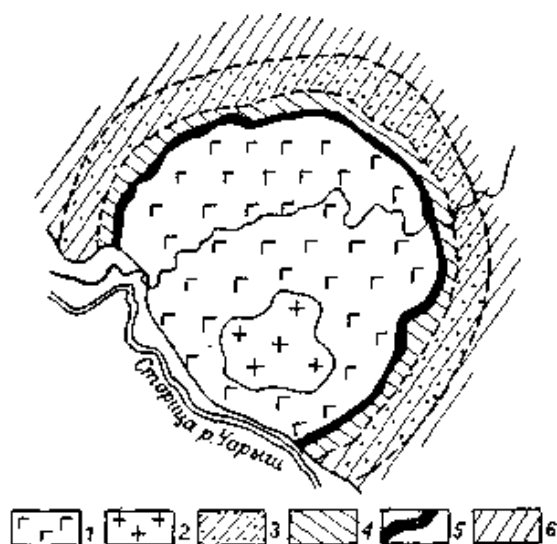


Рис. 6.1. Схематична геологічна карта Харловського масиву, Алтай:  
1 – габро; 2 – граніти; 3 – плямисті роговики; 4 – роговики середніх частин ореолу; 5 – ортоклазові роговики внутрішніх частин ореолу; 6 – сланці, що вміщують плутон.

Вторгнення кислих магм, багатих леткими компонентами, підвищує інтенсивність метаморфізму. Характер змін залежить від складу порід, що вміщують інтрузію.

Піщано-глинисті породи при метаморфізації переходять у *роговики* – породи, що мають щільну зернисту будову і складаються, головним чином, з кварцу та слюди, а також типових мінералів метаморфічного генезису (андалузиту, силіманіту тощо).

Осадкові карбонатні породи перетворюються в *скарни* – породи перемінного складу, що складаються, в основному з вапняно-залізистих силікатів. Істотну роль у складі порід грають силікати кальцію, у том числі, воластоніт – продукт взаємодії кальциту і кремнезему:  $(\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2)$ , а також у мінерали групи гранатів.

Зміна гірських порід відбувається при впливі високотемпературних розчинів, що утворюються шляхом конденсації водяної пари магми, які несуть із собою різні компоненти. Такий процес змін називається *гідротермальним метаморфізмом*. З гідротермальними розчинами пов'язане утворення різних жил у тріщинах гірських порід та вміст деяких коштовних мінералів.

Часто гідротермальний метаморфізм пов'язаний із *пневматолітовим*, що розвивається при інтенсивному привнесенні у породу нових речовин газовими еманаціями, що піднімаються з магматичного осередку при його остиганні. При гідротермальному і пневматолітовому метаморфізмі відбувається зміна не

тільки мінерального, але й хімічного складу порід, що вміщують інтрузивне тіло.

При дуже інтенсивному привнесенні нових речовин та заміщенні первинних мінералів хімічно активними речовинами виникає особливий вид метаморфізму – *метасоматоз*.

**Динамометаморфізм або дислокаційний метаморфізм** пов'язаний з тектонічними рухами земної кори, що викликають у процесі складкоутворення та розривних порушень.

Зміни гірських порід відбувається, головним чином, у верхній частині земної кори, під впливом однобічного тиску, орієнтованого в одному напрямку, – так званого *стресу*.

При динамометаморфізмі руйнуються старі та виникають нові структури гірських порід з ясно вираженим орієнтуванням мінералів. Крихкі мінерали роздрібнюються, пластичні деформуються. У деяких мінералах перебудовується кристалічна ґратка, змінюється орієнтування оптичних осей.

Зовнішнім вираженням впливу динамометаморфізму на породу є прояв сланцюватості. *Сланцюватість* – здатність породи розколюватися на тонкі плити за рахунок появи в породі одноманітно орієнтованих тріщин або визначеним орієнтуванням мінеральних зерен.

Тиски, що виникають при динамометаморфізмі, додають зернам мінералів визначене орієнтування, паралельно площині розлому, унаслідок цього порода набуває смугастих текстур. Цьому сприяє і поява новостворених лускатих мінералів – хлориту, слюди (мусковіту, біотиту), тальку.

Динамометаморфізм може проявлятися також у дробленні порід, руйнуванні мінералів і порода перетворюється в брекчію з кутастими уламками. При сильному подрібнюванні і перетиранні утворюються породи – *мілоніти*.

Дослідження останніх десятиліть виявили існування ще одного типу локального метаморфізму – *ударного (імпактного)*. Він викликається дією на поверхневі гірські породи ударної хвилі, що спричиняється падінням на Землю метеоритних тіл. При падінні метеорита за дуже малі відрізки часу (<0,1 секунди) виділяється величезна кількість кінетичної енергії. Ця енергія витрачається на механічні (стиск, дроблення) та теплові (плавлення, випарування) перетворення речовини порід, що піддаються впливу ударної хвилі. Ці метаморфічні породи носять загальну назву – *імпактити*.

Головною особливістю ударного метаморфізму, є поява новостворених мінералів, що виникають лише при надвисоких тисках і тому не характерні для земної кори. Такими «гіпербаричними» мінералами є поліморфні модифікації  $\text{SiO}_2$  – *коесит* та *стишовіт*, а також алмаз (дрібні кристали, морфологічно відмінні від звичайних алмазів, що зустрічаються у кімберлітових трубках) та високобарична модифікація вуглецю – *лонсдейліт*. Присутність *коеситу* вказує на те, що тиск був вище 30 кбар і

температура вище 1000°C, а *стишовіту* –  $P > 100$  кбар і  $T$  близько 1000°C, причому *стишовіт* відомий тільки з гірських порід астроблем.

### *Регіональний метаморфізм.*

Найбільш важливий тип метаморфізму. На відміну від локального, що поширюється на обмежену площу, регіональний метаморфізм охоплює великі, нерідко величезні площі – у тисячі, десятки та навіть сотні тисяч квадратних кілометрів.

Регіональний метаморфізм викликається спільною дією підвищеної температури та тиску, зазвичай, всебічного (літостатичного). Прикладами порід, створених під час такого регіонального метаморфізму, є метаморфічні породи Українського, Балтійського щитів

В історії Землі регіональний метаморфізм відігравав найважливішу роль протягом архейського і протерозойського еонів. Породи архейського віку незалежно від глибини їх сучасного залягання метаморфізовані сильно і повсюдно. Породи протерозою метаморфізовані дуже часто, але в різному ступені. Фанерозойські породи, як правило, зазнавали лише локальну метаморфізацію. Така вікова диференціація дозволяє припускати зв'язок регіонального метаморфізму з архейсько-протерозойськими процесами конвергенції літосферних плит, або те, що в ранньому докембрії тепловий потік Землі був значно більшим, ніж зараз.

У межах поширення метаморфічних комплексів спостерігається закономірна зміна мінералогічних асоціацій (парагенезисів мінералів) від регіонів з вищим ступенем метаморфізму до периферійних областях, що зумовлено зниженням температури і тиску. Відповідно зазначеної закономірності виділяють *метаморфічні фації* – комплекси найбільш характерних метаморфічних порід, точніше парагенезису мінералів, утворених у визначеному діапазоні температур та тисків. Фація називається по найбільш типовому для неї та широко розповсюдженому типу порід чи мінералів, наприклад цеолітова, хлоритова, біотитова.

Залежно від інтенсивності процесів метаморфізму виділяють *ступені метаморфізму*, кожній з яких відповідає певна метаморфічна фація. Ступені та фації метаморфізму – послідовний ряд, що відображає інтенсивність перетворень порід процесами регіонального метаморфізму. Найнижчому ступеню метаморфізму відповідають породи *цеолітової фації*, нижньому – *зеленосланцевої*, середньому – *амфіболітової*, високому – *гранулітової*, вищому – *еклогітової фації*. Під впливом цих факторів породи перекристалізуються, переходячи в різні кристалічні сланці, гнейси й інші метаморфічні породи. В об'єм кожної фації входять кілька типів порід. Їх мінеральний склад визначається не тільки термодинамічними умовами метаморфізму, але, насамперед, типом та складом первинної осадової чи магматичної породи. Перехід від нижчого ступеня регіонального метаморфізму до вищого називається *прогресивним* метаморфізмом. Іноді буває, що порода, утворена при відносно високих температурах та тисках, піддається повторному метаморфізму при більш низьких температурах

та тисках. Тоді говорять про *ретроградний* (регресивний) метаморфізм або *діафторез*.

Найбільш чутливими до метаморфічних перетворень є глинисті породи і вони дають найбільш повну гаму метаморфічних фацій (рис. 6.2.).

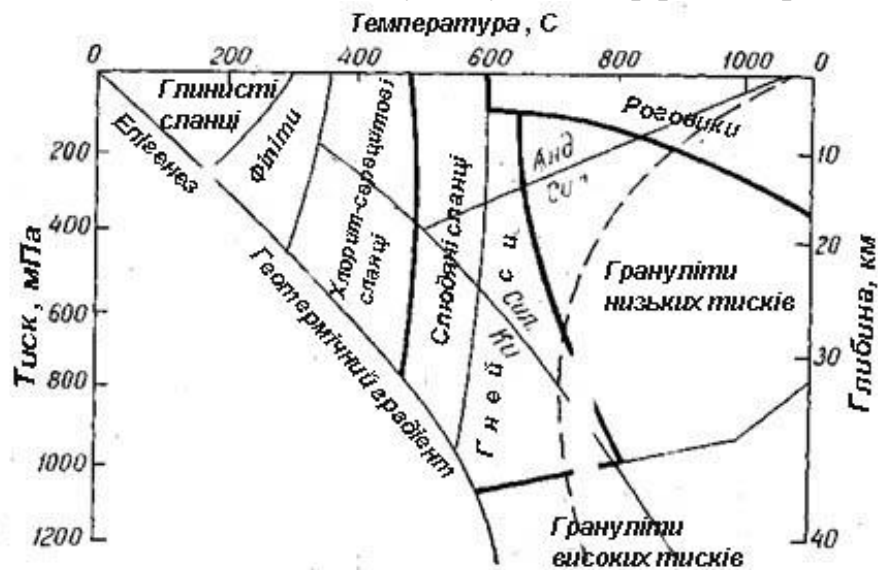


Рис. 6.2. Фації метаморфізму глинистих порід

Жирні лінії – границі ступенів метаморфізму: нижча (зеленосланцева), середня (амфіболітова), верхня (гранулітова). Тонкі лінії – границі фацій: Анд – андалузитова; Сил – силіманітова; Кі – кіанітова

**Дуже низький ступінь** регіонального метаморфізму протікає при мінімальних температурах (до 200°C) і тисках. Глини і аргіліти перетворюються в *глинисті і аспідні сланці* – тверді тонкозернисті породи, що легко розколюються на тонкі пластинки з гладкими поверхнями. Значна частина глинистих мінералів трансформується в луски мусковіту, біотиту.

**Низький (зеленосланцевий)** ступінь метаморфізму проявляється при більш високих температурах (до 250°C) і тисках, характеризується формуванням дрібнозернистих структур. З переходом до низького ступеню метаморфізму глинисті (аспідні) сланці перетворюються у *філіти*, що відрізняються від перших більш грубою сланцюватістю та більш блискучими поверхнями, що пов'язано з появою макроскопічно помітних лусок слюди.

Більш зрілі продукти метаморфізму **низького ступеню** – це породи власне зеленосланцевої фації; до них відносяться, насамперед, *хлорит-серицитові сланці*, що складаються з кварцу, хлориту та серициту (дрібнолусканий різновид мусковіту), що представляє собою продукт подальшого перетворення глинистих порід.

Але особливо характерні *зелені сланці*, що утворюються за рахунок основних вулканітів та їхніх туфів. Вони зобов'язані своїм фарбуванням хлориту, епідоту та (або) зеленій роговій обманці; зазвичай присутній також мінерал альбіт.



Своєрідною метаморфічною фацією низького та дуже низького ступеню метаморфізму є *блакитні сланці*, найбільш характерний мінерал яких – блакитна рогова обманка – *глаукофан*; іншим індексом-мінералом цієї фації служить Са-Al-гідросилікат – *лавсоніт*. Глаукофанові сланці утворюються в умовах поєднання дуже високих тисків (до  $10 \times 12 \times 10^8$  Па) з низькими (не більш  $400^\circ\text{C}$ ) температурами.

**Середній (амфіболітовий) ступінь** метаморфізму характеризується більш високими температурами ( $250\text{--}700^\circ\text{C}$ ) і тиском (до  $3 \times 10^6$  Па), що веде до зростання розмірів кристалів і зниження частки гідратованих мінералів у складі порід. Температурному інтервалу  $250\text{--}400^\circ\text{C}$  характерно формування кристалічних сланців і амфіболітів. При більш високих температурах (від  $400$  до  $700^\circ\text{C}$ ) виникають гнейси.

*Кристалічні сланці* – породи з добре проявленою сланцюватістю, середньо- та грубозернисті, збагачені листуватими силікатами – мусковітом, біотитом (слюдяні сланці), хлоритом, а також амфіболами. Вони являють собою продукт подальшої зміни глинистих порід та крім перерахованих мінералів, зазвичай, містять гранати, середні та основні плагіоклази, кварц.

*Гнейси* відрізняються більшою зернистістю, меншим вмістом слюди і складаються, в основному, з кварцу та польового шпату та темноколірних мінералів. Через менший вміст пластинчастих мінералів гнейси важко розколюються на пластинки та мають більш грубу сланцюватість. Їх смугастість пов'язана з відокремленням прошарків, збагачених слюдою та (або) роговими обманками. Утворюються гнейси по пісковикам, особливо аркозовим, глинам, кислим вулканітам та гранітам. Гнейси з порід первинно-осадового походження називаються *парагнейсами*, а з порід магматичного походження – *ортогнейсами*.

*Амфіболіти* – темно-зелені, зеленувато-чорні щільні породи зі сланцюватою текстурою, що складаються в основному з рогової обманки та плагіоклазу, іноді за участю гранату, епідоту, біотиту. Утворюються при метаморфізмі основних магматичних порід – *ортоамфіболіти* або карбонатно-глинистих порід – *параамфіболіти*.

На середньому ступені регіонального метаморфізму формуються також мармури та кварцити.

**Високий (гранулітовий) ступінь** метаморфізму протікає при температурах від  $700$  до  $1500^\circ\text{C}$  і тиску близько  $5 \times 10^6$  Па. У цих умовах слюди, рогові обманки і інші водовмісні мінерали заміщуються піроксенами. Високі температури цієї стадії метаморфізму обумовлюють *анатексис* – повну переплавку вихідних порід. *Грануліт* – найхарактерніша порода даного ступеню, що виникає з магматичних або осадових порід. Грануліти основного складу утворюються з габро або базальтів, а грануліти кислого складу – з глинистих або піщано-глинистих порід. Гранулітова фація широко представлена в архейських і рідше в протерозойських породах фундаментів давніх платформ.

**Вищий (еклогітовий) ступінь** метаморфізму протікає при найвищих температурах (від 1500 до 3000°C і вище) і тиску ( $2 \times 10^9$  Па). *Еклогіти* – щільні важкі породи, які складаються з піроксену з вкрапленням кристалів гранату (піропу). Утворюються також за рахунок основних магматитів (базальтів, габро) і входять до складу нижньої частини земної кори континентального типу. Уламки еклогітів зустрічаються в кімберлітових трубках.

***Запитання для самоконтролю:***

1. Що таке явище метаморфізму?
2. Які геологічні фактори приводять до метаморфізму гірських порід?
3. Назвіть основні типи метаморфізму.
4. Що таке метаморфічні фації і ступені метаморфізму?
5. Які породи належать до нижчої, середньої та вищої фацій метаморфізму?

### ЧАСТИНА III. Екзогенні процеси.

Екзогенні процеси – це зовнішні геологічні процеси на поверхні Землі, які зумовлюють зміни складу гірських порід, структур та загального вигляду поверхні Землі. Джерелом для них служить теплова енергія Сонця та сила гравітації. У залежності від факторів та середовища, в яких відбуваються ці процеси, виділяють 4 стадії екзогенних процесів: *вивітрювання, денудація, акумуляція та діагенез*.

Основна роль в екзогенних процесах належить денудації.

*Вивітрювання* – процес руйнування та глибоких змін фізичного та хімічного стану мінералів та гірських порід у результаті фізичної, хімічної та біологічної дії на них води, кисню, вуглекислого газу, мінеральних та органічних кислот, атмосферних явищ та сонячної радіації.

*Денудація* – це сукупність геологічних процесів, при яких відбувається руйнування гірських порід. Агентами денудації є: води, вітер, льодовики, сила гравітації. У залежності від фізико-географічних умов, вони можуть діяти окремо і разом. Процеси денудації розчленовують і згладжують рельєф суші, вирівнюючи його.

*Акумуляція* – процес в результаті якого продукти руйнування гірських порід після перенесення накопичуються на понижених ділянках рельєфу – річкових долинах, озерах, болотах, морях та океанах.

*Діагенез* – складний процес перетворення продуктів екзогенної діяльності в осадові гірські породи під впливом гравітаційних сил та змін фізико-хімічних умов в приповерхневій частині земної кори.

Усі екзогенні геологічні процеси пов'язані між собою.

Основним результатом екзогенних геологічних процесів є зміна речовинного складу верхньої частини земної кори диференціація речовини за її фізичними та хімічними властивостями, утворення осадових гірських порід та форм рельєфу земної поверхні.

#### РОЗДІЛ 7. ВИВІТРЮВАННЯ

Під вивітрюванням розуміють процеси фізичного, хімічного та біохімічного перетворення гірських порід і мінералів, що їх складають. Відбуваються ці процеси у приповерхневій частині земної кори, яка називається *зоною вивітрювання* або *гіпергенезу*. Ці перетворення залежать від багатьох факторів:

- хімічного впливу води та газів,
- температурних умов,
- складу порід і т.д.

Процеси вивітрювання досить складні. Їх умовно розділяють на *фізичне* та *хімічне вивітрювання*.

##### 7.1 Фізичне вивітрювання

Фізичне вивітрювання полягає в механічній руйнації гірських порід під впливом зміни температур, механічної дії льоду, солей, корневих систем рослин.

Перший тип фізичного вивітрювання, який викликається коливаннями температури називається *температурним вивітрюванням*. Воно відбувається під впливом добових та сезонних коливань температури, які приводять до нерівномірного нагрівання та охолодження гірських порід.

Різні мінерали мають різні коефіцієнти об'ємного розширення, тому деформації проявляються сильніше. Але деякі мономінеральні породи, такі як кварцити і мармури, також зазнають температурного вивітрювання, оскільки коефіцієнти лінійного розширення кальциту і кварцу в напрямку, перпендикулярному осі *c* в двічі більше, ніж в іншому напрямку.

Температурне вивітрювання найбільш інтенсивно протікає в областях з різкими коливаннями добових температур, низькою вологістю, слабким рослинним покривом. Такі умови характерні для пустель, гірських районів, де добове коливання температури сягає 40-50°C. Породи вдень сильно нагріваються, вночі охолоджуються, що призводить до своєрідного відлущування їхньої верхньої частини – *десквamaції*.

*Механічне вивітрювання* відбувається під впливом механічної дії сторонніх агентів.

Це, по-перше, *морозне вивітрювання*, яке відбувається під дією замерзання води. Вода, потрапляючи в тріщини, замерзає, перетворюється на лід, збільшуючись в об'ємі на 10%. Така сила переборює опір гірських порід і вони розколюються на окремі уламки. Ці процеси спостерігаються в гірських районах вище снігової лінії, а також в приполярних областях. Тут зустрічаються величезні площі, покриті розвалами брил та щебеню – *куруми*.

Аналогічну механічну дію на гірські породи має коренева система дерев, рослин, і різноманітні землерийні тварини. (Одночасно з ростом дерев збільшуються і розміри їхнього коріння. Воно з великою силою тисне на стінки тріщин і за принципом роботи клину розширює їх, що призводить до розколювання їх на окремі брили та уламки.)

Розколювання або *дезінтеграцію* порід викликає також процес кристалізації солей в капілярних тріщинах порід. Це відбувається в умовах сухого клімату, де капілярна вода підходить до поверхні і випаровується, а сіль, що знаходиться в ній, кристалізується.

## 7.2. Хімічне вивітрювання

При хімічному вивітрюванні відбувається не тільки механічна руйнація, також змінюється хімічний та мінеральний склад гірських порід.

Головними факторами хімічного вивітрювання є вода, кисень, вугільна та органічні кислоти. Основна роль належить воді, яка у тому чи іншому ступені дисоційована на позитивно заряджені іони водню ( $H^+$ ) та негативно заряджені гідроксильні іони ( $OH^-$ ). Це визначає можливість води вступати у реакцію з кристалічною речовиною.

Найбільш сприятливі умови для хімічного вивітрювання існують в гумідних, та, особливо, у тропічних та субтропічних зонах, де мають місце сполучення великої вологості, високої температури та пишної рослинності. Останній фактор сприяє накопиченню в ґрунті органічної речовини, в результаті чого значно збільшується концентрація вугільної та органічних кислот. Сприяють хімічній активності води також деякі іони ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,

$\text{Cl}^-$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ), що розчинені в ній. Наприклад, присутність в воді хлориду натрію збільшує розчинність гіпсу у 2,5-3,5 рази.

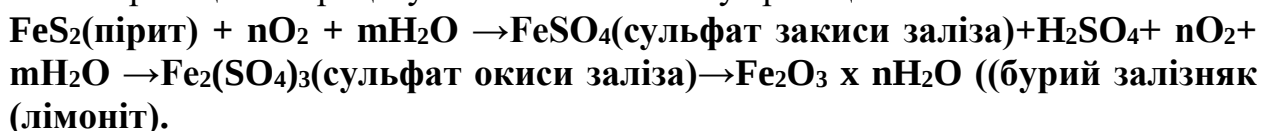
В залежності від виду реакцій до хімічного вивітрювання відносять: *окислення, гідратацію, розчинення та гідроліз.*

#### Окиснення.

Проявляється через перехід закисних низьковалентних сполук в окисні високовалентні з приєднанням кисню. Хімічна активність кисню різко зростає у водному середовищі. (Властивість кисню розчинятись у холодній воді ( $0^\circ\text{C}$ ) вдвічі вище ніж у теплих водах –  $25-30^\circ\text{C}$ ). Процеси окиснення відбуваються як на земній поверхні, так і в зоні проникнення атмосферних вод у глибини земної кори. Межа, нижче якої окислювальні процеси припиняються, залежить від речовинного складу та водопроникності гірських порід, глибини залягання підземних вод, характеру рельєфу місцевості та ін. (В гірських областях окислювально-відновна границя знаходиться на глибині 1000м, на заболочених рівнинах майже збігається із землею поверхнею).

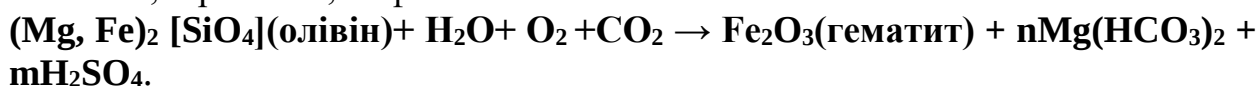
Процес окиснення найбільш активно протікає у мінералах, що містять Fe, S, Mn, Ni, Co, V та інші елементи, що легко взаємодіють з киснем. Сульфіди у кислому середовищі стають нестійкими та поступово замінюються сульфатами, окислами та гідроксидами.

Напрямок цього процесу схематично показує реакція:



На першій стадії створюються сірчаноокисле залізо та сірчана кислота. Сірчана кислота сприяє подальшому розкладенню мінералів і на другій стадії сульфат заліза (II) переходить у сульфат заліза (III). Останній в свою чергу при присутності води та кисню перетворюється на лімоніт.

Ще одна реакція, що показує напрям процесу окиснення таких мінералів, як олівін, піроксени, амфіболи:



Під дією води, кисню та вуглекислоти утворюється гематит.

Початок процесу окиснення візуально розпізнається за зміною забарвлення гірських порід. Внаслідок окиснення заліза породи набувають жовтого, бурого або червоного кольору; якщо присутня мідь колір набуває синьо-зелених відтінків, а породи що містять вуглець втрачають свій чорний колір і стають сірими.

У процесі окислення породи значно зменшують свій об'єм і стають пористими, що спричиняється виносом з них легкорозчинних летких новоутворених сполук.

#### Гідратація.

Це процес хімічної взаємодії води у рідкому або газоподібному стані з мінералами та гірськими породами. В результаті гідратації, яка нерідко супроводжує процеси окислення, відбувається перебудова внутрішньої структури мінералу внаслідок приєднання до нього молекули води і створення нових мінералів. Можна навести такі приклади гідратації:

1. Перехід ангідриту у гіпс в результаті реакції:  $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ .

2. Перехід гематиту у гідроксид заліза в результаті реакції:  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + n\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ .

Процес супроводжується значним збільшенням об'єму породи, якщо тільки при цьому не виносяться які-небудь легкорозчинні компоненти. Ріст об'єму, в свою чергу, спричиняє виникнення внутрішніх напружень, що призводить до утворення численних тріщин і навіть до зміни первинного залягання порід.

#### Розчинення.

Перехід мінеральних речовин у розчини пов'язаний із дією на породи води, що містить вуглекислоту та мінеральні й органічні кислоти. Мінерали розчиняються по-різному. За рівнем розчинності на першому місці – хлориди, слабше розчиняються сульфати, і ще менше – карбонати. Швидкість розчинення карбонатів значно збільшується при пониженні температури розчину. Процес також має назву КАРСТУ.

Розчиненню мінералів і гірських порід сприяють також численні органічні кислоти, які виробляються рослинами та мікроорганізмами. Деякі з них володіють здатністю при слабкій концентрації розчиняти кварц, скло і навіть металічне олово. Найінтенсивніше процес відбувається на континентах в умовах вологого та теплого клімату. Проте може відбуватись і в морських басейнах - *гальміроліз*.

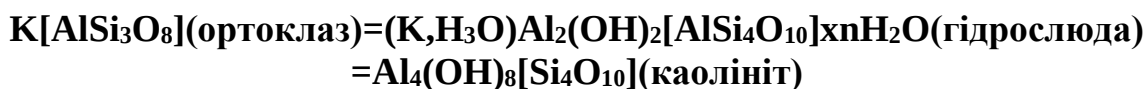
#### Гідроліз.

Складний процес розкладання мінералів під впливом водних розчинів, виносу з них окремих елементів, а також приєднання гідроксильних іонів та гідратації. З явищем гідролізу пов'язаний хімічний розклад важкорозчинних мінералів - насамперед силікатів та алюмосилікатів, які належать до найпоширеніших мінералів земної кори. При гідролізі також значною мірою перетворюється первинна кристалічна структура мінералів.

При вивітрюванні кислих магматичних порід і близьких до них метаморфічних в першу чергу розкладаються слюди (біотит, мусковіт, серицит), які перетворюються у каолініт; згодом руйнуються темноколірні мінерали (рогова обманка) і в останню чергу – польові шпати з утворенням гідрослюд та каолініту.

Як приклад можна привести схему розкладання польових шпатів:





Часто гіпергенне перетворення силікатів та алюмосилікатів протікає стадійно з утворенням різних глинистих мінералів.

Каолініт в умовах земної поверхні достатньо стійкий. Але при сприятливих умовах – висока температура, вологість та пишна рослинність відбувається наступне розкладання каолініту та створення найбільш стійкої сполуки – гідрооксиду алюмінію – гібситу  $\text{AlO}(\text{OH})$ , основної частини алюмінієвої руди – бокситу.

### **Роль органічного світу у процесах хімічного вивітрювання.**

У складних процесах хімічного розкладання мінералів та гірських порід величезна роль належить біосфері. Біохімічний вплив на гірські породи починається вже з перших поселенців на скельних поверхнях порід – різноманітних мікроорганізмів, лишайників, мохів. Організми поглинають з породи, що руйнується, хімічні елементи, такі як P, S<sub>2</sub>, Cl<sub>2</sub>, K, Ca<sub>2</sub>, Mg, Sr, в меншій мірі Si, Al, Fe та інші, а після відмирання повертають їх вже у вигляді особливих біогенних сполук. Таким чином здійснюється біогенний кругообіг речовини у верхній частині кори вивітрювання.

С процесами вивітрювання пов'язане створення ґрунтів. Поступово на твердих гірських масивах з'являється тонкий шар, зруйнованих та змінених продуктів вивітрювання, який можна назвати початковим ґрунтом.

ҐРУНТ це поверхневий шар земної кори, що відрізняється особливим мінеральним складом та складом органічних речовин. Ґрунт є продуктом взаємодії та обміну речовини та енергії між живими організмами, гірськими породами, водою та повітрям.

Поступово створюються умови для наступного заселення скель вищими рослинами. Після їх відмирання ґрунти все більше й більше збагачуються органічною речовиною.

Таким чином, здійснюється біогенний кругообіг речовини у верхній частині кори вивітрювання.

Крім того велике значення у процесах хімічного вивітрювання мають:

- 1) виділення кисню при фотосинтезі;
- 2) створення органічних кислот та CO<sub>2</sub> при відмиранні рослин та розкладанні органічної маси. Присутність CO<sub>2</sub> та органічних кислот значне підсилюють розчинення та гідроліз мінералів.

Для формування ґрунтів важливою є швидкість розкладання мертвої органічної речовини. При швидкому та повному розкладанні відбувається їх повна мінералізація. При неповному розкладанні органічних решток з недостатньою кількістю кисню створюється новий, відносно стійкий комплекс органічних сполук, який називається ГУМУСОМ або ПЕРЕГНОЄМ.

Гумус – головний елемент родючості ґрунтів.

Склад ґрунтів залежить від біокліматичних обстановок, літологічних особливостей гірських порід та рельєфу. Різні умови процесу

грунтоутворення обумовлює існування різних типів ґрунтів. Як приклад, можливо навести будову профілів двох типів ґрунтів – підзолу та чорнозему.

|                                      |                                    |                                                                    |
|--------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|
| <b>Профіль чорноземних ґрунтів</b>   | аккумулятивно-гумусовий            | багатий гумусом чорного чи коричневого кольору, великі потужності  |
|                                      | елювіальний перехідний горизонт    | менше гумусу, присутність включень нижнього горизонту              |
|                                      | іллювіальний горизонт              | характеризується вимиванням карбонатних сполук                     |
| <b>Профіль підзолистих ґрунтів</b>   | аккумулятивно-гумусовий горизонт   | невеликі потужності                                                |
|                                      | елювіальний горизонт               | горизонт вимивання світлого кольору                                |
|                                      | ілювіальний горизонт               | у верхній частині глинозем, у нижній частині залізисті речовини    |
| <b>Профіль червоноземних ґрунтів</b> | аккумулятивно-гумусовий горизонт   |                                                                    |
|                                      | горизонт інтенсивного вивітрювання | вохристо-червоного кольору з глиноземними та залізистими сполуками |

Підзолисті ґрунти характерні для лісової зони помірного поясу.

Червоноземні ґрунти зустрічаються у зоні субтропічних лісів.

### 7.3. Кори вивітрювання.

Основним продуктом процесів вивітрювання є так звані **кори вивітрювання**. Кори вивітрювання – це вся сукупність продуктів фізичного, хімічного та органічного вивітрювання.

Серед них розрізняють:

- рухомі, які виносяться на ту чи іншу відстань;
- залишкові, які лишаються на місці гірських порід, що піддавалися вивітрюванню.

Ці, непереміщені продукти вивітрювання створюють один з важливих генетичних типів континентальних відкладів – *елювій*. Він складається з погано відсортованої суміші щебеню, жорстви, піску та глини і являє собою пухку масу, яка за речовинним складом подібна до складу материнських порід, що його підстеляють. Елювій, в утворенні якого основна роль належала біохімічним агентам, і в складі якого присутня органічна речовина (гумус) називається ґрунтом.

Склад кори вивітрювання та її потужність залежить від наступних факторів як температура, вологості, склад органічної речовини. Важливе

значення має інтенсивність вертикальних тектонічних процесів, а також рельєф місцевості.

Виділяють чотири стадії розвитку кори вивітрювання:

- переважання фізичного вивітрювання та накопичення продуктів грубого механічного руйнування;
- винос в процесі гідролізу легкорозчинних компонентів (процеси вилуговування);
- утворення залишкових глин – каолінів та виносу з материнських порід кальцію, калію та магнію;
- утворення латеритів.

З розвитком кір вивітрювання у глибину утворюються чотири перехідні зони:

1. *Монолітна зона* (I) з прихованою тріщинуватістю в межах якої породи ще не мають видимих ознак подріблення.
2. *Брилова зона* (II), головна ознака – тріщини вивітрювання, які сприяють розпаданню породи на окремі брили.
3. *Зерниста або дрібноуламкова зона* (III) елювій представлений дрібними уламками або окремими мінеральними зернами.
4. *Глиниста зона* (IV), складена продуктами хімічного вивітрювання (вторинні мінерали) з домішкою дрібно уламкового матеріалу.

Межі між зонами нерівні, нечіткі, по мірі розвитку кори вивітрювання можуть переміщуватись на глибину.

Інтенсивність процесів вивітрювання залежить від кліматичної обстановки, яка зумовлює утворення різних типів кори вивітрювання.

В областях полярного та холодного (нівального) клімату, де переважає морозне вивітрювання виділяються три зони (знизу-догори): I – монолітна (прихованої тріщинуватості); II – брилова та щебінчаста; III – незмінні дрібні уламки первинних порід.

В умовах теплого і вологого клімату, який характеризується інтенсивним протіканням процесів хімічного вивітрювання присутня IV зона складена глинистим матеріалом гідрослюдистого складу.

При теплому кліматі з помірною вологістю, тобто гумідному (вологовому), потужність глинистої зони зростає до 15-25 м за рахунок хімічних перетворень мінеральної речовини (IV). Такі кори називають *каоліновими*. В них існує вертикальна зональність.

Найбільш потужна (до 80-100м й більше) кора вивітрювання формується в умовах жаркого та вологого клімату тропічних та субтропічних зон при відносно вирівняному рельєфі. В таких умовах формуються потужні та повно розвинені кори вивітрювання.

У вертикальному розрізі таких кір вивітрювання звичайно спостерігається послідовність елювіальних відкладів.

Знизу залягають роздроблені корінні породи, які вище змінюються гідрослюдисто-монтморілонітово-бейделітовими горизонтами, ще вище –

плямистий каоліновий горизонт з локальним включенням гідроокисів залізу та алюмінію.

Самим високим ступенем розкладання порід відрізняється верхня частина кори. Вона складається з гідроокисів заліза та алюмінію та частково кремнію. У сухому стані елювій цієї частини нагадує цеглу червоного кольору. Такі кори називають *латеритними*. (латин. “латер” – цегла). За мінеральним складом і фізико-механічними властивостями латеритна зона ділиться на підзону червоноземів (V, а) і підзону щільних порід грубо- та дрібноуламкової будови, що нагадує панцир. Такі утворення називаються *кірасами* (V, б). Потужність зони латеритів може досягати 15-20 м. Усі зони поступово переходять одна в одну. Нижня межа відрізняється значною нерівністю, іноді глибоко проникаючи у корінні породи уздовж крупних тріщин та зон тектонічного дроблення.

В областях аридного (сухого) клімату пустель та напівпустель, за нестачі води, міграція активних речовин дуже обмежена і елювіальний покрив формується, здебільшого, внаслідок фізичного вивітрювання. Кори вивітрювання тут представлені нагромадженням уламків порід і мінералів різного розміру. Хімічне вивітрювання проявляється локально, у вигляді пустельної засмаги, гіпсових кірок та солончаків.

У районах молодих гір, де діють активні тектонічні процеси, відбувається інтенсивна руйнація гірських порід поверхневими водами та іншими екзогенними факторами та знос зруйнованого матеріалу – механічна денудація. Вона попереджає процеси хімічного розкладання порід. В цих умовах кора вивітрювання представлена часто тільки уламковим матеріалом – продуктами фізичного вивітрювання.

У геологічній історії Землі неодноразово виникали сприятливі обстановки для формування кор вивітрювання. Це відповідало тривалим етапам розвитку земної кори в умовах суходолу.

Кори вивітрювання, що розвинені на великих площах й зберігають первинну зональність називаються ПЛОЩАДНИМИ корамаи. Вони розвинені на вирівняних денудацією височинах гірських споруд тектонічно спокійних областей.

ЛІНІЙНИМИ кори вивітрювання формуються вздовж систем тріщин, на контакті різних за складом і генезисом порід і характеризуються жилоподібною формою. Часто розвинені у гірських складчастих областях.

Кори вивітрювання протерозойського віку широко розвинені в Україні у межах кристалічного щита.

З древніми корамаи вивітрювання зв'язано створення великої кількості мінералів, які є важливими корисними копалинами. Це, наприклад, боксити, колін, гідросилікати нікелю, гідроокиси та окиси заліза. Широко відомо найбагатше залізорудне родовище Курської магнітної аномалії. Родовище представляє собою древню (палеозойську) кору вивітрювання, що залягає на докембрійських магнетит-утримуючих кварцитах. У процесі вивітрювання

відбувалося вилуговування кремнезему та окислення заліза, в результаті чого і утворилися багаті гематитові руди.

У пухких продуктах кори вивітрювання також відомі розсипи платини, золота, алмазів титану та інших.

***Запитання для самоконтролю:***

1. Назвати стадії екзогенного процесу.
2. Що таке вивітрювання гірських порід?
3. Яке буває вивітрювання?
4. Які чинники фізичного вивітрювання?
5. Назвати реакції хімічного вивітрювання.
6. Як називаються не переміщені продукти вивітрювання?
7. Що таке кора вивітрювання, які бувають?
8. Назвати типові мінерали кори вивітрювання.

## РОЗДІЛ 8. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ВІТРУ

Вітер – один з найважливіших екзогенних факторів. Під його впливом змінюється рельєф поверхні і утворюються своєрідні породи. Геологічна діяльність вітру пов'язана з динамічним впливом повітряних струменів на гірські породи. Геологічну роботу вітру часто називають *еоловою* (за іменем бога вітру - Еолом).

Чим більшою є швидкість вітру, тим значнішою буде зроблена ним робота: при швидкості - 4,4– 6,7 м/с, вітер несе пил; 9,3–15,5 м/с – пісок, а 18,9 м/с –гравій. Під час сильних буревіїв і ураганів, (швидкість 22,6 – 58,6 м/с) можуть пересуватися і переноситися дрібні камінчики і галька.

Найбільш яскраво діяльності вітру проявляється в областях посушливого клімату – пустелях і напівпустелях, які займають майже 20% поверхні континентів, і для яких характерні різкі добові і річні коливання температур, незначна кількість атмосферних опадів, слабо розвинений рослинний покрив. Крім пустель сприятливими районами є гірські вершини і морські узбережжя.

Весь уламковий матеріал, що потрапив у повітряні потоки, рано чи пізно осаджується на поверхні Землі, утворюючи шар еолових відкладів. Таким чином, геологічна робота вітру складається з таких процесів: 1) руйнації гірських порід (дефляція і коразія); 2) перенесення - транспортування зруйнованого матеріалу і 3) еолової акумуляції (накопичення).

### Дефляція та коразія.

**Дефляцією** називається процес видування та розвіювання пухких дрібних частинок гірських порід на поверхні Землі внаслідок безпосереднього тиску повітряних струменів. Розрізняють два види дефляції: *площинна* та *локальна*.

**Площинна дефляція.** У цьому випадку вітер здуває пухкі породи, наприклад - ґрунт, з великої площі. Площинне видування спостерігається в районах поширення корінних скельних порід, які підлягають інтенсивним процесам вивітрювання, а також на площах розповсюдження річкових і морських пісків та інших пухких відкладів.

В залежності від властивостей порід і режиму вітрів площинна дефляція призводить до загального вирівнювання поверхні, або до утворення лінійних форм рельєфу, які витягнуті вздовж напрямку пануючих вітрів. Площинна дефляція призводить і до формування підвищень з плоскими поверхнями вершин – так званих *столових гір*, висотою до 100м (рис. 8.1).





Рис. 8.1. Столові гори

*Локальна дефляція* характерна для окремих знижених форм рельєфу. Найбільш інтенсивно вона проявляється у вузьких ущелинах, у щілиноподібних розпадинах, у пустельних улоговинах, що нерівномірно нагріваються, і де часто виникають курні вихри. Вони підхоплюють зруйнований фізичним вивітрюванням пухкий матеріал, піднімають його і розвіюють.

Гірські породи на схилах вузьких долин часто бувають згладжені і навіть відшліфовані, а весь пухкий матеріал з них видалений. Цей вид руйнування називається *борознвою діяльністю*. Форма скель, що руйнуються вітром, значною мірою залежить від будови і складу гірських порід. З дивною точністю вітер вибирає найбільш слабкі породи, (наприклад глини, піски) видуває їх, утворює виїмки, борозенки, ніші, ямки. Склі мають часто вигадливі різноманітні форми (як приклад - г. Південна Димерджи у Гірському Криму).

Руйнівна здатність повітряних струменів збільшується у випадках, коли вони насичені водою або твердими частками (піском та ін). Руйнування за допомогою твердих часток називається *коразією* (лат. «коразіо» – обточування). Вона проявляється через обточування, шліфування, свердлування, здирання гірських порід. Піщинки піднімаються вітром на різну висоту, але найбільша їхня кількість концентрується у нижній частині повітряного потоку (від декількох см до 1-2м від поверхні). Тому руйнівна діяльність такого насиченого піском вітру максимальна в приповерхневій частині. Сильні, тривалі удари піску об скельні виступи підточують і підрізають останні. Вони, відповідно, стають набагато тоншими у порівнянні із верхніми частинами скель. Цьому сприяють також процеси вивітрювання, які порушують монолітність породи. Таким чином взаємодія вивітрювання, дефляції, коразії та переносу піщинок надають скелям, особливо в пустелях, своєрідного вигляду. Найпоширенішими є скелі грибоподібної форми, але

зустрічаються і скелі, які мають вигляд підточених стовпів або обелісків. Якщо переважають вітри, що дмуть в одному напрямку, в підніжжі скельних виступів утворюються коразійно-дефляційні ніші, невеликі печери та інші форми.

Коразія та дефляція проявляються і на горизонтальних глинистих поверхнях пустель, де при постійних односпрямованих вітрах піщаний струмінь утворює окремі борозни або жолоби глибиною від десятків см до перших метрів, розділені паралельними гребенями.

Здатність вітру виділяти, відокремлювати в природі найбільш тверді і міцні ділянки порід називається *еоловим препаруванням*. Саме воно і створює найбільш вигадливі форми.

### **Еолове транспортування.**

Транспортуюча діяльність вітру має величезне значення. Вітер піднімає з поверхні Землі пухкий дрібний уламковий матеріал і переносить його на великі відстані по всій Земній кулі. Тому цей процес можна назвати планетарним. В основному вітер переносить дрібні частки пелітової (глинистої), алевритової (пилуватої) і псамітової (піщаної) розмірності. Дальність переносу залежить від величини уламків та сили вітру.

Глиби і валуни *перекочуються* смерчами на декілька метрів.

Гальки і гравій під час буревіїв та ураганів можуть відриватися від землі. Вони переміщуються по поверхні стрибкоподібно, або перекочуванням на великі відстані.

Пісок і пил переносяться безпосередньо у потоці повітря у вигляді суспензії.

Піски складають один з найважливіших компонентів еолового переносу. Дальність переносу цього матеріалу може бути значної.

Глинисті частки можуть підніматися вітром на значну висоту і довгий час перебувати в верхніх шарах атмосфери і тропосфери.

Кількість піску і пилу, що переносить вітер, іноді буває дуже великою. У 1863 р. на Канарських островах в Атлантиці випав пил із Сахари. Маса пилу визначалася в 10 млн. т. Загальна кількість еолового матеріалу, що переноситься із суші в море, за підрахунками А.П. Лисицина, перевищує 1,6 млрд. т на рік.

### **Еолова акумуляція.**

Велика частина пилу, випадає на поверхні морів і океанів і додається до осадків, що утворюються в морі. Менша частина випадає на суші й утворює *еолові відклади*.

Серед еолових відкладів виділяють глинисті, пилуваті і піщані.

Піщані еолові відклади найчастіше утворюються в безпосередній близькості від областей дефляції і коразії, тобто в підніжжях гір, а також у нижніх частинах річкових долин, у дельтах і на морських узбережжях. Тут вітер розвіює і переносить алювій і відклади морських пляжів, утворюючи специфічні горбисті форми рельєфу.

Глинисті і пилюваті еолові відклади можуть осаджуватися на значному віддаленні від області розвіювання.

Значно рідше зустрічаються карбонатні, а також сольові і гіпсові еолові відклади.

Уламковий матеріал, який переноситься вітром, ще у процесі транспортування сортується. Крім того, в процесі переносу піщинки взаємно стираються, форма їх стає більш округлою, розміри зменшуються. Пісок також сортується і відкладається у вигляді однорідної за розмірами маси. Більш великі піщані частки випадають раніше, ніж глинисті, і тому відбувається роздільне накопичення піщаних, лесових, глинистих і інших еолових осадків.

Серед еолових відкладів на суші найбільшу площу займають піщані. Поруч з ними часто можуть накопичуватися пилюваті частки, при ущільненні яких утворюється своєрідна порода яка називається *лес*.

*Леси* являють собою м'яку, пористу породу жовтувато-бурого, жовтувато-сірого кольору, що складається більш ніж на 90 % з пилюватих зерен кварцу й інших силікатів (польові шпати, рогова обманка, слюда, глинисті мінерали); від 6 до 30 % може становити вуглекислий кальцій. Розмір зерен, що складають лес, відповідає пилюватій та глинистій фракціям і меншою мірою – піщаній. Для лесів характерна відсутність шаруватості, наявність карбонатних стяжін, велика пористість (до 50 %). У товщах лесів присутня стовпчаста окремість.

Найбільша кількість лесів утворилася в четвертинному періоді на території, що простягається від України до Південного Китаю. Вчені вважають, що в четвертинному періоді під час максимуму зледеніння на півночі Євразії був суцільний покрив льоду. І з боку льодовика на південь дули постійні холодні вітри. Вітер, дуючи над моренними покривами, захоплював дрібні пилювато-глинисті частки і переносив їх на південь. Нагріваючись, вітер слабшав, частки випадали на землю і формували у вищевказаній смужі товщі лесу.

### **Пустелі як області максимального розвитку еолового процесу**

Найбільше чітко геологічна робота вітру виявляється в області пустель. Пустелі розташовуються на всіх континентах, за винятком Антарктиди, в областях з аридним і високоаридним кліматом. Вони утворюють два пояси: у Північній півкулі між 10 і 45° пн. ш. і в Південній півкулі між 10 і 45° пд. ш.

**Дефляційні пустелі або кам'яні** (в Африці називаються *гаммадами*, в Середній Азії – *кирами*) являють собою нагромадження гострокутних скель, часто вигадливих обрисів (рис. 8.2).

Підніжжя цих скель завжди завалені брилами і щебенем. Колір уламків незалежно від складу і первісного фарбування звичайно темно-бурий або чорний, тому що всі породи покриті кіркою пустельної засмаги.

*Пустельна засмага* - це тонка плівка залізо-марганцевих оксидних сполук, що утворилася в наслідок їх вилуговування на глибині і виносу на поверхню по капілярних тріщинах (у наслідок підвищеного випаровування).



Рис. 8.2 Кам'яниста пустеля Гобі.

**Акумулятивні пустелі.** За типом матеріалу, що складає пустелі, останні поділяються на піщані, (в Середній Азії називаються *кумами* – Каракуми - чорні піски, Кизилкуми - червоні піски тощо), лесові – *адири*, глинисті - *такири* і солончакові - *шори*.

*Піщані пустелі* поширені найбільше.

В даний час доведено, що піски в пустелях в основному первинно річкового походження: вітер перевівав, обробляв і переміщував алювій річок. У пустелі Сахарі за космознімками виявлені древні русла річок; піски Каракумів представляють, імовірно, перевіяний алювій *Пра-Амудар'ї*.

Піски в пустелях добре обкатані, добре сортовані, мають матову поверхню піщинок (рис.8.3). В основному це дрібнозернисті піски із розміром піщинок 0,25-0,1мм. Пісок у цих пустелях складається, в основному, із зерен кварцу, дуже стійкого при вивітрюванні. Колір пісків найчастіше жовтий, рідше червонуватий.

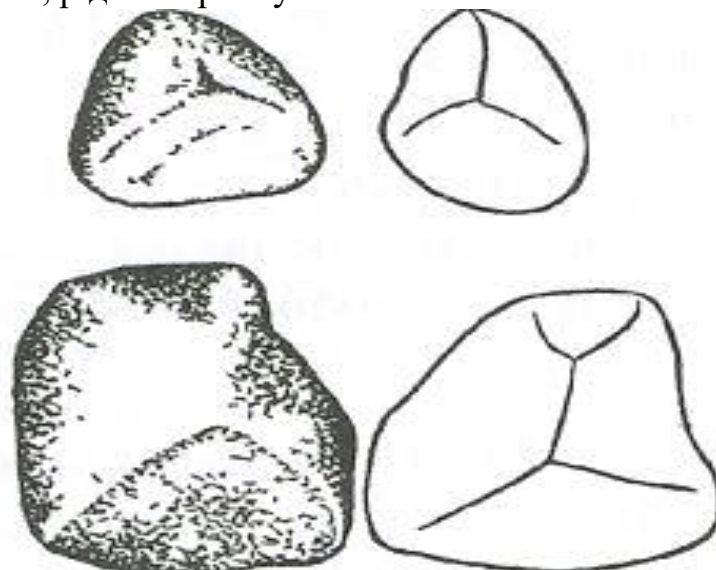


Рис. 8.3 Піщинки еолового походження



Для еолових відкладів більш характерним є не паралельна, а коса і хвиляста шаруватість. Такі відклади називають косошаруватими. За напрямком косих шарів можна визначити напрямок вітру.

Піщані пустелі мають своєрідний рельєф. Найбільш характерною формою скупчення пісків у пустелі є пагорби – *бархани* (рис. 8.4). У плані бархани мають форму півмісяця, роги якого звернені за напрямком вітру. Навітряний схил (звернений до вітру) бархана нахилений під кутом  $10\text{--}15^\circ$ , підвітряний –  $30\text{--}35^\circ$ . Висота барханів може досягати 15 м. Швидкість руху складає 30–40 км за рік.



Рис. 8.4 Піщана пустеля з типовим рельєфом – барханами.  
На поверхні – знаки брижів.

*Пасма барханів* розташовуються перпендикулярно відносно напрямку вітру, утворюючи поперечні ланцюги. Висота цих пасм сягає 100 м, ширина 1000–1500 м, а довжина від 3 до 10 км. Відстань між пасмами 1,5–3,5 км.

*Пасмоподібні вали* – довгі симетричні піщані вали з положистими схилами. Вали витягнуті в напрямку постійного руху вітру. Довжина їх вимірюється кілометрами, висота 15–30 м (в Сахарі до 100 м). Відстань між сусідніми валами від 150–300 м до 1–2 км. У просторі між валами пісок не затримується, а переноситься вздовж них.

*Купчасті* форми рельєфу являють собою піщані безладно розкидані пагорби. Вони утворюються поблизу яких-небудь перешкод, кущів, рослин, великих уламків порід тощо.

*Еолові брижі* – найбільш поширена мікроформа в рельєфі еолових відкладів, що представляє собою дрібні валики, що утворюють серпоподібні вигнуті ланцюжки, які нагадують брижі на воді від вітру.

Піщані форми також є характерною ознакою рельєфу прибережних зон океанів та морів, де має місце переміщення піску на пляжах хвилями, а також в межах піщаних берегів озер, на заплавних та древніх терасах і дельтах річок. Вітер, що дме до берега підхоплює пісок та переносить його вглиб суходолу. Окремі нерівності рельєфу або рослини затримують пісок і навколо них утворюються первинні піщані горбочки, які розростаються та зливаються. Так поступово утворюються асиметричні, овальної форми вали або пасма, з округлою вершиною, що називаються *дюнами*.

Схил дюни, звернений до вітру (навітряний), має нахил  $5\text{--}12^\circ$ , протилежний схил (підвітряний) відповідає куту природного укосу, рівному для пісків  $30\text{--}35^\circ$ . Висота дюн звичайно від 5 до 30м, але відомі дюни-гіганти висотою до 100м. Часто дюни розташовуються рядами, орієнтованими перпендикулярно напрямку пануючих вітрів.

Дюни так само, як і піщані нагромадження пустель, рухаються за напрямком пануючого вітру. У 1889 р. на узбережжі Балтійського моря дюна цілком перекрила церкву, а через 30 років, пересунувшись, звільнила її руїни.

*Лесові пустелі (адири)* виникають на периферії кам'янистих та піщаних



Рис. 8.5 Лесові плато Китаю

пустель за рахунок накопичення пилу, який видувається. Леси, на відміну від еолових пісків, утворюють платоподібні форми рельєфу, характерною особливістю яких є розвиток густої мережі ярів, водоріїв, що обумовлено високою пористістю порід та здатністю до розмивання (рис. 8.5). Потужність лесів може сягати 100м і більше.

*Глинисті пустелі (такири)*. Цей тип пустель оточує піщані, а нерідко розташовується усередині них. Дуже часто такири являють собою дно висохлих озер або долини висохлих великих рік (рис. 8.6). Поверхня такирів рівна. Глина, що складає такир, звичайно розсічена дрібними тріщинами, пов'язаними із висиханням верхнього шару. Тріщини обмежують невеликі полігональні ділянки. Кірка і краї цих ділянок лупляться, перетворюються на пил, що підхоплюється і несесться вітром. Тріщини таким чином поглиблюються.





Рис. 8.6 Такир – глиниста пустеля

*Солончакові пустелі (шори)* утворюються у випадку, коли ґрунтові води підходять близько до поверхні. Вода з них по капілярних тріщинах



а



б

Рис. 8.7 а-солончак; б-гіпсова пустеля Білий пісок;

підтягується до поверхні, випаровується, а сіль покриває поверхню тонкою щільною кіркою, під якою часто розташовується м'який пухкий шар солі, перемішаної із глиною. Шори – найбільш безжиттєвий різновид пустель. Різновидом солончакових пустель є *гіпсові пустелі* (рис. 8.7, а, б).

### **Практичне значення вивчення еолової діяльності.**

Еолова діяльність, як правило, приносить шкоду людині, тому що в результаті неї знищуються родючі землі, руйнуються будівлі, транспортні комунікації, масиви зелених насаджень тощо.

Можна виділити два види боротьби із наслідками еолових процесів: пасивний і активний. До першого відносяться міри, спрямовані на закріплення еолових відкладів. На барханах, що рухаються, дюнах та інших піщаних акумулятивних формах, а також на всіх відслонених ділянках висаджують дерева і кущі.

До активних відносяться заходи, спрямовані на послаблення або зміну характеру вітрового впливу. Створюються перешкоди, що послабляють силу вітру та змінюють його напрямок. Широко застосовуються насадження

лісозахисних смуг, розташованих перпендикулярно пануючому напрямку вітрів. Ці смуги значно зменшують силу вітру і його руйнівну (дефляційну) здатність.

***Запитання для самоконтролю:***

1. Назвати складові руйнівної роботи вітру.
2. Які особливості еолового транспортування?
3. Характерні ознаки еолових відкладів.
4. Які бувають пустелі і де вони поширені?
5. Характерні форми еолового рельєфу?
6. Які застосовують міри по запобіганню шкідливого впливу еолового процесу?

## РОЗДІЛ 9. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ПОВЕРХНЕВИХ І ПІДЗЕМНИХ ВОД

Поверхневі текучі води є одним із найважливіших факторів денудації суші. Їх діяльність призводить до розчленування рельєфу і зниження абсолютних відміток поверхні материків.

До поверхневих текучих вод включають всі води, які стікають по поверхні Землі, включаючи атмосферні опади, танення снігу та річкові потоки. Геологічна робота цих вод залежить від маси води і від швидкості її руху.

Як і при інших екзогенних процесах в геологічній діяльності вод виділяють три складові:

- руйнування;
- перенесення (транспортування);
- накопичення осадків (аккумуляція).

Водна ерозія виражається в механічному змиві твердих продуктів і в хімічному виносі продуктів руйнування гірських порід. В цілому процеси денудації призводять до зниження поверхні континентів, швидкість якого залежить від:

- клімату, який визначає кількість опадів і кількість стікаючої води;
- тектонічних рухів земної кори, які або збільшують, або зменшують нахил поверхні, по якій стікають поверхневі води.

Східно-Європейська рівнина, наприклад, понижається водною денудацією на 0, 8-3мм за 100 років.

В горах швидкість текучих вод більше, тому денудація проходить швидше, 15-55мм за рік. Але денудація відбувається нерівномірно, і її швидкість на протязі часу може змінюватися. Крім того, ендегенні процеси призводять до росту гірських хребтів, а також до піднімання сучасних континентів.

За характером і по результатам діяльності виділяють три типи поверхневого стоку вод:

1. Площинний, безрусловий, схиловий стік;
2. стікання тимчасових руслових потоків;
3. стікання постійних водотоків – річок.

### 9.1. Площинний схиловий стік

У період дощів і сезонного танення снігу, вода стікає по схилах у вигляді суцільної тонкої плівки або дуже густої сітки маленьких струмочків. Стікаючи, така вода захоплює пухкий дрібноуламковий матеріал, що вкриває схил, і переносить його вниз, до підніжжя схилу. В нижній частині схилу, де кут нахилу рельєфу зменшується, швидкість течії сповільнюється, і весь захоплений матеріал відкладається біля підніжжя або в межах прилеглої частини. Такі відклади, які утворилися площинним стоком води зі схилів, називаються *делювієм* або *делювіальними відкладами* (від лат. *делуо* – *змиваю*) у вигляді шлейфів.

Найбільша потужність делювію спостерігається біля підніжжя схилу, де вона може досягати 15-20м, вгору по схилу потужність зменшується.

Делювіальні відклади переважно складені *суглинками* (породи, які на 30-50% складені уламками, розмір яких менше 0,01 мм). В деяких місцях зустрічається піщаний матеріал.

Тривалий у часі процес площинного змиву призводить до зменшення кута нахилу схилів.

У високих горах типових делювіальних шлейфів немає у зв'язку із розвитком на схилах гравітаційних процесів. В цих умовах формуються змішані колювіально-делювіальні відклади. Найкращі умови для делювіальних процесів створені в межах рівнинних степових районів помірного і субтропічного поясів, а також у зоні сухих саван, де сезонні дощі і талі води змивають зі схилів пухкі продукти процесів вивітрювання. Рідка рослинність сприяє цьому процесу.

## 9.2. Геологічна дія тимчасових руслових потоків

До вод тимчасових руслових потоків належать: **А)** тимчасові потоки, які формують яри на рівнинах і **Б)** тимчасові гірські потоки.

**А).** Рівномірне площинне стікання води відбувається при відносно рівних схилах, але як правило, на схилах є свої нерівності і тому це призводить до розривання суцільної водної плівки і до утворення окремих струмочків, які зливаючись, утворюють більш потужні потоки, які вже можуть розмивати схил. Так на схилах починається процес лінійного розмиву, або процес *ерозії*.

Утворення на схилі вимоїни означає початкову стадію зародження яру. Ерозія ґрунту може бути донною або глибинною, а може бути боковою, яка руйнує стінки яру або вимоїни.

У розвитку яру виділяють 4 стадії:

**I стадія** – вимоїна, в якій концентруються потоки дощових або талих вод (глибина до 0,5м). Повздовжній профіль вимоїни йде по рельєфу і характеризується невеликими перепадами.

**II стадія** починається з моменту утворення вертикального перепаду – обриву. Він утворюється в результаті заглиблення вимоїни, та її росту вгору і вниз по схилу. На всьому протязі яру йде інтенсивна глибинна ерозія. Дощові і талі води підмивають вершинний обрив, він обвалюється. Тобто яр продовжує рости у бік вододілу. Такий процес називається *регресивною або відступаючою ерозією*.

Коли вимоїна досягає брівки схилу в межах вододільного плато, утворюється вершинний обрив, висотою 2-10м. Поздовжній профіль цього яру дуже крутий, нерівний. В результаті дно яру поглиблюється на всьому своєму протязі. Устя яру на цій стадії “висяче”, тобто воно ще не досягло свого *базису ерозії*<sup>6</sup>.

<sup>6</sup>Поверхня, на рівні якої водний потік втрачає свою енергію і не може заглиблювати своє ложе. Розрізняють місцевий (наприклад, рівень річки або іншого басейну, в який впадає яр) і загальний – рівень Світового океану.

По мірі руху яру у глибину вододілу на його схилах починають утворюватись бокові вимоїни, які з часом перетворюються в розгалуження яру.

**III стадія** починається з моменту, коли яр заглиблюючись, досягає своїм гирлом рівня місцевого базису ерозії – прилягаючої долини або іншого пониження, куди він впадає. Глибинна ерозія поступово згладжує нерівності дна яру. Поздовжній профіль вирівнюється і набуває форму пологої увігнутої кривої, яка найбільш крута у верхній частині яру і виположується в районі гирла. Яр розширюється, в його нижній частині схилу утворюються осипи.

**IV стадію** можна назвати стадією затухання. Зменшується глибинна ерозія, згладжується вершинний обрив. Схили яру теж згладжуються і набувають стійкого природного укусу. Вони поступово осипаються і заростають рослинністю, а дно покривається відкладами. У випадку, коли дно яру досягає рівня ґрунтових вод, в яру з'являється постійний потік – струмок, який переносить делювіальний матеріал і матеріал осипів, а з часом може перетворитися і на річкову долину.

Таким шляхом відбувається еволюція форм рельєфу під впливом ерозії – від простої вимоїни на схилі до річкової долини.

Акумулятивна діяльність тимчасових потоків проявляється при виході яру в долину річки або іншої водойми; там утворюються *конуси виносу*, складені різноманітним невідсортованим уламковим матеріалом. У лісостеповій і степовій зонах спостерігаються яроподібні форми рельєфу які мають дещо розширене дно, дуже похилі схили, які покриті делювієм і рослинністю. Такі форми називаються *балками*.

На інтенсивність розвитку ярів впливають наступні фактори:

1. клімат;
2. рельєф;
3. геологічна будова району, склад порід, характер їх залягання і т. д.
5. господарча діяльність людини;

**Б).** Тимчасові гірські потоки. На схилах гір також виникають тимчасові потоки, які за характером розвитку та геологічною діяльністю відрізняються від тимчасових потоків рівнин. Їх верхів'я розташовані в верхніх частинах гірських схилів і представляють собою систему вимоїн, які в свою чергу сходяться і утворюють єдиний водозбірний басейн. Нижче по схилу вода рухається по одному руслу. У періоди сильних дощів та інтенсивного танення снігу у потоці збирається велика маса води. Вона рухається з великою швидкістю і переносить багато різного уламкового матеріалу, який сприяє ерозійній діяльності. При виході на рівнину швидкість водного потоку зменшується і весь теригенний уламковий матеріал відкладається біля підніжжя гір. Так утворюється *конус виносу* теригенного матеріалу тимчасового водного потоку у вигляді півкола. Поверхня цього конусу буде нахилена від гірського схилу у бік долини. У конусі виносу місцями спостерігається диференціація винесеного матеріалу і зональність його розподілу.



У відносно крутій привершинній частині конусу відкладається грубоуламковий матеріал, який нижче, в напрямку фронтальної частини, змінюється пісками, потім глинами, а по периферії лесовидними тонкодисперсними пилюватими суглинками. Ця послідовність відкладів може порушуватись, що спричиняється періодичною зміною сили потоку.

Відклади, які формуються внаслідок діяльності вод тимчасових потоків і конусів виносу, виділяють як самостійний генетичний тип континентальних відкладів – *пролювій* (від лат. *пролюо-промиваю*).

У деяких гірських районах через велику водність потоків можуть виникати потужні грязьо-кам'яні потоки, які несуться до підніжжя гір з дуже великою швидкістю і мають велику руйнівну силу. Твердий матеріал різних розмірів може складати 50-70% складу цих потоків. Такі потоки, що виникають при дуже сильних зливах або при раптовому таненні снігу в горах, називаються *селями*.

### 9.3. Геологічна діяльність річок

Потужні водні потоки рік, які розчленовують значні простори суходолу, проводять велику руйнівну (ерозійну), транспортуючу та акумулятивну роботу, а також це найбільші динамічні системи, які призводять до перетворення рельєфу. Інтенсивність роботи річок залежить від маси води та швидкості течії, а остання – від крутизни нахилу повздовжнього профілю ріки та нерівностей русла. На інтенсивність процесів впливає також турбулентний характер течії, тобто коли молекули води рухаються хаотично або по перехресних траєкторіях, виникають різні завихрення, що спричиняють переміщення всієї маси води від дна до її поверхні. Найбільші швидкості спостерігаються в приповерхневій стрижневій частині потоку, менші - біля берегів і в придонній частині, де потік зазнає опору через тертя об породи, які складають русло. Швидкість течії також змінюється і на шляху ріки, що зумовлено наявністю перепадів та розливів, які порушують рівномірність нахилу. Режим ріки змінюється залежно від зміни маси води та швидкості течії, а це залежить від інтенсивності її живлення. Першою ознакою зміни режиму ріки є зміна рівня води. Розрізняють два види рівня в ріці: високий горизонт, що відповідає повені, і низький меженний горизонт, або межень, що настає після спаду повені. Окрім цього в річках спостерігаються періодичні повені, спричинені затяжними дощами.

#### Руйнівна робота (ерозія) річок

Виділяють два типи ерозії:

*донна або глибинна*, яка направлена на заглиблення русла річки;

*бічна*, яка веде до підмивання берегів річки і до розмивання долини. При цьому в північній півкулі праві береги річок більш круті й обривисті, а в південній півкулі – ліві. Це викликане обертанням Землі навколо своєї осі з заходу на схід (закон Бера).

І. На початкових стадіях розвитку річки переважає донна ерозія, яка виробляє профіль рівноваги (рис. 9.1) відносно базису ерозії – тобто відносно водного басейну, куди впадає річка. Первинний профіль дна русла річки має



різні нерівності, які існували ще до утворення долини річки і залежать від виходів в русло порід різної твердості (пороги), наявності озер на її шляху та різноманітних геологічних структур (розломів, складок тощо).

Молоді річки характеризуються відступаючою регресивною ерозією, під час якої річка поглиблює своє русло, згладжує різні нерівності дна і поступово виробляє плавну увігнуту криву – *профіль рівноваги річки*. Річки, які виробили профіль рівноваги, характеризуються відсутністю донної ерозії по всій довжині свого русла.

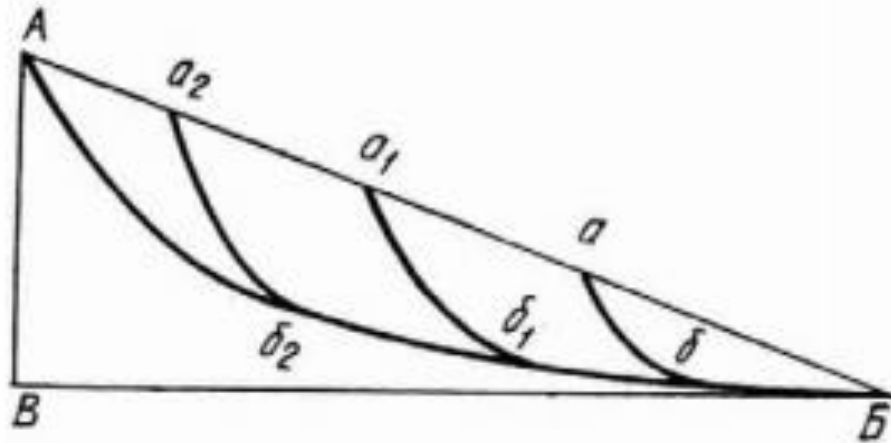


Рис. 9.1. Схема формування поздовжнього профілю річки

У природі процес вироблення профілю рівноваги є дуже складним процесом, якій залежить від багатьох факторів (породи різної твердості, тектонічні умови залягання цих порід тощо). Таким чином, профіль річок формується не по всій довжині річки, а на її окремих ділянках. При цьому можуть утворитися пороги, водоспади.

II. Бічна ерозія проявляється одночасно з глибинною, але на перших етапах розвитку річки роль бокової ерозії не є значною. По мірі вироблення профілю рівноваги, донна ерозія поступова слабшає і все більше починає зростати значення бічної ерозії, яка направлена на розширення долини ріки. Особливо сильно це проявляється у періоди повені, коли швидкість течії, кількість води і її турбулентність різко зростають, особливо в стрижневій частині. Це призводить до поперечної циркуляції води у руслі. На стрижнені вода піднімається на поверхню і звідки відтікає до берегів, де вона опускається до дна і знову направляє до стрижня. При цьому рух води в річці приймає вид подвійного штовпору. При спаді рівня води, кількість і швидкість води зменшується і частина наносів відкладається у вигляді берегових обмілин (рис. 9.2).

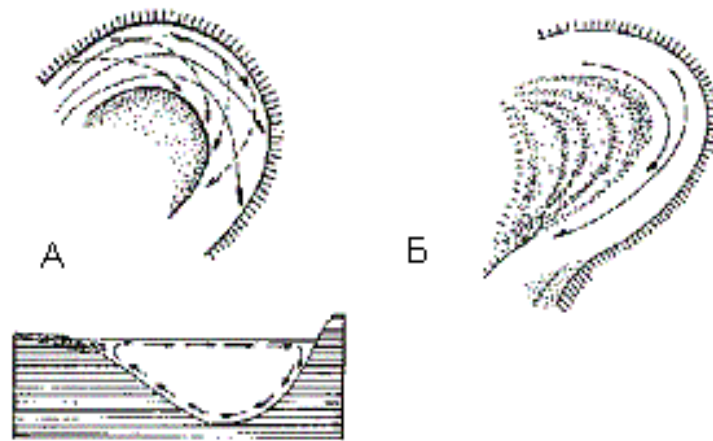


Рис. 9.2. Стадії формування прируслових відмілин: А- початкова; Б-розширена прируслова відмілина у відповідності до прогресуючого розвитку меандра

Під час наступних повеней ці берегові відмілини порушують правильну циркуляцію води, в результаті чого напрямок течії річки також порушується і вона зміщується то в один, то в інший бік до берега. Відбувається розмив відкладів прилягаючого берега. Через деякий час замість прямого русла річки починає спостерігатися викривлення. Звивисте русло річки посилює розмив одного борта русла, а придонні потоки води приносять матеріал до протилежного берега, де утворюються обмілини. Так вигини русла річки починають поступово збільшуватися і, розвиваючись, перетворюються в меандру (рис. 9.3). Відшнурований меандр називається стариком.

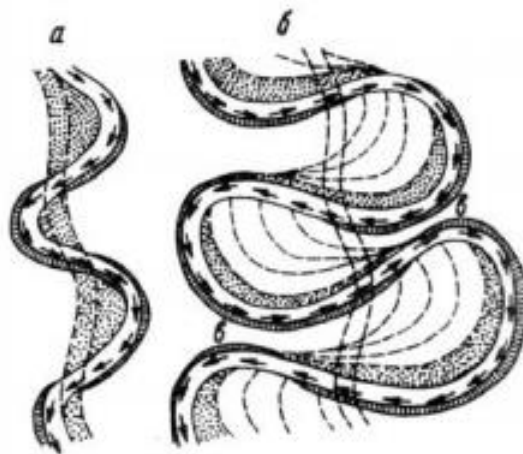


Рис. 9.3. Схема розвитку річкових меандр; а – початкова стадія, б – послідовне зміщення вигинів, в –перешийки.

### Транспортування річками

Річки переносять велику кількість уламкового матеріалу різного розміру від тонких маленьких глинистих часток до великих валунів. Перенесення цього матеріалу відбувається таким чином:

1. **перекочуванням або волочінням по дну;**
2. **у завислому стані, тобто невеликі уламкові частини переносяться в товщі води;**

### 3. в складі істинних та колоїдних розчинів.

Уламковий матеріал, який переноситься течією ще більше підсилює донну ерозію. Він шліфує дно річки і при цьому сам руйнується, стирається і утворює обкатані піски, гравій та гальку.

Весь матеріал, який переноситься перекочуванням по дну або в завислому стані, називається *твердим стоком річки*.

В розчинному стані річка, як правило переносить сполуки карбонатів, хлоридів, сульфатів; в колоїдному стані – сполуки заліза, марганцю, органіки.

Гірські річки переносять більше уламкового матеріалу в твердому стоці, у рівнинних річок маса твердого стоку приблизно дорівнює масі розчинених речовин.

#### Акумуляція річками

Одночасно з ерозією і транспортуванням матеріалу відбувається процес його відкладення. На перших стадіях розвитку річки, коли переважають процеси ерозії і перенесення над акумуляцією, матеріал відкладається на шляху переносу, але він ще не стійкий, і може знову переміщуватись вниз за течією. По мірі вироблення профілю рівноваги, в руслі річки починає відкладатися уламковий матеріал, який не переноситься.

Відклади, які накопичуються в руслових долинах, називаються *алювієм*. Це своєрідний генетичний тип континентальних відкладів. Алівій складається із уламкового матеріалу різного розміру, ступеню обкатаності і сортування. Переважають піски різної зернистості.

#### Форма річкових долин

У розвитку річкових долин можуть бути виділені послідовні стадії, які характеризуються певною морфологією річкової долини.

*Перша стадія* розвитку річкової долини – стадія морфологічної молодості. Річка ще не виробила поздовжній профіль рівноваги, переважає глибинна ерозія і утворюється V – подібний поперечний профіль річкової долини. Це глибоко врізані долини річок із майже вертикальними бортами, алівій має непостійний характер. Як правило, це гірські річки з порогами і водоспадами.

*Друга стадія* – період зрілості річок. Цей період настає при наближенні рельєфу річкового дна до подовжнього профілю рівноваги. Донна ерозія ще може бути у верхів'ях, а в середній та нижній течії вона заміщається на бокову ерозію. Долина набуває ящикоподібну форму. Для річки характерна поява меандрів, збільшується звивистість ріки, появляются численні бокові рукави, які часто паралельні боковому руслу. На цій стадії утворюються широкі алівіальні долини. Швидкість течії поступово знижується від верхів'я до її гирла.

*Третя стадія* – стадія старості річки. Дно долини стає набагато ширше за рахунок численних меандрів. Спостерігається максимальна звивистість русла річки. Процес утворення меандрів пояснюється постійним підмивом зовнішнього берегу річки в районі звивин. Вершини сусідніх меандрів поступово зближуються і в період повені відбувається проривання

перемички і русло спрямовується. Старе русло стає *стариком*-підковоподібним озером, яке з часом перетворюється на болото.

Періоди молодості, зрілості і старості складають *цикл ерозії річки*. Вивчення річок показує, що часто після періоду старості може знову наступити період молодості, тобто спостерігається омолодження річок. Причинами цього омолодження можуть бути: 1) тектонічні рухи які призводять до зниження базису ерозії, до збільшення нахилу русла, і як наслідок – зростання швидкості течії; 2) тектонічне підняття району верхів'їв річки; 3) зміна кліматичних умов, що призводить до збільшення кількості опадів, зростання водності потоку та його сили.

### **Заплава та її будова**

Коли руслові відмілини досягають великої ширини їх частини, найбільш віддалені від русла, заливаються водою тільки під час повені. Розпочинається розвиток *заплави*.

Заплава – це частина долини річки, яка в період повені затоплюється водою, а в період межені безпосередньо виступає над руслом річки. У будові заплави виділяються:

1. *Русло* – частина заплави, яка постійно заповнена водою.

2. *Прируслова відмілина*. Її утворення пов'язано зі зниженням рівня води в річці після повені, коли річка повертається в своє русло і основна частина алювію відкладається біля берегів річці, протилежних тим берегам, які розмиваються під час повені.

3. *Прирусловий вал* – підвищення вздовж русла річці, яке утворюється під час повені, коли річка виходить із берегів і заливає заплаву. При розтіканні води різко зніжується її швидкість у порівнянні з руслом і крупний уламковий матеріал відкладається, утворюючи вал. Прирусловий вал паралельний руслу річці.

4. *Центральна заплава* – частина, яка розташована за русловим валом і простягається до протилежного корінного борту долини. В її межах часто виділяють:

- рівень низької заплави – ділянка, яка щорічно затоплюється весняними водами;
- рівень високої заплави затоплюється тільки під час потужної повені;
- рівень притерасової заплави – частина, найбільш віддалена від русла і найбільш понижена;
- тилова частина заплави – частина, яка прилягає до корінного берега річці, або до надзаплавної тераси.

5. *Старик* – частина дугоподібно вигнутого русла, яка залишена руслом після прориву найвужчої частини.

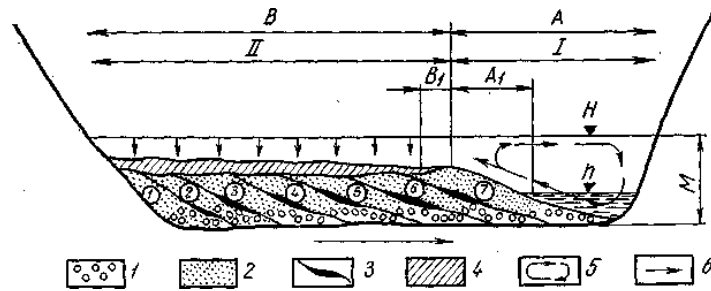


Рис. 9.4. Схема будови заплави:

$A$  – русло ( $A_1$  – руслова мілина);  $B$  – заплава ( $B_1$  – прирусловий вал);  $H$  – рівень весняних вод;  $h$  – рівень межені;  $M$  – нормальна потужність алювію;  $I$  – зона намівання наносів; цифри (1–7) – шари руслового алювію;  $II$  – зона осаджування наносів, які знаходяться у завислому стані. Русловий алювій: 1 – грубозернисті піски, гравій і галька; 2 – дрібно- та тонкозернисті піски; 3 – прошарок мулу; 4 – заплавний алювій; 5 – токи поперечної циркуляції в руслі; 6 – напрямок зміщення руслового ложа в процесі накопичення алювію

Заплави річок складені річковим алювієм. Серед нього виділяються наступні типи:

1. *Русловий алювій* – формується протягом всього часу, їм складене дно річкової долини. У підосві (базальному горизонті) руслового алювію залягають добре перемиті і обкатані грубозернисті відклади представлені крупнозернистими пісками, гравієм та галькою.

Вище базального горизонту залягають більш-менш однорідні косошаруваті середньо- і дрібнозернисті піски.

Зверху залягають найбільш тонкозернисті відклади, які представлені дрібнозернистими пісками і глинами.

2. *Заплавний алювій* – формується у періоди повені, коли із води (з пониженої швидкості течії) яка покриває заплаву випадають в осадок такі частки, які у воді знаходяться у завислому стані. Заплавний алювій представлений супісками і суглинками, алевролітами і глинами. Ці відклади завжди залягають на відкладах руслового алювію і залягають горизонтально.

3. *Алювій стариковий* – утворюється в межах заплави у відокремлених від основного русла стариках, які перетворені в озера. Тут накопичуються темноколірні, майже чорні мулисті піски, суглинки і супіски, які збагачені органічною речовиною і часто зверху перекриваються торфом. Алювій стариків має лінзоподібне залягання. Він вкладений в товщу руслового або заплавного алювію. Після повного відмирання старика, він перекривається заплавним алювієм.

Загальна потужність алювію річок може досягати 20-30м.

### Тераси та їх типи.

При піднятті суші або при пониженні базису ерозії на місці широких плоскодонних річкових долин формуються нові ерозійні врізи. Річка знову починає виробляти поздовжній профіль. По мірі його наближення до профілю рівноваги, збільшується роль бічної ерозії та акумуляції. В результаті формується нова заплава річки, але на нижчому гіпсометричному рівні. Останці попередньої заплави залишаються біля корінного схилу



долини у вигляді уступу. Цей процес може повторюватися декілька разів (рис.9.5).

Такі ділянки попереднього дна долини називаються *надзаплавними терасами*. Їх нумерують знизу вгору, тобто від наймолодшої до найбільш древньої терасами римськими цифрами (рис 9.5, б,в).

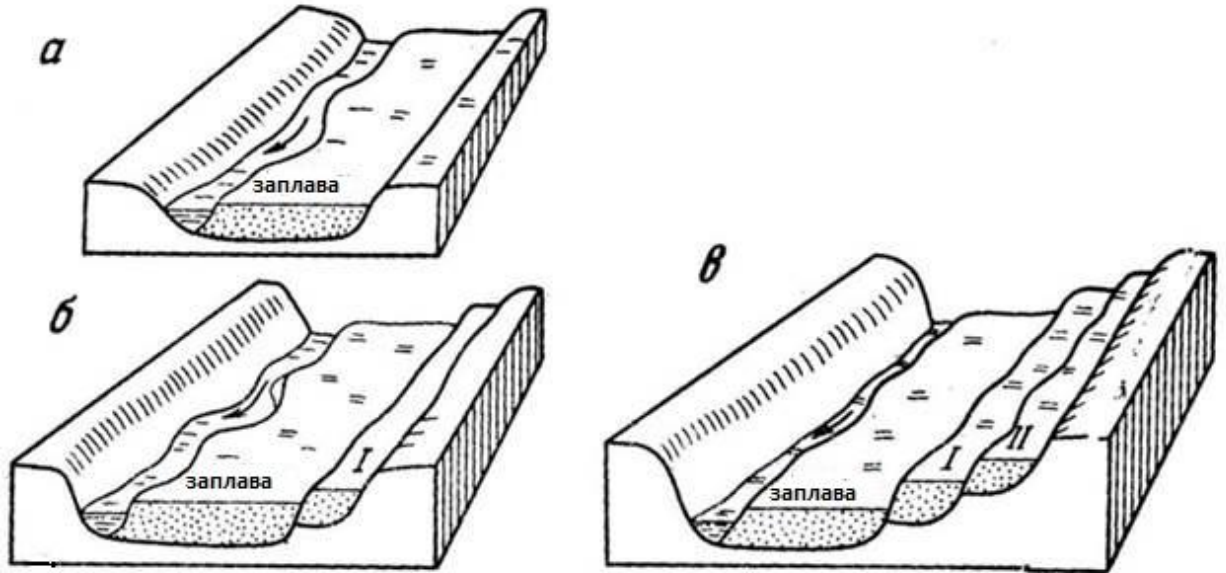


Рис. 9.5. Утворення надзаплавних терас, а-стадія молодості; б-другий і третій цикли ерозії річки; I – перша надзаплавна тераса, II – друга надзаплавна тераса;

В будові тераси виділяють (рис. 9.6): I -Уступ тераси; II - Брівку тераси; III - Терасоподібну площадку; IV - Тиловий шов.

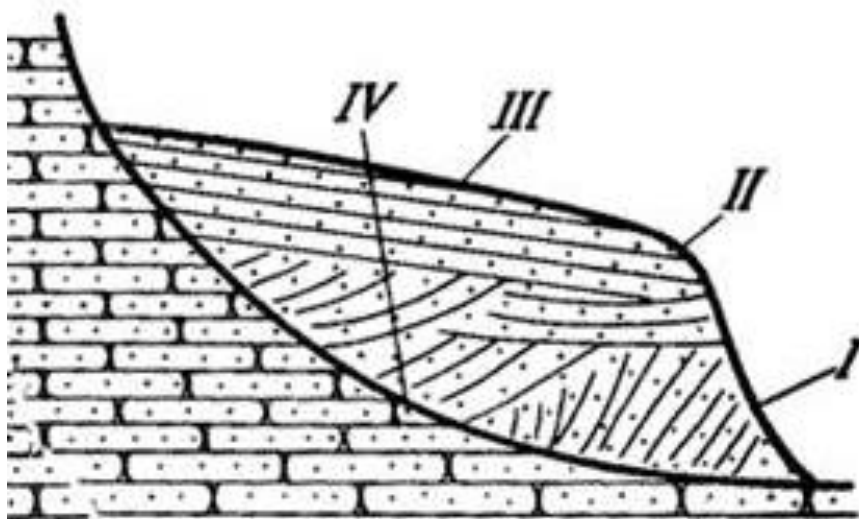


Рис. 9.6. Будова тераси

Всі річкові тераси відрізняються за співвідношенням алювіальних та корінних порід. Виділяють такі типи терас (рис.9.7):



1. Ерозійні тераси – і терасоподібна площадка, і уступ складені корінними породами. Алювій має незначну потужність. Такий тип будови свідчить, що зміна режиму річки відбувалася на стадії її молодості, коли переважали процеси глибинної ерозії, а алювій не накопичувався.

2. Акумулятивні тераси – і уступ, і терасоподібна площадка складені алювієм. Така будова тераси свідчить про те, що річка пройшла повний цикл свого розвитку із формуванням заплави і тільки потім почався новий цикл ерозії річки.

3. Цокольні, або змішані (ерозійно-акумулятивні тераси). Вони характерні тим, що в нижній частині уступу на денну поверхню виходить цоколь корінних порід, а верхня частина уступу і терасоподібна площадка складені алювієм, потужність якого не перевищує висоти самих уступів. Така будова тераси свідчить, що наступний розмив був значно інтенсивнішим, ніж попередня акумуляція.

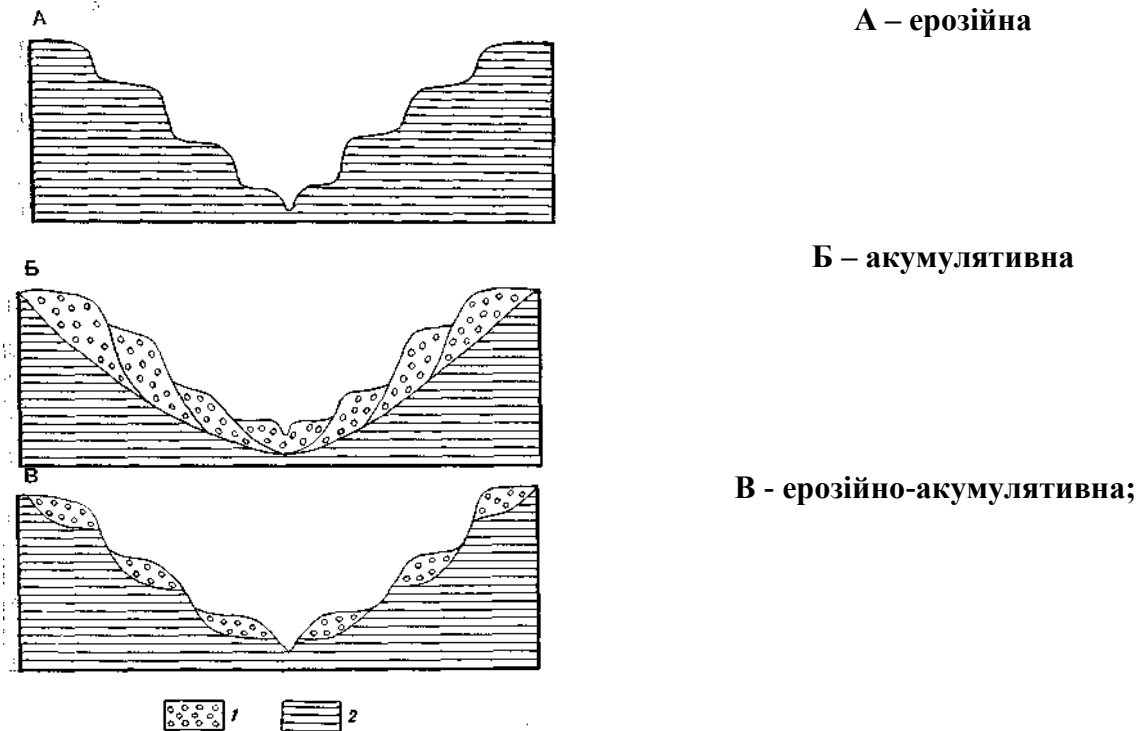


Рис. 9.7. Типи терас: 1 – алювій, 2 – корінні породи

Поширення терас різних типів, їх кількість у річковій долині визначає історію геологічного розвитку району, тектонічних рухів земної кори.

### Гирла річок

Важливе місце серед акумулятивних форм річок належить гирловим частинам, тобто місцям впадіння річки в морський, озерний або океанічний басейни. Такі місця характеризуються особливими фізико-хімічними та динамічними умовами, відмінними від умов як морського басейну, так і річки. Саме тут відбувається різке зниження швидкості течії ріки, що призводить до швидкого відкладення великої кількості уламкового матеріалу, який переноситься річкою. Окрім цього, внаслідок змішування солоної морської та прісної річкової води відбувається коагуляція колоїдних

часток. Все це разом обумовлює швидке накопичення осадового матеріалу. Проте, морські хвилі і припливно-відпливні явища призводять до виносу принесеного річкою матеріалу у відкритий басейн. Залежно від співвідношення кількості матеріалу, який накопичується в гирлах рік та виноситься у відкриті водні басейни, гирлові частини рік поділяються на два типи – дельти та естуарії.

**I. Дельта** (рис. 9.8, Б) – це ділянка узбережжя, складена алювіальними відкладами, яка являє собою рівнину слабо нахилenu у бік моря та порізану рукавами русла ріки. Гирла у вигляді дельт характерні для таких рік як Дунай, Волга, Міссісіпі, Нева, Ніл та інші. Дельти утворюються в тих випадках, коли припливно-відпливні явища та течії в морських басейнах настільки незначні, що не в змозі перерозподілити принесений у великій кількості рікою уламковий матеріал, тобто коли накопичення матеріалу в гирлі переважає його винос у відкритий басейн. Окрім цього, їх виникнення може бути також спричинене незначним підняттям цієї ділянки земної кори або ж пониженням базису ерозії. В таких випадках відбувається інтенсивне накопичення матеріалу в гирлі річки та прилеглій частині басейну, що призводить до утворення широкого конусу виносу. В результаті цього гирло річки заганується уламковим матеріалом настільки, що не в змозі пропускати всю кількість річкової води. Вода, шукаючи виходу, розмиває в окремих місцях наноси та береги, що призводить до утворення численних рукавів та приток. Як результат в напрямку до моря поступово утворюється тераса з алювіальних відкладів, яка перетинається окремими рукавами річки. Ця тераса власне і є дельтою. Алювіальні відклади дельт здебільшого представлені галечниками, пісками, глинами і дуже рідко карбонатними осадами, і утворюють три горизонти: верхній, складений горизонтальними або з незначним нахилом у бік моря верствами грубоуламкового матеріалу; середній, представлений тонкозернистим матеріалом з характерною косою верствуватістю, нахиленою у бік моря; нижній – горизонтально-верствуватий, в будові якого беруть участь піщано-глинисті відклади.

#### **Відклади дельт.**

У річкових дельтах зустрічаються різні за складом і генезисом відклади:

1. алювіальні відклади руслових потоків, представлені в рівнинних ріках пісками і глинами, у гірських – більш грубим матеріалом;
2. озерні відклади, що утворюються в замкнутих водоймах – відділених від русла знижених частинах міжруслових островів, представлені переважно суглинними осадами, багатими органічною речовиною;
3. болотні відклади – торфовища, що виникають на місці озер, що заростають;
4. морські осадки, що утворюються при великих морських хвилях, що потрапляють в область дельти.

Ці відклади заміщують один одного як у горизонтальному, так і у вертикальному напрямку, завдяки частим переміщенням руслових потоків.

Крім накопичення уламкового матеріалу в підводних дельтах і в передгірловій частині моря іноді відбувається випадіння речовин, принесених ріками, головним чином, у колоїдних розчинах (Fe, Mn, Al і ін.). Під впливом солоної морської води відбувається їхня коагуляція (лат. «коагуляціо» – згортання). В устьях рік часто спостерігається також випадання органічних колоїдів. Коагуляція у морській воді особливо посилюється під час паводків, коли річкові потоки дуже мутні.

**II. Естуарії** (рис. 9.8, А) – це лійкоподібні затоки, які утворюються в результаті затоплення та розширення гирла великих рік при сумісній дії на його береги процесів абразії та припливно-відпливних течій. Прикладом річок, які закінчуються естуаріями є Дніпро, Дністер, Південний Буг, Ельба, Конго, Амазонка та інші. Естуарії утворюються на ділянках земної кори, які в недалекому минулому підлягали опусканню. В таких випадках долини рік затоплюються водою і річки з'єднуються з кінцевим басейном вузькою затокою, а свідченням того, що ця територія колись була сухоходом, є річкові тераси, які зберігаються на дні естуаріїв. У випадку, коли швидкість опускання ділянки земної кори, на якій знаходиться естуарій, і швидкість накопичення відкладів у самому естуарії вирівнюються, відбувається замулення останніх, і в їх межах утворюються мілини, які при подальшому надходженні уламкового матеріалу перетворюються на острови. Ці процеси призводять до розділення естуаріїв на окремі водоймища, які дістали назву **лиманів**. (Бувають і інші варіанти – гирло річки Окаванго, наприклад, представляє собою велетенське болото, а гирло р. Колорадо нічим не відрізняється від її середньої течії.)

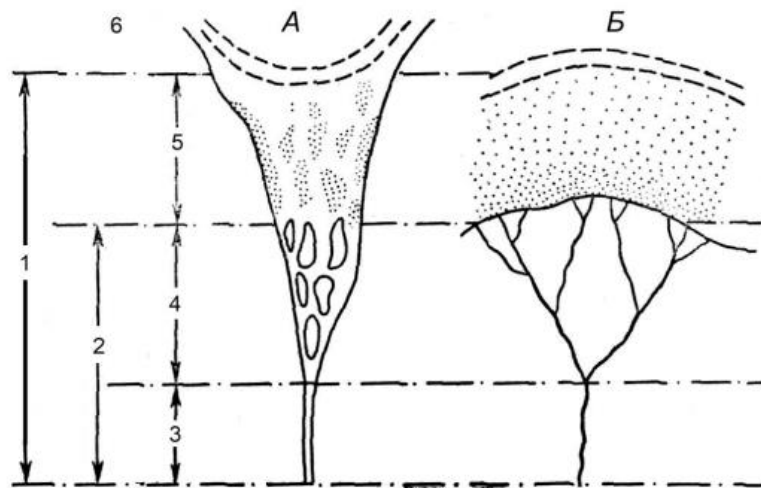


Рис. 9.8. Найбільш поширені типи гирлових частин річок (за М.В. Самойловим): А-естуарій; Б-дельта; 1-гирлова область; 2-приморська ділянка річки; 3-пригірлова ділянка річки; 4-гирлова ділянка річки; 5-передгірлове морське узбережжя; 6-передгірлова частина моря.

З відкладами річкового алювію пов'язане формування особливого типу родовищ корисних копалин, які називаються **розсипними родовищами**, або **розсипами**. Ріки, протікаючи скрізь гірські породи, розмивають їх. У процесі

руху річкових вод відбувається сортування мінералів за щільністю. Більш легкі частки переносяться водою далі, тоді як важкі осідають. Характерні найважливіші мінерали розсипних родовищ – золото, платина, алмази, каситерит (олов'яний камінь) та ін.

В дельтових відкладах накопичуються поклади нафти і газу у багатьох районах світу.

Алювіальні й алювіально-дельтові рівнини мають велике значення і для сільського господарства. Ґрунти заплав, надзаплавних терас і дельт рік відрізняються в більшості випадків високою родючістю.

Алювіальні галечники та піски використовуються при будівництві доріг та інших споруд.

Вивчення діяльності річок має велике теоретичне значення. Склад алювію, кількість древніх надзаплавних терас і зміна їхньої висоти вздовж долини річки дають можливість відтворити історію геологічного розвитку району, характер молодих тектонічних рухів, а також реконструювати палеоклімат і палеогеографію. Відносне перевищення надзаплавних терас однієї над іншою і над дном долини річки, глибина її урізу на різних стадіях розвитку останньої, є ознаками інтенсивності рухів земної кори. Саме закладення річкових долин, здебільшого, є наслідком тектонічної активності території, так як річки, в більшості випадків, приурочені до послаблених зон земної кори, якими є зони розломів. Разом з тим слід зазначити, що річки є головними постачальниками осадового матеріалу у Світовий океан.

#### **9.4. Геологічна діяльність підземних вод**

До підземних вод відносяться всі природні води, які знаходяться в рухомому стані нижче поверхні Землі. Вони безпосередньо пов'язані з водою атмосфери та водами океанів, морів, озер і рік. В природних умовах відбувається безперервна взаємодія цих вод, що обумовлює так званий гідрологічний кругообіг. Умовно кругообіг починається з випаровування води на поверхні океанів, морів і надходження вологи в атмосферу. Частина водяної пари, яка збирається над океанами, конденсується та випадає у вигляді атмосферних опадів над самими океанами, формуючи таким чином так званий малий кругообіг води в природі. Разом з тим, відбувається водообмін між океанами та суходолом, коли значна частина вологи з океану переноситься повітряними течіями на материки, де за сприятливих умов вона конденсується і потрапляє на поверхню у вигляді атмосферних опадів. Так відбувається формування великого кругообігу, при якому більша частина опадів, що випадають на материках, стікаючи по поверхні і через ріки знову попадає в океан. Друга частина опадів просочується у гірські породи і поповнює підземні води, утворюючи підземний стік, а частина знову випаровується в атмосферу. Виходячи із зазначеного можна зробити висновок, що атмосферні опади, які випадають на поверхню Землі розподіляються за наступною схемою: випаровування, поверхневий стік, просочування (інфільтрація) і підземний стік.

## Види води в гірських породах

1. *Вода у вигляді пари* (пароподібна) міститься в повітрі, що займає вільні від рідкої води пори і тріщини в гірських породах.

2. *Вода у твердому стані* у виді кристаликів, прошарків і лінз льоду може утворитися при сезонному промерзанні водонасичених гірських порід.

3. *Гігроскопічна вода* утворюється шляхом адсорбції (лат. сорбцію» – поглинання) молекул пароподібної води на поверхні мінеральних часток гірських порід. Гігроскопічна вода здебільшого властива тонкодисперсним породам – суглинкам і глинам. Ця вода не може стікати з поверхні мінеральних часток.

4. *Плівкова вода* розташовується на поверхні часток породи поверх гігроскопічної. Вона утворює більш товсту плівку з декількох шарів молекул і утримується молекулярними силами. Ця вода може переміщуватися від більш товстої плівки до більш тонкої (рис. 9.9, а-г).

5. *Кристалізаційна (хімічно зв'язана) вода* входить до складу ряду мінералів і бере участь у їхніх кристалічних ґратках. Як приклад можна навести гіпс  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (містить 20,9% води від своєї маси).

Перераховані типи води є зв'язаними з частками гірських порід, вони не здатні рухатися, на відміну від двох наступних типів вільної води.

6. *Капілярна вода* заповнює частково або повністю тонкі пори та тріщини і утримується в них за рахунок сил поверхневого натягування. Ця вода піднімається по тонких капілярах знизу догори від рівня дзеркала підземних вод. Висота капілярного піднімання залежить від розмірів пор. Чим менші пори, тим вища висота водного стовпа. В суглинках вона може досягати 2 метрів і більше, а в грубозернистих пісках не перевищує декількох сантиметрів.

7. *Гравітаційна вода (крапельно-рідка)* здатна вільно переміщатися порами, тріщинами і іншими порожнинами у гірських породах під впливом сили ваги або гідродинамічного тиску.

Рис. 9.9. Схема різних форм зв'язку молекул води з частками породи:

1- частки породи;

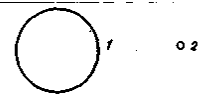
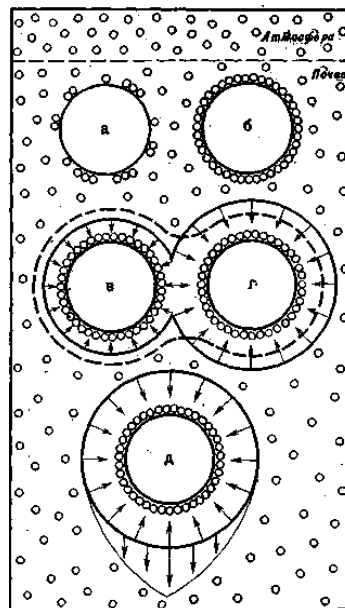
2- молекули води у виді пару;

а-гігроскопічна вода при неповному насиченні;

б- теж при повному насиченні;

в і г – плівкова вода рухається від часток г до часток в, оточених більш тонкою плівкою (пунктиром позначена вирівняна товщина плівок);

д – гравітаційна вода, утворююча краплю, стікаючу униз під впливом сили тяжіння



### Гідрогеологічні властивості гірських порід.

Підземні води розподіляються у верхній частині земної кори закономірно. Частина, яка безпосередньо прилягає до поверхні називається *зоною аерації*, вона пов'язана з атмосферою. В цій частині вода може знаходитися як в рідкому (капілярна та крапельно-рідка вода), так і пароподібному стані. Якщо температури негативні, то вода може бути і у формі льоду.

Нижче залягає *зона повного насичення*. В ньому вода поширена переважно у рідкому стані. В цій зоні всі пори заповнені крапельно-рідкою водою і тут утворюються водоносні горизонти.

Водопроникність гірських порід. Об'єми води, які містяться в гірських породах, залежать від їхніх *водоколекторських властивостей*, а останні, в свою чергу, визначаються пористістю та тріщинуватістю самих порід. За ступенем водопроникності всі гірські породи підрозділяються на три групи:

- 1) *водопроникні* – піски, гравій, галечники, тріщинуваті піщаники, конгломерати й інші скельні породи, тріщинуваті і закарстовані вапняки та доломіти.
- 2) *слабопроникні* – супіски, легкі суглинки, лес, торф, що не розклався і ін.
- 3) відносно *водонепроникні чи водоупори* – глини, важкі суглинки, торф, що розклався, нетріщинуваті масивні кристалічні і міцно зцементовані осадові породи.

Водопроникність пухких, зернистих порід (пісок, гравій, галечник) залежить від розміру зерен і характеру їх розташування. У цих породах вода рухається порами між окремими зернами. Чим крупніше зерна, що складають породу, тим більше її водопроникність (чисті галечники, великий гравій зі значними порами між окремими частками породи). При зменшенні розмірів зерен зменшуються розміри пор, а отже, і їхня водопроникність.

У природних умовах у більшості випадків пухкі уламкові породи складені різнозернистим матеріалом – гравійно-гальковим, піщано-гравійним, пісками різної зернистості тощо, що позначається на ступені водопроникності порід.

Водопроникність тріщинуватих порід залежить від розміру і характеру тріщин, а в розчинних породах і від ступеня їх закарстованості (наявності печер та інших карстових порожнин).

Якщо підземні води рухаються порами у пухких гірських породах, вони називаються *поровими*, тріщинами – *тріщинними*, тріщинами і карстовими каналами – *тріщинно-карстовими*, або просто *карстовими*.

### Походження підземних вод.

За походженням виділяють кілька типів підземних вод:

1. *Інфільтраційні підземні води.* Утворюються в результаті просочування (інфільтрації) у водопроникні гірські породи атмосферних опадів.

2. *Конденсаційні підземні води.* У деяких кліматичних зонах, наприклад у пустелях, де у формуванні підземних вод провідну роль грає конденсація водяної пари повітря в порах і тріщинах гірських порід. Потрапляючи в область більш низьких температур (наприклад в приповерхневу частину в



нічний період), у ґрунті та гірських породах водяна пара починає конденсуватися і переходити в рідкий стан.

**3. Седиментогенні підземні води** (лат. «седиментум» – осадо́к). Це води морського походження. Вони утворилися одночасно з накопиченням морських осадків. Як правило, це – сильно мінералізовані води.

**4. Ювенільні підземні води** (лат. «ювеніліс» – юний), або *магматогенні*. Ці води могли утворитися з пари, що виділяється з магми при її застиганні. Піднімаючись глибокими тектонічними тріщинами і розломами, водяна пара потрапляє в області з більш низькими температурами. В цих умовах вона конденсується і переходить у крапельно-рідкий стан, створюючи особливий генетичний тип підземних вод.

**5. Відроджені, або дегідратаційні** води утворюються в результаті виділення з мінеральних мас, які містять кристалізаційну воду. Такий процес переходу із зв'язаного стану у вільний (при дегідратації гіпсу і його переході в ангідрит тощо) можливий при підвищених температурах і тисках.

У ряді випадків відбувається змішення вод різного генезису.

### Типи підземних вод.

За умовами залягання і гідравлічними ознаками підземні води верхньої зони земної кори поділяються на:

- 1) безнапірні (з вільною поверхнею) і
- 2) напірні або артезіанські.

Безнапірні води можуть бути трьох типів: верховодка, ґрунтові води і міжпластові води.

**Верховодка** утворюється в межах зони аерації на порівняно невеликій глибині від поверхні Землі в результаті інфільтрації атмосферних опадів. Характеризуються обмеженим поширенням, відсутністю регіонального водотриву та періодичністю існування. Власне кажучи, це тимчасове скупчення води на окремих лінзах водопроникних порід серед водонепроникних. Такі скупчення води поширені, як правило, обмежено. Потужність шарів верховодки коливається зазвичай від 0,5 до 2-3 м, рідко більше і її рівень залежить від кліматичних умов та їх змін. Враховуючи, що води верховодки належать до інфільтраційних, найбільшої потужності вони досягають весною та осінню, в період максимального випадіння атмосферних опадів. При незначній кількості останніх верховодка може зникати зовсім.

**Ґрунтові води** мають широке розповсюдження. Вони пов'язані з першим від поверхні водопроникним шаром, розташованим на першому від поверхні водонепроникному шарі (рис. 9.10). Вони можуть накопичуватися як у пухких пористих, так і тріщинуватих твердих гірських породах. Відсутність водостійкої покрівлі сприяє їхньому живленню на всій площі поширення, тобто область живлення ґрунтових вод співпадає з областю їх поширення. Елементами горизонтів ґрунтових вод є *дзеркало (поверхня) ґрунтових вод і водотривке ложе*. Порода, насичена водою, називається *водоносним горизонтом*, або *шаром*.

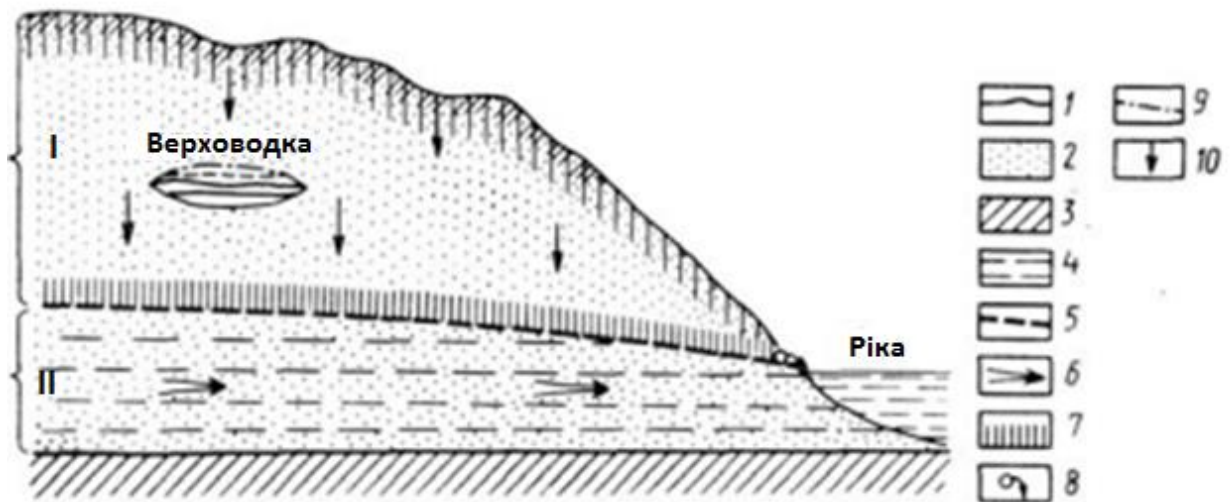


Рис. 9.10. Схема залягання ґрунтової води і співвідношення її з верховодкою:

I – зона аерації; II – зона насичення водою (ґрунтова вода);  
 1 – поверхневі та капілярно-підвішені води; 2 – водопроникні породи; 3 – водонепроникні породи; 4 – ґрунтові води; 5 – рівень ґрунтових вод; 6 – напрямок руху ґрунтових вод; 7 – капілярно-піднята вода, 8 – низхідні джерела; 9 – рівень верховодки; 10 – напрямок інфільтрації вод;

Дзеркало ґрунтових вод повторює в згладженому вигляді рельєф поверхні і має чітко виражений нахил у бік знижених місць. Це пояснюється тим, що підземні води знаходяться в постійному русі. Підкоряючись силі ваги, вони рухаються у вигляді ґрунтового потоку в напрямку ярів, рік, озер, морів та інших знижень рельєфу, де відбувається їхнє розвантаження у виді джерел.

**Режим ґрунтових вод.** Рівень, кількість і якість ґрунтових вод з часом міняються в залежності від кліматичних умов і особливо кількості атмосферних опадів. У багатоводні роки, коли випадає велика кількість атмосферних опадів, рівень ґрунтових вод підвищується, у маловодні роки – знижується. Разом з коливанням рівня ґрунтових вод змінюються *дебіт джерел* (тобто витрата води на одиницю часу) і в якійсь мірі хімічний склад води.

**Міжпластові безнапірні води** відрізняються від ґрунтових тим, що знаходяться між двома водотривкими шарами. Води заповнюють порожнини водоносного шару рухаються під дією сили ваги і виходять у виді джерел на берегових схилах ярів і рік (рис. 9.11).

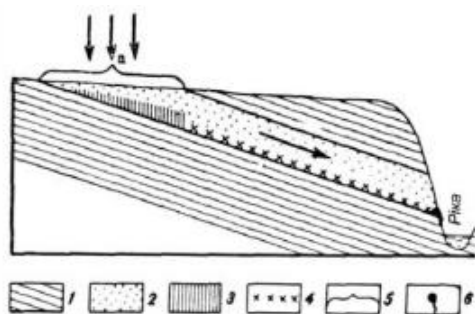


Рис. 9.11. Схема залягання міжпластових безнапірних вод:

1 – водонепроникні породи;  
 2 – водопроникні породи;  
 3 – ґрунтові води;  
 4 – міжпластові води;  
 5 – область живлення;  
 6 – спадне джерело

**Напірні, чи артезіанські, міжпластові води.** Назва походить від провінції Артезія у Франції, де ще в XII ст. пробурили свердловину, з водою,

яка сама виливалась. Вони залягають між двома водотривкими верствами гірських порід нижче від базису ерозії. Найсприятливішими для формування напірних вод є різноманітні прогини та западини в земній корі, а також райони з моноклінальним заляганням гірських порід. У першому випадку водоносні верстви прогнуті у вигляді мульди і областю живлення підземних вод є ділянки виходу на поверхню водоносного шару. Атмосферні опади, які проникають у водопроникні верстви шляхом інфільтрації та рухаються до середньої частини мульди, заповнюють весь водоносний шар, знаходячись під впливом гідростатичного тиску. Якщо викопати колодязь або пробурити свердловину до водоносної верстви, підземна вода, яка знаходиться під тиском, після її розкриття підніметься на певну висоту. Величина останньої залежить від висоти розташування області живлення по відношенню до рівня розкриття водоносного шару, а напірний рівень, тобто рівень, який визначає висоту, на яку піднялася вода в даному місці і вище якого вона вже піднятися не зможе, називається *п'єзометричним рівнем*. Він характеризується абсолютною відміткою, тобто висотою відносно рівня моря.

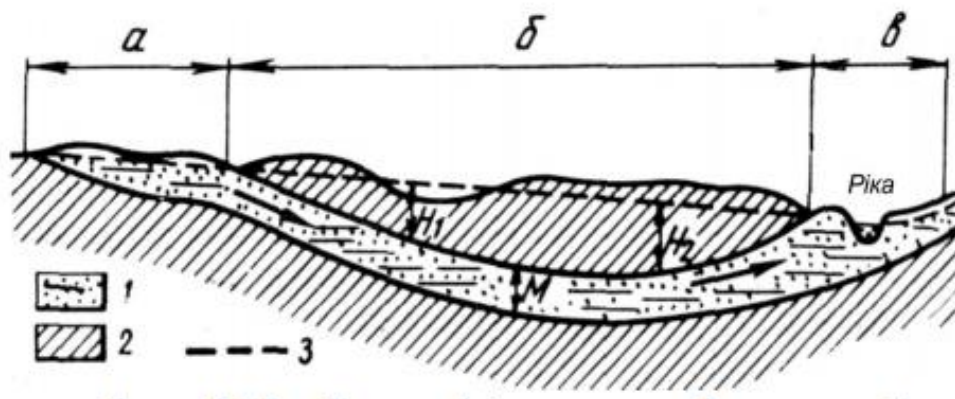


Рис. 9.12. Розріз артезіанського басейну при мульдоподібному заляганні порід: а - область живлення; б - область напору; в - область розвантаження (дренування);  $H_1$  і  $H_2$  – висота напору; М – потужність артезіанського пласту; 1 – водоносні породи; 2 – водонепроникні породи; 3 - п'єзометричний рівень. Стрілками показано напрямки руху артезіанських вод.

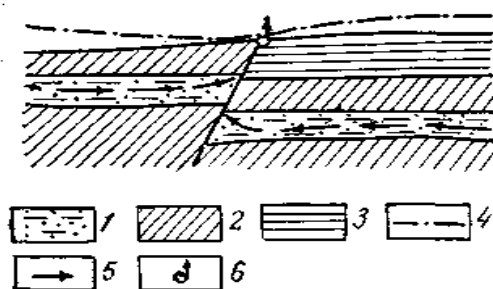


Рис. 9.13. Схема екранування напірного водоносного горизонту при тектонічному підкиді  
1 - водоносні породи; 2 - водотривкі породи; 3 - відносно водотривкі породи; 4 - п'єзометричний рівень; 5 - напрямки руху артезіанських вод; 6 - висхідне джерело

Підземні води можуть характеризуватися наявністю гідростатичного напору і у випадку моноклінального залягання гірських порід. Це можливе

при фаціальному заміщенні проникних порід водостійкими. Вода, яка поступає з області живлення у водопроникні породи, переміщуючись по падінню верстви, досягає глин, які відіграють роль водотриву, при цьому вона накопичується у водоносному шарі під впливом гідростатичного тиску і набуває напірних властивостей. Якщо розкрити такий водоносний шар гірничою виробкою (колодязем або свердловиною), вода підніметься приблизно до висоти області живлення. Подібне накопичення напірних вод також можливе в районах розвитку тектонічних скидів, коли по площині зміщення водоносні верстви перегороджуються водотривкими породами.

Режим артезіанських вод у порівнянні з ґрунтовими характеризується більшою стабільністю. Це пояснюється тим, що п'єзометричний рівень мало залежить від кліматичних сезонних коливань.

*Область живлення* напірних вод є площа виходу на денну поверхню водоносного шару, що розташовується на найвищих гіпсометричних рівнях. Атмосферні опади, надходячи на такі площі у водопроникні шари, рухаються по ухилу водопроникних шарів до центральних частин басейнів, заповнюючи весь водоносний шар і здобуваючи гідростатичний напір.

*Областю розвантаження, або дренавання*, називають ділянки виходів напірних підземних вод на поверхню, що відрізняються більш низьким гіпсометричним положенням у порівнянні з областю живлення.

*Область напору* – це основна площа поширення артезіанських вод, розташована між областями живлення і розвантаження.

**Артезіанські басейни.** Під артезіанським басейном розуміється площа поширення напірних водоносних горизонтів, пов'язаних з визначеними геологічними структурами (западинами, прогинами). Прикладом може служити Дніпровсько-Донецький (Північно-Український) артезіанський басейн, приурочений до великої западини, витягнутої в західно-північно-західному напрямку. У центральній частині западини спостерігається кілька напірних водоносних горизонтів у юрських, крейдових і палеогенових відкладах. Область живлення їх розташовується на піднятих північній і північно-східній окраїнах басейну, а область розвантаження – у долині Дніпра, де існують сприятливі умови для дренавання підземних вод та їх водообміну ( за 7-10 тис. років). Тому води мають гарні властивості і використовуються для водопостачання великих міст України.

*(місто Київ, споживає воду з двох водоносних горизонтів, областю дренавання яких є долина Дніпра:*

- *перший водоносний горизонт знаходиться у четвертинних відкладах, залягає на водотривких глинах неогену, на глибині біля 15м;*

- *другий належить до пісків харківської світи палеогену і залягає на суглинках обухівської світи, глибина якого біля 35-40м.)*

Вивчення джерел підземних вод та спостереження за їх режимом (змінюю дебіту і якості води в часі) має велике значення, так як дозволяє судити про *баланс* підземних вод на певній ділянці земної поверхні. Баланс залежить від притоку води у водоносний горизонт, тобто від інтенсивності

живлення останнього та від витрат води. Приток води здійснюється наступними шляхами: 1) інфільтрації атмосферних опадів; 2) конденсації пари та проникнення конденсаційної води на глибину; 3) просочування води рік та поверхневих водоймищ у водоносні горизонти; 4) надходження седиментогенних вод в глибокі артезіанські горизонти. Витрати води відбуваються через: 1) вихід води на поверхню землі, що призводить до виникнення джерел; 2) підземне живлення відкритих водоймищ та рік; 3) випаровування води, яка піднімається по капілярах до поверхні; 4) випаровування через транспірацію, тобто через фізіологічний процес випаровування води рослинами; 5) штучний видобуток води людиною.

Природні води характеризуються властивістю розчиняти гірські породи, мінерали, гази та інші речовини. Навіть дощова вода буває не ідеально чистою. На шляху до поверхні землі вона поглинає пил, який знаходиться в повітрі у завислому стані та різні гази і випадає вже до певної міри мінералізованою. Підземні води, рухаючись по порожнинах та порах гірських порід, взаємодіють з ними і також змінюють свій склад та властивості. Відбувається процес вилуговування деяких порід або мінералів, розчинення їх і збагачення мінеральними солями підземних вод. Таким чином, усі природні води в тій чи іншій мірі містять певну кількість розчинених в них солей, загальний вміст яких прийнято називати **загальною мінералізацією** води, і яка вимірюється в г/л або мг/л.

Особливе місце серед підземних вод посідають **мінеральні води**, до яких відносяться води з властивостями, що мають активний вплив на організм людини і використовуються з лікувальною метою. Вони можуть бути різними за температурою, мінералізацією та вмістом лікувальних хімічних компонентів. За температурою поділяються від холодних (температура менше 20°C) до гідротермальних, температура яких вище за 42°C.

По загальній мінералізації серед них зустрічаються прісні (0,2-0,5г/л), солонуваті (1-3г/л) і солоні води (3-10г/л), води підвищеної солоності (10-50г/л) і розсоли (більше 50г/л). Найбільша кількість мінеральних вод належить до молодих гірських споруд (Карпати, Кавказ, Копетдаг, Памір і ін.) і до районів сучасної вулканічної діяльності.

Найбільше добре відомі такі типи мінеральних вод:

1. *Вуглекислі мінеральні води.* До них відносяться холодні нарзани Кисловодська, води Боржомі в Грузії і Віші у Франції; гарячі вуглекислі джерела, що виходять із тріщин гранітних масивів у Карлових Варах у Чехії.

2. *Сірководневі (сульфідні) мінеральні води*, лікувальні властивості яких визначаються наявністю в достатній кількості вільного сірководню. Значна частина сірководневих вод формується у відновній обстановці. Метанові і сірководневі води, зв'язані з бітумінозними і нафтоносними відкладами, що формуються в глибоких частинах артезіанських басейнів (приклад – Нафтуся, Карпати).

3. Формування *радіоактивних мінеральних вод* пов'язано головним чином з кислими інтрузивними магматичними гірськими породами. Найбільш



поширені радонові води з підвищеним змістом еманції радію – радону. Радонові води широко використовуються на курортах Хмільник, Цхалтубо на Кавказі, Білокуриха на Алтаї та ін.

**Термальні води.** Часто глибинні підземні води, розташовані на великій глибині мають підвищені температури за рахунок термічного градієнту Землі. В тектонічно-активних та вулканічних областях глибина залягання термальних вод підвищується. Як приклад термальних вод можна назвати термальні води зі свердловин, пробуреної в районі Кривого Рогу. Під Парижем знаходиться підземно озеро з гарячої водою на глибині 1800 м. Зараз багато будинків опалюється цими термальними водами.

### 9.5. Карстові процеси

Під *карстом* розуміють процес розчинення, вилуговування та розмиву тріщинуватих розчинних гірських порід підземними і поверхневими водами. З карстом пов'язане утворення специфічних карстових форм рельєфу на поверхні Землі і різних порожнин, каналів і печер у глибині. Основні умови розвитку карсту:

- 1) тріщинуватість розчинних гірських порід, що забезпечує їхню водопроникність;
- 2) рух води по тріщинах;
- 3) розчинна здатність води.

Різні солі, що містяться в природних водах, і газові компоненти істотно впливають на розчинність гірських порід. Вода, насичена вуглекислотою (до 1г/л), розчиняє вапняки в 5-6 разів інтенсивніше, чим хімічно чиста вода. Присутність у підземних водах NaCl підвищує розчинність гіпсу в 2,5 – 3,5 рази.

До розчинних гірських порід відносяться вапняки, доломіти, крейда, гіпс і солі (галіт і ін.). У залежності від складу розчинних порід розрізняють карст карбонатний, гіпсовий і соляний. Легше всього розчинні солі, а потім гіпс, але ці породи поширені менше.

Більш широко розвинений і найбільш вивчений карст у карбонатних породах – вапняках і доломітах.

Карст у карбонатних породах яскраво проявлений у межах молодих гірських споруд Середземномор'я, де на поверхню на величезних площах виходять вапняки. Типовий карстовий ландшафт в Україні добре виражений у межах Головної гряди Кримських гір (Кримська Яйла).

Розрізняють відкритий, або голий, карст, коли розчинні породи виходять на поверхню, і покритий, або закритий, коли вони перекриті зверху нерозчинними породами.

#### Поверхневі карстові форми.

*Кари* утворюються на поверхні відкритих розчинних порід. Вони являють собою поглиблення, що нагадують глибокі борозни, невеликі канавки, щілини, діри глибиною від декількох сантиметрів до 1–2 м.



Їх походження пов'язане з впливом атмосферних опадів і талих снігових вод. Основну роль грає тут вилугування, але на крутих схилах має місце також ерозія стікаючими поверхневими водними струменями.

*Понори* – вертикальні і нахилені глибокі отвори щілино- або колодязеподібної форми, що поглинають поверхневу воду і відводять її в глибину карстового масиву. Їх можна розглядати як прояв наступної стадії розвитку карсту після кароутворення, коли відбувається розробка тріщин.

*Карстові ніші* різних розмірів часто спостерігаються на виходах розчинних гірських порід на крутих схилах. Вони утворюються при розчиненні порід атмосферними опадами (дощовими і сніговими водами), що стікають у великій кількості по оголеному схилу, або в результаті вилугування підземними водами.

*Улоговини і поля* – це великі замкнуті зниження в розчинних гірських породах, головним чином у гірських областях. Для них характерні круті схили висотою в десятки, а іноді і сотні метрів, відносно вирівняне дно, у межах якого місцями спостерігаються водовбирні лійки з понорами. До таких форм відноситься, наприклад, улоговина Бештекне у верхнеюрських вапняках Криму.

*Карстові колодязі, шахти і провали.* Колодязі і шахти – це вертикальні або похилі карстові форми, що ідуть у глибину на десятки і сотні метрів. Вони є як би перехідними формами від поверхневих до підземних карстових форм. Їхнє утворення пов'язане з подальшим розширенням і поглибленням тріщин і понорів шляхом розчинення і розмиву водами.

*(Своєрідні вертикальні форми поверхневого карсту відомі в Китаї і Сибіру. В умовах сильних злив та тривалих дощів вапнякові плато починають розчинятися вздовж вертикальних тріщин, утворюючи гострі вапнякові піки з вертикальними борознами, по яким стікає вода, або так званий баишовий карст, що проявляється в ландшафті, у вигляді крутих баиш чи пагорбів з крутими схилами.)*

### **Підземні карстові форми.**

*Карстові печери і канали.* Пильну увагу дослідників привертають печери – найбільші підземні карстові форми, широко розвинуті як в горах так і на рівнинах.

Печери являють собою систему горизонтальних і нахилених каналів, з'єднаних вузькими ходами. Далі вони переходять то у величезні зали, гроти або у вузькі, ледь прохідні щілини. У багатьох печерах протікають підземні струмки, ріки а місцями знаходяться озера.

*Поверховість карстових печер.* В сильно закарстованих районах, можна спостерігати кілька поверхів печер. Їх висотне розташування тією чи іншою мірою погоджується з надзаплавними терасами рік, що відповідають певним ерозійно-аккумулятивним циклам в розвитку річкових долин.

У цих умовах тріщинно-карстові підземні води, що рухаються до ріки (області розвантаження), встигають виробити карстову печеру і підруслові канали. Зниження рівня води в річці (внаслідок опускання базису або

підняття суші) викликає і зниження рівня підземних вод до встановлення нової рівноваги (ріка – підземні води). Стара печера виявиться осушеною, а нова буде формуватися нижче, відповідно до нового положення рівня води в річці.

### **Відклади карстових печер.**

#### *1. Хемогенні*

- кристалічні утворення, друзи, щітки тощо;
- широкий розвиток у вапнякових печерах мають натічні утворення.

Вода, що просочується зверху по тріщинах скрізь карбонатні породи, містить багато розчиненого вуглекислого газу. Це значно збільшує її розчинну здатність. Розчиняючи по шляху свого руху вапняки (у зоні аерації), вона насичується вуглекислим кальцієм у вигляді бікарбонату:  

$$\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$$

Коли така вода просочується зі стелі стінок печери, вона виділяє частину вуглекислоти. У результаті порушується зазначена рівновага і реакція зрушується вліво. Бікарбонат  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  переходить у карбонат кальцію ( $\text{CaCO}_3$ ), що частково випадає в осад у момент, коли води знаходяться ще на стелі печери. Так із крапель води, що просочується зі стелі печер, нарастають донизу *натічні утворення* у вигляді корок, бурульок, які називають *сталактитами*. У ряді печер можна спостерігати різні, дивної краси сталактити.

Одночасно падаючи на підлогу печери краплі води виділяють залишки карбонату кальцію, у результаті знизу ростуть також натічні утворення у виді колон, труб, конусів і інших форм, які називаються *сталагмітами*. Іноді сталактити і сталагміти зливаються один з одним у єдині колони – *сталагмати*.

Можна в невеличких печерних водоймах побачити натічні утворення під назвою *печерних перлин*.

Крім зазначених вище хемогенних утворень на дні печер спостерігаються інші генетичні типи відкладів:

2) *залишкові утворення: терра-росса* (червона земля) – червоноколірні глинисті відкладів, збагачені гідроокисами заліза й алюмінію, що представляють собою нерозчинні залишки карбонатних порід (зустрічаються також у багатьох карстових лійках);

3) *відклади печерних рік*;

4) *відклади печерних озер*;

5) *обвальні нагромадження* – продукти обвалу склепінь печер.

### **Карстові форми в нерозчинних гірських породах, що покривають закарстовані розчинні породи.**

*Карстово-суфозійні провальні лійки* – найбільш розповсюджені форми в області розвитку покритого типу карсту. Їх формування спочатку зв'язане із суфозією (лат. «суфозіо» – підкопування) – виносом матеріалу нерозчинних покривних відкладів у карстові порожнини в розчинних породах, які залягають нижче.

*Суфозійні западини.* До особливого типу варто віднести утворення западинних форм рельєфу в мергелистих, вапнякових або гіпсових глинистих породах, лесах, де частково відбувається вилуговування розчинних часток та значна механічна суфозія.

**Практичне значення вивчення карсту.**

У районах розвитку розчинних гірських порід необхідно ретельно вивчати як поверхневі, так і підземні карстові форми. Недооцінка цього може призводити до катастрофічних явищ. Відомі: 1) осідання і провали житлових будинків над підземними порожнинами; 2) деформації залізничного полотна, що вимагало в окремих випадках переносу деяких ділянок доріг; 3) значний витік води з водоймищ.

***Запитання для самоконтролю:***

1. Які бувають поверхневі води?
2. Що таке делювій?
3. Що таке ерозія?
4. Назвати стадії розвитку яру.
5. Як називаються відклади, які утворюються внаслідок дії тимчасового потоку?
6. Яка буває ерозія річки?
7. Що таке профіль рівноваги?
8. Назвати складові частини заплави.
9. Які бувають гирла річок?
10. Що таке зона повного насичення?
11. Що таке магматогенні води?
12. Умови виникнення карсту?
13. Який буває карст?
14. Навести приклади печерних відкладів.

## РОЗДІЛ 10. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ЛЬОДОВИКІВ

Льодовики – природні маси кристалічного льоду, які утворюються на поверхні Землі в результаті нагромадження снігу. Необхідною умовою нагромадження і тривалого збереження потужного снігового покриву, перетвореного в лід, є сполучення низьких температур повітря з великою кількістю твердих опадів. Таке сполучення має місце в холодних країнах високих широт і у верхових частинах гір. Сучасні льодовики на всіх материках світу займають близько 16,2 млн. км<sup>2</sup>, тобто майже 11% поверхні суходолу. Льодовики також розповсюджені майже у всіх високих гірських спорудах і покривають частини материків і багато островів полярних країн, серед яких найбільш великі покрови льоду розвинуті в Антарктиді і Гренландії.

Льодовики виникають вище снігової границі, але при русі можуть спускатися нижче. Висотне положення снігової границі знаходиться в прямій залежності від клімату. Найнижче положення вона займає в приполярних районах обох півкуль, місцями опускаючись до рівня Світового океану (Антарктида) або майже до цього рівня (північно-східна Гренландія, Земля Франца-Йосипа). Найвищі рівні снігової границі (до 5000–6000м) спостерігаються в горах приекваторіальних зон тропіків.

### Утворення льодовиків.

Під впливом сонячних променів пухкий сніг починає підтаювати з поверхні, окремі сніжинки оплавляються, а вночі при замерзанні приймають форму кристалічних зерен. Частина води, яка звільняється в процесі танення снігу, проникає на глибину снігового покриву і також зумовлює оплавлення сніжинок. При перетворенні снігу на лід великого значення набуває і процес сублімації, тобто випаровування льоду з наступною кристалізацією утвореної водяної пари. Пружність пари в приповерхневій частині льоду залежить від температури, розмірів та форми кристалів. Над малими за розміром кристалами пружність пари більша, а над великими – менша. Це спричиняє переміщення пари від дрібних кристалів до великих та ріст останніх. Так поступово пухкий сніг перетворюється в більш компактну масу - *фірн*. У процесі нагромадження все нових і нових порцій снігу і перетворення його у фірн збільшується тиск, під впливом якого відбувається його ущільнення й окремі кристалічні зростки змерзаються один з одним. У результаті дії зазначених факторів фірн перетворюється спочатку в білий фірновий лід, а потім у прозорий глетчерний лід, що складає основне тіло льодовика. Отже, загальна спрямованість процесу наступна: сніг – фірн – глетчерний лід. При цьому з 10 – 11м<sup>3</sup> снігу утворюється близько 1м<sup>3</sup> льоду.

### Типи льодовиків.

Гірські льодовики. Серед гірських льодовиків по стадії розвитку та особливостям живлення виділяється кілька різновидів.

*Льодовики альпійського (долинного) типу* широко представлені в Альпах, на Кавказі і на Памірі. Для них характерні чітко виражена *область живлення*,

(фірновий басейн, розташований вище снігової границі, де йде нагромадження снігу і його перетворення в лід) і лінійно витягнуті **області стоку**.

Гірські долинні льодовики поділяються на **прості** і **складні**, або **полісинтетичні**. **Прості льодовики** представляють собою уособлені один від одного льодовики із самостійними областями живлення (фірновими басейнами) і областями стоку. **Складні льодовики** складаються з ряду льодовикових потоків, що виходять з різних областей живлення і зливаються один з одним в областях стоку.

**Переметні льодовики** утворюються в умовах єдиного фірнового басейну на перевальних сідловинах, або шляхом злиття фірнових басейнів різних схилів того самого хребта. У цих випадках із загального фірнового басейну стік здійснюється в різних напрямках, у бік різних схилів хребта.

**Карові льодовики** утворюються в кріслоподібних поглибленнях, що носять назву карів, врізаних у верхню частину схилів гір (рис. 10.1). Найчастіше вони розташовуються вище льодовикових цирків на схилах льодовикових долин.



Рис. 10.1. Карові западини і трог

**Висячі льодовики** розташовані на крутих гірських схилах, виконують відносно неглибокі западини, звідки виходять у вигляді коротких язиків, що висять над обривом і нерідко зриваються вниз, спричиняючи схід лавин.

**Материкові або покривні, льодовики.** До цього типу відносяться льодовики, що покривають цілі острови і континенти (рис. 10.2). Їх характерними рисами є: 1) велика потужність льоду; 2) відсутність впливу дольодовикового рельєфу на їхнє поширення; 3) основне живлення в центральних частинах льодовикових щитів; 4) радіальний характер руху льоду до окраїн льодовикового покриву (на відміну від лінійного в гірських); 5) плоскопукла поверхня, яка схожа на щит. Поширені материкові льодовики в полярних країнах. Класичними прикладами є льодовикові покриви Гренландії й Антарктиди. У західній частині Антарктиди льодовик залягає безпосередньо на дні океану та окремих островах морів Росса і Ведделла, утворюючи таким



чином так званий *шельфовий льодовик*. Періодично від шельфових льодовиків відколюються великі брили криги, які називаються *айсбергами*. Розміри таких брил досягають декількох кілометрів у довжину, а висота сягає 200 і більше метрів.

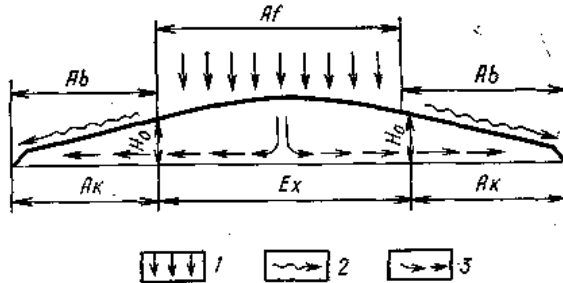


Рис. 10.2. Схема динаміки льодовикового материкового покриву

*Af* – область живлення льодовику; *Ab* – область абляції; *Ex* – зона екзарації; *Ak* – зона льодовикової акумуляції; *Ho* – максимальна потужність льоду, при якій можливо підлідне нагромадження основної морени; 1 – прихід сніжних опадів; 2 – поверхневе танення; 3 – напрямок руху льоду

До проміжних льодовиків відносяться *плоскогірні* і *передгірні* льодовики. *Плоскогірні льодовики* пов'язані з вирівняними поверхнями древніх гір, у значній мірі знівельованих. Льодовики покривають їх суцільним покривом на просторах у сотні квадратних кілометрів. Такі льодовики поширені на Скандинавському півострові і через те називаються льодовиками скандинавського типу. Просуваючись від центра до периферії, плоскогірні льодовики спускаються короткими язиками в долини.

*Передгірні льодовики* формуються переважно в приполярних районах в умовах високогірного рельєфу і рясного живлення фірнових басейнів (льодовики Аляски - Колумбія, Гранд-Плато, Маласпіно). Долинні глетчери виходять за межі гір і в передгір'ях віялоподібно розтікаються, приймаючи форму, що нагадує річкові дельти. Ці розширені кінці долинних льодовиків, зливаючись один з одним, утворюють уздовж підніжжя гір суцільний крижаний покрив – передгірний льодовик.

**Режим льодовиків.** Під режимом льодовиків розуміється: 1) живлення (кількість опадів, що випадають в області фірнового басейну); 2) рух чи стік льодовика; 3) зменшення маси льодовика в результаті абляції – танення, випару і механічної руйнації (лат. «абляціо» – віднімаю, знос).

**Рух льодовиків.** Знаходячись під великим тиском лід набуває пластичних властивостей і починає переміщатися. У русі льодовиків істотне значення грає і сила тяжіння (гравітаційний фактор).

Реальні швидкості руху льодовиків різні і непостійні в часі. Гірські льодовики Альп рухаються зі швидкістю 10–40 см/добу, іноді до 1 м/добу. У деяких великих льодовиків Паміру і Гімалаїв швидкості досягають 2–4 м/добу. В окремих випадках спостерігалось різке збільшення швидкості руху льодовиків. Так, льодовик Блэк-Рapidс на Алясці (Флінт, 1963) наприкінці 1936 р. почав швидко рости і його язик став рухатися зі швидкістю 34 м/добу; максимальна швидкість досягла 60–70 м/добу.

Відомо, що глетчерний лід, незважаючи на пластичність, реагує на короточасні напруги як тверде крихке тіло, у якому виникають тріщини і відколи. Так, при русі гірського льодовика по долині його центральні



частини переміщуються швидше, а крайові, менш потужні борти, повільніше, у результаті чого виникає система тріщин. Тріщини і відколи виникають також через нерівності первинного рельєфу, зміни потужності льоду й інших причин.

Динаміка материкових покривних льодовиків істотно відрізняється від динаміки гірських. У центральній частині льодовика розташовується область живлення. Нижні шари льоду під тиском верхніх здобувають пластичність і рухаються по радіусах від областей живлення до крайових частин льодовикового покриву.

Льодовики при русі здійснюють значну роботу по руйнуванню гірських порід свого ложа, переносу уламкового матеріалу і його нагромадженню.

### **Руйнівна робота льодовиків.**

Руйнівний вплив льодовиків на породи підлідного ложа називають *екзарацією* (лат. «екзараціо» – виорювання). Льодовики під час руху чинить величезний тиск на породи ложа, руйнуючи їх на окремі уламки. Такі уламки, що вмерзають в придонні частини льодовиків, підсилюють його руйнуючу дію. У результаті на поверхні скельних порід виникають подряпини, борозни, які називаються *льодовиковими шрами*.

На виступах скельних порід виникають своєрідні подовжені й округлені форми – *баранячі лоби*. У подовжньому напрямку вони асиметричні; схил, звернений назустріч руху льодовика – пологіший, відполірований, вкритий штрихуванням, а протилежний схил – крутий. Сполучення таких форм утворює ряд згладжених асиметричних виступів і поглиблень, які називаються *кучерявими скелями*.

Під час руху льодовики місцями зривають великі виступи брил гірських порід і переносять їх на великі відстані. Уламковий матеріал, захоплений льодовиками, подрібнюється, стирається, покривається штрихами і подряпинами. Такі подряпані та згладжені уламки гірських порід називаються *льодовиковими валунами*.

У гірських районах з діяльністю льодовиків пов'язане утворення специфічних форм рельєфу, до числа яких відносяться *кари*, (описані вище) *льодовикові цирки* і *льодовикові долини* або *троги*.

*Льодовикові цирки* – це великі чашоподібні западини, які мають форму амфітеатрів і являють собою частини верхів'їв гірських долин сильно розширених та змінених льодовиками. Вони оточені майже вертикальними стінами і тільки з однієї сторони відкриті, поступово переходячи у зв'язані з ними долини. Такі цирки є основними областями живлення гірських долинних льодовиків. Їхній розвиток пов'язаний з такими процесами як:

- екзараційна дія самого льодовика;
- вивітрювання;
- дія талих вод.

*Льодовикові долини* являють собою перероблені льодовиками V-подібні ерозійні долини, раніше створені водяними гірськими потоками.

Вони називаються *трогами* (нім. «трог» – корито) і характеризуються U-подібним поперечним профілем (рис. 10.3).

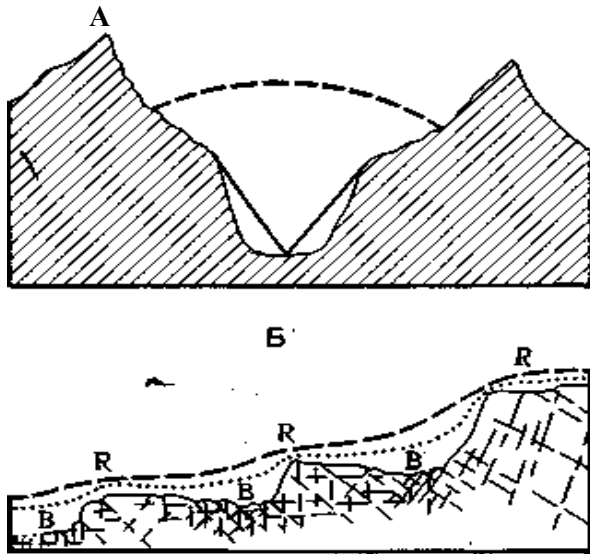


Рис. 10.3.

А-трог, утворений льодовиком з V- подібної ерозійної долини (пунктиром показана поверхня зниклого льоду);

Б-подовжній профіль частини льодовикової долини (R- ригелі);  
В- улоговини льодовикового виорювання

### Переносна (транспортна) і акумулятивна робота льодовиків.

Окрім руйнування, льодовики виконують також велику роботу по перенесенню (транспортуванню) різноманітного уламкового матеріалу (від тонких частинок до великих валунів), який складається з продуктів надкрижаного та підкрижаного вивітрювання, а також з уламків, які утворюються внаслідок механічного руйнування гірських порід у процесі руху льодовика. Весь цей уламковий матеріал, захоплений льодовиком, перенесений ним і при сприятливих умовах відкладений, називається **мореною**. Льодовикові морени поділяються на рухомі (рис. 10.4) та відкладені. Серед рухомих морен, залежно від їх положення в тілі льодовика, розрізняють: *бічні, серединні, внутрішні, донні* та *поверхневі морени*.

**Бічна морена** утворюється з боків льодовикового язика, з уламкових продуктів вивітрювання гірських порід, що складають надльодовикові частини високих гірських схилів долини, по якій відбувається рух. Можливо також надходження на поверхню льодовика уламкового матеріалу в результаті обвалів і зсувів на гірських схилах. Бічні морени залишаються у виді подовжніх валів чи гряд.

**Серединна морена** приурочена до центральної частини поверхні льодовика і утворюється в результаті з'єднання бокових морен при злитті двох льодовиків, або при витісненні внутрішньої морени. Вони, як і бічні морени, характеризуються вало- та пасмоподібними формами.

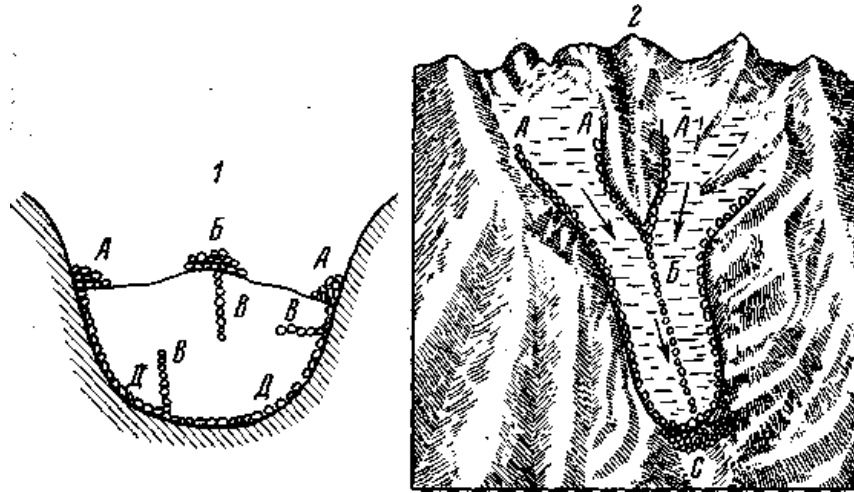


Рис. 10.4. Схема розташування морен в поперечному розрізі (1) і в плані (2):  
 А - бічна, Б - серединна, В - внутрішня, Д - донна, С - кінцева морена

*Поверхнева морена* покриває всю поверхню льодовика суцільним шаром, що зумовлене руйнуванням під впливом абляції серединної морени, а також витіюванням внутрішньої.

*Внутрішня морена* це морена розташована в тілі льодовика. Вона формується за рахунок уламків гірських порід, які попадають у фірновий басейн де перекриваються новими порціями снігу, або являють собою накопичення уламків у тріщинних порожнинах в тілі льодовика.

*Донна морена* або нижня, знаходиться в придонній частині льодовика. Вона складається з уламків гірських порід, які утворилися в результаті дольодовикового та підкрижаного вивітрювання, а також руйнування ложа під час руху самого льодовика.

У льодовиках материкового типу немає джерела зносу для нагромадження поверхневих морен. Головним типом морен тут є донні і внутрішні морени.

**Льодовикові відклади.** Основним і найважливішим продуктом льодовикової акумуляції є *відкладені морени*. Вони розташовані на великих площах поширення четвертинних материкових зледенінь, що дозволяє найбільше повно дати їхню характеристику. Відкладені морени, на відміну від рухомих, поділяються на *кінцеві* та *основні*.

*Кінцева морена* формується біля межі льодовикового язика, або периферії покривного щита, якщо вони знаходяться в тривалому стаціонарному положенні, що зумовлює танення льоду і накопичення всього принесеного уламкового матеріалу у вигляді пасм, або валів, які облямовують льодовики.

*Основна морена* являє собою накопичення уламкового матеріалу донної морени, який переносився льодовиком. При таненні останнього уламковий матеріал поступово осідає і в кінцевому результаті (при зникненні льодовика) весь уламковий матеріал, який називається *абляційною мореною*, накладається на утворення донної морени. При цьому перша відрізняється

від другої меншою щільністю, відсутністю чітко вираженого орієнтування валунів і більш грубим складом, через те, що тонкий матеріал був раніше вимитий талими водами.

Морени легко розпізнаються серед інших геологічних відкладів, складених уламковим матеріалом. Особливістю їх будови є найрізноманітніший уламковий матеріал – тонкі глини, суглинки, глинисті піски, гравій та валуни. Співвідношення між складовими компонентами морен може бути різним. Воно залежить від багатьох факторів: від розташування морени в тілі льодовика, інтенсивності надходження уламкового матеріалу, складу порід підкрижаного ложа, довжини пройденого льодовиком шляху та його потужності. Місцями в морені переважають глини або суглинки, які містять окремі, більш крупні, уламки – гравій, щебінку, валуни. Іноді морени складені сумішшю грубоуламкового матеріалу різної зернистості та глин.

**Водно-льодовикові відклади.** Робота талих льодовикових вод, тісно пов'язана з роботою самого льодовика. Води перемивають моренний матеріал і перевідкладають його по шляху свого руху при виході з-під льодовика. Відклади, що виникли в результаті акумулятивної діяльності водно-льодовикових потоків, називаються *флювіогляціальними* (лат. «флювіос» – ріка, «гляціаліс» – крижаний).

Відклади, що знаходились в середині льодовика, після танення льоду утворюють на поверхні специфічні форми рельєфу – *ози, ками і камові тераси* (рис. 10.5).

*Ози* в рельєфі виражені у виді вузьких гряд або валів, витягнутих по напрямку руху льодовика і складених добре перемитими шаруватими піщано-гравійно-гальковими відкладами. За формою вони нагадують залізничний насип висотою від 10 до 30 м і більше; довжиною від сотень метрів до декількох десятків кілометрів.

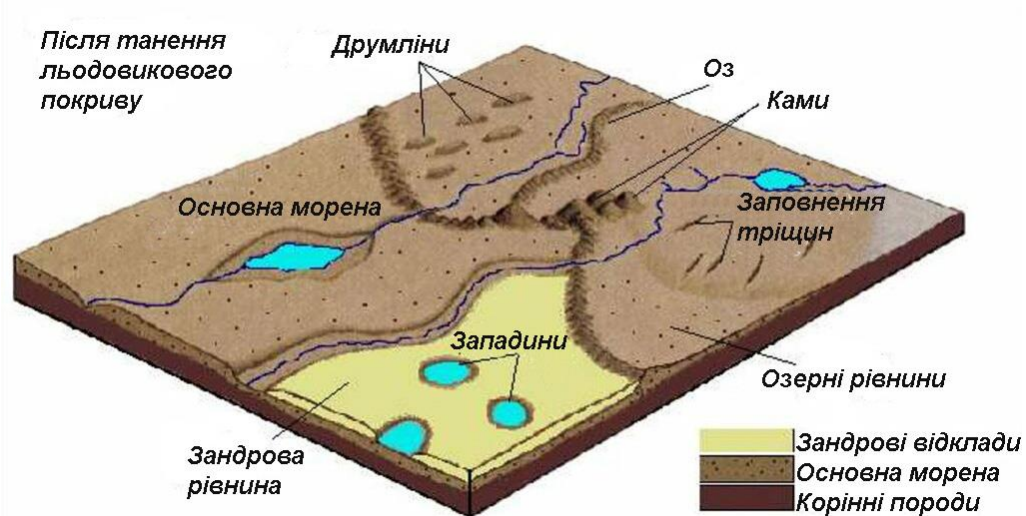


Рис. 10.5. Схема співвідношення льодовикових і водно-льодовикових форм

*Ками* являють собою неправильні пагорби висотою в середньому 10–12м, іноді до 50м. Камові пагорби складені пісками, супісками, тонкими глинами з домішкою валунного моренного матеріалу. Місцями в них спостерігається тонка стрічкова шаруватість, чергування прошарків глини і піску.

**Прильодовикові відклади.** До них відносяться зандри та лімно-гляціальні відклади.

*Зандри* (нім. «зандер» – пісок) або *зандрові поля* розташовуються за зовнішнім краєм кінцевих морен. Вони утворюються могутніми водяними потоками, що виходять із крайової частини льодовика і виносять із собою велику кількість уламкового матеріалу. Виходячи на рівнинну поверхню, ці потоки широко розливаються і відкладають винесений уламковий матеріал. При цьому більш грубі осадки – крупнозерністі піски, гравій, галька – звичайно відкладаються біля зовнішнього краю кінцевих морен, а далі на величезних площах накопичуються переважно піщані відклади. Яскравими прикладами зандрових полів четвертинного часу є великі простори Прип'ятського, Мещерського і Вятського Полісся.

*Озерно-льодовикові*, або *лімногляціальні* (грецьк. «лімнес» – озеро), відклади, що накопичуються в прильодовикових озерах, є особливим типом водно-льодовикового комплексу. У крайових частинах таких озер поблизу льодовика накопичувалися піщані осадки, іноді з гравієм і галькою. Але найчастіше в них поширені тонкошаруваті (стрічкові) відклади з характерним ритмічним чергуванням піщаних і глинистих прошарків. Така ритмічність пов'язана із сезонними коливаннями клімату. У літню пору, у період, більш інтенсивного танення льодовиків, водяні потоки приносять в озера піщаний, піщано-алевритовий і глинистий матеріал. У зимовий час водні потоки або припиняють свою дію, або різко зменшуються і переносять тільки тонкі глинисті частки.

Ці специфічні відклади, що складаються з багаторазово повторювання річних стрічок (зимового глинистого і літнього піщаного, прошарків), називають *стрічковими глинами*.

### 10.1. Зледеніння в історії Землі. Їх причини.

Наявність покривного материкового зледеніння в полярних областях Землі є однією з особливостей нашої планети, що виділяє її серед інших планет земної групи.

Сучасне покривне зледеніння Антарктиди та Гренландії – це лише залишки значно масштабнішого зледеніння, яке охоплювало планету 18 тис. років тому. (Це стосується, насамперед, північної півкулі – Північної Америки та Північної Євразії. В Південній півкулі площі, які займає льодовик приблизно залишилися в тих же межах). Під час максимуму зледеніння льодом була покрита третина суходолу, а потужність льодовику досягала декілька кілометрів. Крім основних приполярних областей великі льодовики охопили майже усі гірські системи світу: Альпи, Кавказ, Тянь-Шань, Тибет, Гімалаї, Анди, Кордильєри. Оскільки з океану була вилучена



вода, його рівень знизився більш ніж на 100м. Це значною мірою відобразилося на осадконакопиченні на шельфах та на рельєфі суші. Середня температура біля поверхні Землі знизилася на 5°C, що суттєво вплинуло на тваринний та рослинний світ. Тобто, зледеніння мало глобальне значення в геологічній історії Землі.

Спочатку вважалось, що зледеніння вкладалося в межі четвертинного періоду, тривалість якого 1,8 (2,2) млн. років. Але зараз встановлено, що тривалість останнього зледеніння значно більше. Данні про похолодання клімату за останні 30 млн. років отримані по результатах ізотопного аналізу в керні свердловин, пробурених в донних осадках світового океану. З'ясувалось, що зледеніння в північній півкулі почалося вже в пізньому міоцені ( $N_1^2$ ), а зледеніння Антарктиди – ще раніше, в олігоцені ( $P_3$ ), біля 30 млн. років назад, а може ще раніше – в другій половині еоцену ( $P_2^2$ ) – 40 млн. років назад. Тобто останнє зледеніння мало велику тривалість.

Історія розвитку останнього зледеніння була достатньо складною: воно складалась з чергування льодовикових та міжльодовикових епох. Ми живемо в міжльодовикову епоху. В четвертинному періоді в Північній Америці та Північній Євразії льодовикових епох нараховують від чотирьох до шести. Відомо, що вони наступають приблизно кожні 100 тис. років.

Ми можемо очікувати, що Земля знову повернеться у період зледеніння через 10 тис. наступних років, оскільки сучасне міжльодовиков'є триває вже 10 тис. років, при тому, що середня тривалість інтергляціалу складає приблизно 20 тис. років.

А звідки взагалі відомо, що колись значна частина суходолу була вкрита льодом? В другій половині XIX ст. були відкриті сліди грандіозного зледеніння – льодовикові відклади - морени, скельні виступи, вкриті льодовикові шрами, ератичні («блукаючі» – такі, які були перенесені на значні відстані) валуни. З'ясувалось, що колись «полярна шапка» розповзалась майже на всю Європу – ледь не до Чорного моря поверхня суходолу була вкрита потужним льодовиковим панцирем. Подальші дослідження показали, що подібний наступ північних льодів не разова випадковість, а періодичне явище. Виникло закономірне питання: якщо подібне вже неодноразово відбувалось, чи не може воно повторитись знову? Що викликає зледеніння?

Відповідь на це питання першим став шукати сербський вчений Мілутин Міланкович. *(Цікаво, що зайнятий цим питанням він вирішив сидючи з приятелем в кав'ярні).*

За його гіпотезою, причиною чергування льодовикових та міжльодовикових епох є зміна сонячної інсоляції (тобто кількості сонячного тепла, що отримує поверхня Землі). Виходячи з того, що за останній геологічний період сонячне випромінювання було величиною постійною, кількість, що потрапляє на земну поверхню, змінюється залежно від поведінки Землі на її орбіті.



Відомо, що положення Землі, внаслідок впливу інших космічних тіл, в першу чергу Сонця, Місяця та планет, не залишається постійним та носить періодичний характер. Змінюються три основних параметра.

**Перший параметр – нахил земної вісі по відношенню до площини її орбіти – нутація.** Межі коливань куту нахилу складають від  $21^{\circ}51'$  до  $24^{\circ}36'$ , а період зміни – біля *40 тис років*. Чим кут більше, тим більше амплітуда сезонних коливань: зима стає більш холодною, літо більш жарким.

**Другий параметр – зміна ексцентриситету земної орбіти,** тобто величини її відхилення від кола та набування форми еліпсу. Рухаючись вздовж орбіти, Земля то наближається до Сонця (в точці перигелію) то віддаляється від нього (в точці афелію). Цикл коливання ексцентриситету – *100(90) тис років*.

**Третій параметр – прецесія.** Земна вісь описує в просторі коло по відношенню до напрямку на віддалені та відносно нерухомі зірки. Періодичність цього явища, коли вісь утворює повне коло, – *23 тис років*. Вплив процесії на інсоляцію виражається в тому, що для кожної півкулі зміщується положення перигелію (найкоротшої відстані від Сонця) по сезонах. Це, в свою чергу впливає на зміну кліматичних умов. Так, наприклад, для північної півкулі збіг положення перигелію з зимою буде приводити до теплої і короткої зими, а літа – тривалого та прохолодного. Навпаки, збіг з афелієм – наявністю довгої та холодної зими і короткого та жаркого літа. (*У бельгійському місті Лір, Луї Зіммер в 1935 рік; зробив годинник з декількома циферблатами, на одному рухається найповільніша стрілка в світі - період її повного оберту складає 23 тис. років*).

Отже ці три параметра змінюють не сумарну інсоляцію, а лише її розподіл по широтах. Але, за гіпотезою Мілутіна Міланковича, **суттєве значення для виникнення зледеніння має коливання сонячної інсоляції в високих широтах Північної півкулі.** (До цього вчені сперечались: який саме тепловий потік важливіший для клімату – той, що припадає на полярні або на екваторіальні широти?) Справа в тому, що найбільш суттєвим є не те скільки снігу накопичується за зиму, а те, скільки його зможе розтанути протягом літа. Якщо високі широти будуть отримувати влітку менше сонячної енергії, то сніг, з великою імовірністю, збережеться до наступної зими. Сніг білий, добре відбиває світло і *альbedo* (відбиваюча властивість) планети збільшується. Якщо подібні умови збережуться багато років, то по мірі ущільнення під своєю вагою сніг буде перетворюватися в лід, формуючи покривні льодовики, та на Землі настане льодовикова епоха. З іншого боку, при збільшенні літньої інсоляції льоду встигне розтанути більше, ніж можуть компенсувати зимові снігопади, та на Землі встановиться клімат, близький до сучасного.

М. Міланкович розрахував прихід сонячної інсоляції в різні сезони і в різні широти земного шару. За 12 років побудував графіки періодичних змін кожного з параметрів та отримав результуючий графік кривої зміни сонячної інсоляції північних широт, на якому виділяються 4 температурних мінімуми,

які спостерігаються через кожні 100 тис. років, та з якими він ототожнив чотири останніх четвертинних зледеніння. Опублікував результати в 1939 році.

*(Крім того, завдяки спостереженням американського супутника «Німбус-7», який літав навколо Землі 20 років (1978-1998рр.) були встановлені зміни інтенсивності теплової радіації, яку випромінює Сонце. Коли на Сонці багато плям воно «гріє» більше і навпаки. Різниця між максимумом і мінімумом тепловіддачі становить приблизно  $2,5 \text{ Вт/м}^2$ , тобто 0,15%. Але цього виявляється досить, щоб змінити середньоземну температуру на долі градуса і навіть на цілий градус. Зменшення інтенсивності сонячної інсоляції відбувається під час так званих маундеровських мінімумів – аномально малої кількості сонячних плям. (Регулярні спостереження за сонячними плямами ведуться з середини XVIII). Наш 24-й цикл сонячної активності має закінчитись в 2020 році, потім відповідно настає 25 цикл. За прогнозами астрономів в цьому циклі сонячна активність не буде перевищувати 50 одиниць (середня кількість 40-50 тисяч, все що менше 100 – катастрофічно мало).*

*Вважається, що саме з цим були пов'язані суттєві похолодання клімату в історичному минулому. Так, за літературними джерелами раннього середньовіччя відомо, про надзвичайне похолодання, яке спостерігалось в 1-й третині VI ст.: в Месопотамії почав випадати сніг; на 3-4 місяця замерзли річки Дунай, Рейн, Рона, Маас, Темза; іноді повністю замерзало Чорне море і весною льодові «айсберги» пливли через Босфор протягом декількох тижнів, ушкоджуючи, а іноді і руйнуючи міські укріплення Константинополя. Сліди цих ушкоджень у вигляді глибоких борозен можна спостерігати і сьогодні на залишках кріпосних стін.*

*У період з 1300 по 1650 (за іншими джерелами по 1715) роки нашої ери (A.D.), Земля потрапила у так званий малий льодовиковий період (Little Ice Age) за час якого Балтійське море повністю промерзло, і на річці Темза в Англії з'являвся лід потужністю в декілька дюймів – загалом в сучасну епоху ця річка не замерзає. Серед геологів і кліматологів немає узгодженої думки з приводу причин цього феномену).*

*Підтвердження гіпотези М. Міланковича було зроблено в результаті ізотопного аналізу океанських осадків в 1947 році. Було встановлено, що зміна обсягу льоду на Землі знаходить своє відображення в змінах співвідношення важкого ізотопу кисню  $^{18}\text{O}$  до більш легкого та більш поширеного ізотопу  $^{16}\text{O}$ . При похолоданні морської води в ній збільшується вміст важкого ізотопу кисню  $^{18}\text{O}$  і зменшується кількість легкого кисню  $^{16}\text{O}$ , який входить до складу молекул води, що випаровуються та переходять у дощ та сніг. Зміни співвідношення  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  фіксуються в черепашках форамініфер які входять до складу океанічних осадків.*

*Кількість вмісту ізотопів кисню в морській воді в різні періоди геологічної історії можна визначити, вивчаючи ізотопний склад кисню в кальциті черепашок морських організмів. Ізотопний аналіз підтвердив*

існування чотирьох температурних мінімумів на Землі, які наступали через 100 тис. років. В більш пізні роки був проаналізований також ізотопний склад кисню в керні антарктичного льоду. Роботи дали сходні результати.

Таким чином, гіпотеза М. Міланковича, яка раніше досить скептично сприймалась вченими, перейшла в розряд теорій, яка задовільно пояснює феномен чергування льодовикових та міжльодовикових епох протягом останнього четвертинного заледеніння.

Але, теорія Міланковича не пояснює факт наступу самого льодовикового періоду, перед яким на Землі господарював теплий та рівномірний клімат протягом майже 200 млн. років. А похолодання почалося тільки в еоцені.

Оскільки не має підстав для думки про зміну астрономічних параметрів в останній геологічний час, для виявлення *причин глобального заледеніння* слід повернутися до інших, більш земних факторів, в першу чергу, до *руху літосферних плит* та пов'язаної з ним *зміною розташуванні континентів, насамперед по відношенню до полюсів, їх рельєфу та конфігурації океанів, що розділяють континенти*.

Так, відомо, що формуванню льодового щиту Антарктиди сприяло не тільки її положення в Південній полярній області Землі, яке вона зайняла набагато раніше, але і утворення суцільного водного простору навколо неї у зв'язку з відділенням спочатку Африки та Індії, потім Австралії, і наприкінці - Південної Америки. Це привело до виникнення циркум-антарктичної течії, яка ізолювала Антарктиду від теплих тропічних вод. Щось подібне відбулося пізніше і в північній півкулі – розкриття Арктичного океану з його холодними водами які ізолювали північну Америку і Євразію та відділили Гренландію. Крім того, значно піднялися деякі частини континентів – Південної Азії, південно-західної Америки та Скандинавії. Наприклад, сьогодні середня висота суходолу складає 849м. Це вище, ніж було в мезозої, і нижче чим було в пізньому палеозої. (Утворився також Центрально-Американський перешийок та заглибилася Датська протока, це викликало посилення діяльності Гольфстріму, приток глибинних вод з Норвежсько-Гренланського моря збільшення вологості в помірних широтах.) Тому не випадково, зледеніння в Антарктиці почалося з початком на Землі альпійського гороутворення, а початок зледеніння Арктики – з однією з його крупних фаз.

Але останнє глобальне зледеніння було не єдиним в геологічній історії Землі.

Ще в XIX сторіччі в Індії, Африці, Південній Америці, Австралії, в XX сторіччі в Антарктиді та на півдні Аравійського півострову були відкриті сліди *пізньопалеозойського зледеніння*. Явними ознаками цього зледеніння були: подряпані ложа, екзотичні та штриховані валуни, дропстоуни (окремі тверді уламки, як би завислі в глинистому або алевритовому матеріалі, які утворюються при випадінні з айсбергів на морське дно), тиліти (аналогі четвертинних морен). Наявність великих площ з подібними відкладами на

віддалених один від одного континентах, що були покриті льодом, вимагала пояснення. Першим дав таке пояснення в 1915 році А.Вагенер. Він висловив думку, що в пізньому палеозої материка, що були захоплені заледенінням, входили в склад єдиного суперконтиненту – Гондвани. Палеомагнітні дослідження, що були проведені пізніше, підтвердили цю гіпотезу та показали, що Гондвана на тій час займала Південну полярну область Землі. В Північній полярній області переважали на той час морські умови. Сучасні дослідження показують, що пізньопалеозойське зледеніння почалося в ранньому карбоні в Південній Америці та Африці та продовжувалося до пізньої пермі, тобто мало тривалість порядку 90 млн. років. Аналогічно, як останній льодовиковий період співпав з альпійською епохою гороутворення, пізньопалеозойське – співпало з герцинською епохою гороутворення.

В 60-ті роки ХХ ст. в центрі Сахари були виявлені сліди ще більш древнього ранньопалеозойського зледеніння, що приходилось на пізній ордовик – ранній силур. В подальшому вони були виявлені повсюдно в Африці від Марокко до Лівану та до Капських гір (південь Африки), а також в Західній Європі (Іспанія, Франція, Германія), на сході Північної Америки і в Південній Америці. Передбачається, що ці райони Європи та Північної Америки належали до північних околиць Гондвани. На цей час Гондвана з Африкою в центрі розташовувалась в Південній полярній області. Це пізньоордовіцько-ранньосилурійське зледеніння співпало з однією з головних епох каледонського тектогенезу.

Раніше пізньоордовіцько-ранньосилурійського зледеніння існувало ще більш широке зледеніння пізнього рифею – раннього венду (610-590 млн. років тому). Сліди цього зледеніння встановлені в Північній Америці (від Каліфорнії до Аляски), Європі (від Скандинавії до Уралу), Азії (Сибір, Китай), Африці та Австралії. За своїм масштабом воно носило глобальний характер та не поступалося кайнозойському заледенінню. Материки на той час розташовувалися компактно, що збігається з палеомагнітними даними. Основна тектонічна подія, яка попереджала та супроводжувала заледеніння є байкальський орогенез. Цей орогенез привів до становлення суперконтиненту Гондвани, з'єднавши окремі континентальні блоки.

Це зледеніння не було єдиним в пізньому протерозої. Виділяють ще декілька зледенінь в пізньому рифеї, сліди яких знаходять в Австралії, екваторіальній Африці, Канаді, Сибіру, Китаї, Південній Америці.

Існують данні про заледеніння в середньому рифеї та ранньому протерозої, а також в пізньому архею.

Тобто, не має сумніву, що наша Земля протягом останніх 3 млрд. років неодноразово переживала періоди глобальних покривних зледенінь. Ймовірно, їх поява **визначалася виникненням великих континентальних масивів, причому, в основному в високих широтах, а також утворенням на материках великих гірських систем.**

Зв'язок зледенінь з тектонічними рухами, що змінюють рельєф і співвідношення площ материків і океанів, може бути встановлений і для

четвертинного, і для більш древніх зледенінь. Кожне з них збігається з інтенсивними тектонічними рухами, горотворенням, відступом морських басейнів і значним збільшенням площі суші. Так, кайнозойське зледеніння співпадає з альпійським циклом тектогенезу, пізньопалеозойське (кам'яновугільно-пермське) – з герцинським етапом складчастості і горотворення, пізньоордовіцько-силурійське – з каледонським, пізньопротерозойське – з байкальським. З зазначеними етапами геологічної історії пов'язані і переломні моменти в розвитку органічного життя – зміна складу фауни і флори. Такий збіг не може бути випадковим, а представляє закономірне явище.

Крім того, наряду з вказаними причинами виникнення зледенінь, слід вказати на зниження в атмосфері вмісту  $\text{CO}_2$ , що приводить до зниження парникового ефекту та похолодання. Періоди потепління могли бути пов'язані зі збільшення цього газу в атмосфері внаслідок активної вулканічної діяльності під час епох гороутворення. А зниження – може бути наслідком вилучення  $\text{CO}_2$  з атмосфери вапновиділяючими організмами та перехід  $\text{CO}_2$  в осадок в складі вапнякових та доломітових товщ, які періодично (S, D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>-P, K<sub>2</sub>-P<sub>1-2</sub>) в великих масштабах накопичувалися на Землі протягом фанерозою.

Деякі вчені висловлюють думку, що перерахованих причин похолодання клімату навіть в їх сприятливому сполученні для виникнення глобального зледеніння може бути недостатньо. Значна роль могла також належить позаземним факторам, до яких можна віднести проходження Сонячної системи в своєму шляху навколо центру Галактики через темні скупчення міжзоряного пилу, який послабляє сонячну інсоляцію на Землю.

### ***Запитання для самоконтролю:***

1. Що таке фірн?
2. Які бувають типи льодовиків?
3. Рух льодовиків.
4. Особливості руйнівної роботи льодовиків.
5. Форми льодовикового рельєфу в горах и на рівнинах.
6. Характерні особливості льодовикових відкладів.
7. Як формуються водно-льодовикові відклади і форми рельєфу?
8. Назвати причини зледенінь.

## РОЗДІЛ 11. ГРАВІТАЦІЙНІ ПРОЦЕСИ

Гравітаційні процеси – це процеси, які зумовлені дією сили земного тяжіння і проявляються через переміщення гірських порід з підвищених ділянок рельєфу в понижені. Відповідно, вони поширені на схилах гір, долин рік, ярів, балок, берегових схилах морів та озер, на похилому морському дні і здебільшого називаються схиловими процесами. Причиною виникнення таких процесів, насамперед, є порушення стійкої рівноваги, в якій знаходяться гірські породи на поверхні Землі. Це можливо у випадках землетрусу, додаткового навантаження на породи, вилучення певної маси породи з підніжжя схилу в результаті підмивання рікою (ерозія), морем (абразія), а також при різноманітних видах діяльності людини. Всі ці фактори й спричиняють рух мас гірських порід. Слід зазначити, що такому руху сприяють усі інші геологічні процеси, які призводять до руйнування зв'язків між мінералами в породі (вивітрювання, геологічна діяльність вітру), а також зменшенню зчеплення між поверхнею схилу та тілом яке рухається (геологічна робота поверхневих і підземних вод тощо).

Геологічна робота гравітаційних процесів зводиться до наступного: 1) руйнування гірських порід у верхніх частинах схилів; 2) переміщення зруйнованого матеріалу під дією сил гравітації до підніжжя схилу (основна частина процесу); 3) накопичення маси гірських порід у понижених ділянках схилу та біля його підніжжя. В результаті цієї роботи утворюються відклади, які називаються *колювієм* (лат. “коллювіо” – скупчення).

Колювіальні відклади представляють собою різноманітні за складом і розміром уламки порід: брил, щебінки, алевритових і пелітових часток. Для них характерне слабе сортування матеріалу, майже відсутність верстуватості і різка зміна потужностей. Сучасні колювіальні відклади можуть бути пухкими або слабо зцементованими. Гравітаційне переміщення уламків порід може відбуватися дуже швидко, майже миттєво (обвали, каменепаді), або сповзати дуже повільно. Останнє називається *крипом* (анг. “крип” – повзти, ковзати).

У гравітаційних процесах значна роль належить підземним водам. Вони через вилуговування та вимивання окремих мінералів утворюють порожнини і тим самим послаблюють зв'язки між верствами які їх підстеляють і перекривають, змочують поверхню глинистих порід, що робить її слизькою і сприяє руху поверхневих мас гірських порід. Поверхневі води також відіграють значну роль у формуванні гравітаційних процесів. Вони наповнюють пухкі відклади, що також порушує внутрішні зв'язки в певному масиві і сприяє переміщенню порід у вигляді в'язких або рідких потоків вниз по схилах. Як приклад можна навести рух селевих потоків і опливи.

Води океанів, морів, озер і водосховищ зумовлюють переміщення осадків по нахиленому дну. Як впливає з наведеного, в гравітаційних процесах і формуванні колювіальних відкладів приймають участь різноманітні чинники, проте головними при цьому є сила тяжіння і вода. Враховуючи значення води при переміщенні мас гірських порід під впливом



сил тяжіння, гравітаційні процеси можна розділити на чотири категорії; 1) *власне гравітаційні*, 2) *водно-гравітаційні*, 3) *гравітаційно-водні* і 4) *підводно-гравітаційні* (табл. 11.1).

Табл. 11.1.

**Класифікація гравітаційних процесів**  
(за О.Ф.Якушовою, В.Ю. Хаїним, В.І. Славіним)

| Категорія             | Група           | Тип                                                              |
|-----------------------|-----------------|------------------------------------------------------------------|
| Власне гравітаційні   | Провальна       | Раптові провали                                                  |
|                       | Обвальна        | Обвали прості та складні, зсуво-обвали, каменепад, осипи, вивали |
|                       | Крипова         | Просадка, крип схиловий                                          |
| Водно-гравітаційні    | Осувні          | Осуви: брилові, блокові, терасоподібні, циркоподібні             |
| Гравітаційно-водні    | Осувно-потоківі | Осувні потоки, опливи, грязьокамінні потоки (селі), лахари       |
| Підводно-гравітаційні |                 | Підводні обвали, підводні осуви, каламутні потоки                |

Категорії, залежно від характеру переміщення порід поділяються на групи, а ті, в свою чергу, на типи.

**Власне гравітаційні процеси**, поділяються на три групи: провальні, обвальні, що відбуваються швидко та раптово, і крипові, розвиток яких відбувається повільно. Однією з умов формування *провальних* процесів є наявність підземних порожнин. Під дією сили тяжіння породи, які перекривають ці порожнини провалюються. Безпосередньою причиною виникнення провалу можуть бути землетрус, вибух, збільшення навантаження на породи розташовані над порожнинами. Величина зміщення, форма та розміри провалів залежать від розмірів підземних порожнин.

Внаслідок провалів на поверхні утворюються ями, колодязі, котловини тощо. Дуже часто провали виникають в гірничих виробках (шахах, штольнях, штреках тощо), особливо тих які перестали експлуатуватися. Якщо провал виникає на значних глибинах, то на поверхні він може і не проявлятися. При провалах гравітаційне переміщення маси гірської породи відбувається вертикально і дуже швидко, здебільшого моментально і носить катастрофічний характер.

Друга група власне гравітаційних процесів – *обвальних*, розвивається на прямовисних і крутих схилах. Причиною їх виникнення є утворення під впливом фізичного вивітрювання (здебільшого при замерзанні води) системи паралельних простяганню обриву тріщин, які поступово розширюються та відокремлюють певний блок породи від корінного масиву. Одночасно цей блок зазнає незначного нахилу в бік схилу і під впливом дії сили тяжіння поступово продовжує відокремлюватися аж до повного відриву від масиву. При ударі, який виникає в результаті падіння блоку на схил, породи подрібнюються на різні за розмірами брили, що утворюють обвальний

колювій. Можливе поступове відокремлення по тріщинах від блока окремих брил, що зумовлює виникнення складного багатозафазового обвалу.

Обвали, які спричинені землетрусами можуть бути значними за масштабами. Так, у 1911 році на Памірі обвалилася маса порід об'ємом 8 млрд. т. В результаті було перегороджене русло ріки Мургаб, а висота греблі, яка при цьому утворилася сягала 600 м. На Україні подібні обвали спостерігаються в Гірському Криму.

До гравітаційних явищ відносяться також *каменепади*, які виникають в результаті відриву від масиву гірських порід невеликих брил, які в процесі переміщення по схилу можуть відбивати інші брили, поступово збільшуючи їх кількість. До цієї групи відносяться також і *осипи*, які утворюються в результаті переміщення по схилу під впливом сили тяжіння щебінки і дрібних уламків гірських порід.

*Крипова група* власне гравітаційного процесу об'єднує явища, пов'язані з повільним переміщенням поверхневих дезінтегрованих відкладів, як на глибину (*глибинний крип*) у вигляді просідання та прогинання порід, так і вниз по схилах – *схилувий крип*. Причиною виникнення крипу є ущільнення на глибині пухких пластичних порід (лесів або глин), утворення на глибині в результаті відтаювання та замерзання води розущільненої речовини (*криогенний крип*), вилуговування окремих мінералів, відкачування підземної води, видобуток нафти та газу, тощо (*антропогенний крип*). В результаті крипу на поверхні виникають тарілкоподібні улоговини, а також на схилах відслонюються корінні породи з нагромадженням біля їх підніжжя колювільних відкладів.

**Водно-гравітаційні процеси** характеризуються переміщенням по схилах значних мас гірських порід, і їх ще називають зсувами. Переміщенню можуть підлягати цілі блоки гірських порід і тоді говорять про блоковий зсув, або окремі брили (бриловий зсув). Переміщенню можуть підлягати, як маси корінних порід зі збереженою первинною текстурою, верстуваті тріщинуваті породи, так і пухкий елювій, або утворені раніше на схилах колювільні і делювільні відклади. Зсувним процесом може бути охоплений весь схил, його частина, або частина долини ріки або яру. Такі ділянки земної поверхні, де мають місце зсувні явища називають зсувними районами. Вони характеризуються своєрідною будовою, з властивими тільки їм елементами рельєфу (рис. 11.1), серед яких у верхній частині зсувного схилу чітко виділяється, крута увігнута до середини стінка, або стінка відриву тіла зсуву, вирівняна ділянка схилу називається ложем зсуву, а переміщена маса гірської породи – тілом зсуву.

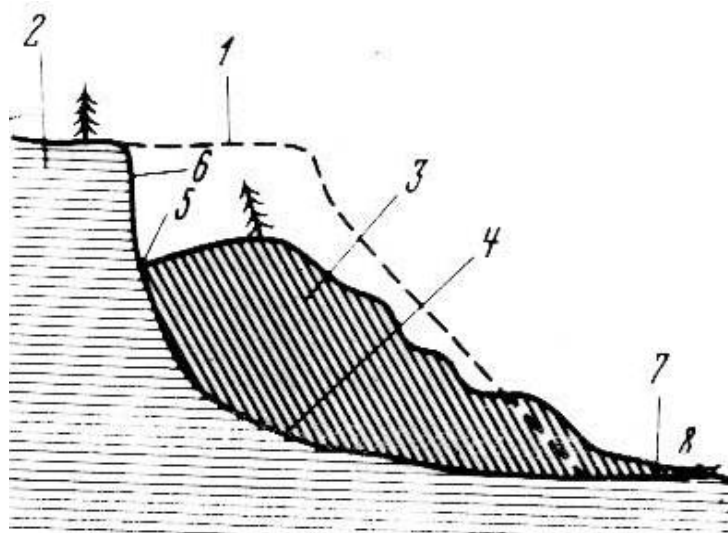


Рис 11.1. Будова зсуву: 1-попередня конфігурація схилу; 2-корінний схил; 3-тіло зсуву; 4-ложе зсуву; 5-тиловий шов; 6-стінка відриву;

*Ложе зсуву* – це частина схилу по якій відбувається переміщення відірваної маси гірських порід. Від кута нахилу ложа залежить інтенсивність руху зсуву. Зсув порід відбувається починаючи з нахилу ложа більше  $5^\circ$ , а на дні океанів, морів та інших водоймищ цей показник знижується до  $1^\circ$ .

Ложе зсувів, здебільшого, складають глинисті породи, які одночасно виконують роль водотриву, в зв'язку з чим породи, що залягають вище завжди знаходяться у перезволоженому стані завдяки накопиченню в них води. Наявність води послаблює зв'язки між ложем та породами, які на ньому залягають, що і є однією з причин виникнення зсувів. Це дозволяє відносити зсуви до водно-гравітаційних явищ.

*Тіло зсуву* може мати різні розміри та форму, проте, здебільшого, воно обмежується зверху нерівною, горбистою площадкою, нахиленою в сторону схилу, а фронтальна частина має вигляд крутого горбистого схилу похилого в напрямку руху зсуву. У випадку, коли верхня площадка характеризується рівною поверхнею паралельною до схилу, тіло зсуву нагадує річкову терасу, а сам зсув називають *терасоподібним*. Здебільшого поверхня тіла зсуву в плані нагадує напівцирк, в такому випадку говорять про *циркоподібні* зсуви.

Тіла зсувів у порівнянні з обвалами рухаються набагато повільніше і характеризуються фазовими змінами швидкості руху. Окремі частини зсувного тіла також рухаються з різною швидкістю, що зумовлює утворення тріщин, внутрішніх стінок відриву, а в блокових і брилових зсувах – численних дрібних обвалів, а іноді і цілковитого руйнування блока. Зсуви, що руйнуються в процесі руху відносять до обвального-зсувного типу.

Виникнення зсувів можуть бути обумовленими різними причинами, що, відповідно, зумовлює формування зсувів різного типу. У випадках, коли підмивання схилу обумовлене геологічною роботою морських хвиль, зсуви, що виникають при цьому, відносять до *абразивного* типу. При руйнуванні підніжжя схилів долини течією ріки утворюються *ерозійні* зсуви, а при землетрусах – *сейсмогенні*. Зсуви, які спричинені діяльністю людини називаються *штучними*, або *антропогенними* тощо.

За розмірами та об'ємами тіла зсувів бувають самими різноманітними, від перших метрів довжиною і об'ємом в перші десятки м<sup>3</sup> маси гірських порід, до перших кілометрів і об'ємом в сотні млн. м<sup>3</sup>.

**Гравітаційно-водні процеси** – це гравітаційні явища в формуванні яких суттєва роль належить як підземним, так і поверхневим (атмосферним) водам. Твердий дезінтегрований (подрібнений) матеріал при цьому процесі переміщується з місця первинного залягання не шляхом обвалювання або ковзання, як при попередніх процесах, а своєрідним плином “твердого” потоку. Серед гравітаційних явищ даної категорії виділяють наступні типи: 1) зсувні потоки, 2) опливи, 3) селеві грязьокам'яні потоки, 4) потоки вулканогенних порід (лахари) та інші. Здебільшого явища цієї категорії найбільш активно проявляються в періоди танення снігів або сильних дощів. У даному випадку гірські породи просякнуті водою в результаті чого порушуються зв'язки між окремими частками та зернами породи, вони розріджуються і набувають здатності текти. Так виникають *зсувні потоки*, які здебільшого поширені вздовж долин рік та струмків.

В зсувних потоках маса гірських порід втрачає первинну текстуру в зв'язку з чим після відкладення та висихання колювій являє собою накопичення окремих грудок ґрунту з включеннями незначних за розмірами фрагментів тіла зсуву в якому збереглась первинна текстура породи. Поверхня зсувного потоку завжди горбиста, а форма тіла еліпсоподібна або сильно видовжена і нагадує тіло долинного гірського льодовика за що іноді їх називають *глетчерними* зсувами. У нижній частині при виході з долини такий зсув віялоподібно розширюється і нагадує конус виносу.

*Опливами* називають невеликі за розмірами та віддалені на незначні відстані від місця їх зародження грязьові потоки. Вони нагадують селі, але значно менші за масштабами. *Селеві потоки* (араб. “сель” – бурхливий потік), які в Альпах ще називають *мурами*, також належать до гравітаційно-водних явищ. У їх формуванні та розвитку основна роль належить дощовим, зливовим та річковим водам, і в меншій мірі – підземним. Проте, гравітаційні сили, як фактор виникнення селів, є невід'ємною складовою процесів селеутворення.

Залежно від розмірів уламкового матеріалу, що переноситься селевими потоками, серед них розрізняють грязьокам'яні, в яких вміст крупних і дрібних уламків знаходяться приблизно в однаковому співвідношенні; воднокам'яні, в яких переважають великі уламки порід валунної та брилової розмірності; і грязьові потоки, представлений сумішшю води та глинистого матеріалу, а великі уламки зустрічаються дуже рідко.

Кінцевим продуктом селевих потоків є *селевий пролювій*, який являє собою нагромадження невідсортованого різноуламкового матеріалу з переважанням в одних випадках валунів, брил, щебінки, а в інших – глини або піску.

Селеві потоки в умовах континентального клімату виникають здебільшого під час або після сильних зливових дощів. Селевий колювій

накопичується здебільшого в передгірських районах і міжгірських западинах, де складає потужні (до десятків і сотень метрів) товщі, представлені пухкими грубоуламковими відкладами. Найчастіше місцем зародження селевих потоків є гірські області.

Грязьокам'яні потоки, подібні до селевих, виникають також і на схилах діючих вулканів. Вони спричинені зливовими дощами або талими водами, які формуються після виверження. Ці потоки води захоплюють пухкі вулканічні породи, якими складені схили вулканів і переносять їх до підніжжя. Такі вулканічні грязьокам'яні потоки називаються *лахарами*.

**Підводно-гравітаційні процеси** відбуваються на дні океанів, морів та інших водоймищ. Найпоширенішими серед них є підводні зсуви. Вони виникають на відносно крутих схилах, коли осадки починають зсуватися під впливом власної ваги, або під впливом навантаження спричиненого тілом зсуву, яке спускається в океан, море, озеро, інше водоймище з берега. Такі зсуви можуть охоплювати весь схил, або переміщуватися по підводних каньйонах, улоговинах і інших локальних пониженнях на дні. Причиною виникнення желеподібних каламутних потоків на дні морів та океанів, які переміщують значну кількість уламкового матеріалу в завішеному стані, можуть бути також і підводні течії. При акумуляції матеріалу перенесеного каламутними потоками формуються своєрідні відклади, які називаються *турбідітами*. Вони складені різновеликими уламками гірських порід принесених з суходолу, або тих, що утворилися безпосередньо у водоймищі, зцементованих глинистим матеріалом. Такі відклади здебільшого нагромаджуються біля підніжжя материкового схилу, або на дні глибоководних западин.

Гравітаційні явища виникають несподівано, раптово і здебільшого носять миттєвий характер (наприклад обвали) що призводить до катастроф, які передбачити дуже важко. Тільки детальне вивчення та тривале спостереження за динамікою всіх факторів, які обумовлюють гравітаційні процеси, можуть сприяти їх попередженню. Провісниками виникнення обвальо-зсувних явищ можуть бути тріщини на схилах і їх швидке розширення, а спостереження за режимом поверхневих і, особливо, підземних вод дає можливість передбачити розвиток гравітаційно-водних процесів (зсувів, селів тощо).

Конкретні заходи по боротьбі із зсувами зводяться до наступного: потенційні зсувні схили слід закріплювати шляхом засадження чагарниками і деревами з добре розвиненою кореневою системою, або проводити штучне терасування схилів; біля підніжжя схилів які зазнають зсування споруджуються підпірні стінки; поверхневі води слід відводити зі схилів спеціальними жолобами, а підземні – перехоплювати у верхній частині схилу канавами; вздовж річкових, озерних і морських берегів споруджуються захисні споруди з метою запобігти руйнуванню берегів хвилями та їх підмивання; при проведенні земляних робіт необхідно уникати можливого підрізання схилів і створення на їх поверхню додаткового навантаження



через спорудження будівель, або насипів. Важче боротися з селевими потоками, через те, що сіль формується з твердого пухкого матеріалу, який зноситься поверхневими водами зі значних за площею територій. З метою запобігання його знесення необхідно закріплювати цей матеріал засаджуючи схили рослинністю, будувати невеликі споруди, які б перешкоджали переміщенню елювію, делювію або колювію з місця їх залягання. Поперек русла, по якому можливий рух селевого потоку, будують греблі, щоб уповільнювати швидкість руху селю та затримувати твердий матеріал, який переноситься потоком.

***Запитання для самоконтролю:***

1. Основні причини гравітаційних процесів.
2. Основні чинники гравітаційних процесів.
3. Які бувають гравітаційні процеси?
4. Що таке колювій?
5. Назвати складові зсуву.



## РОЗДІЛ 12. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ОЗЕР І БОЛІТ

*Озерами* називаються западини рельєфу, заповнені застійною чи слабопроточною водою, що не мають прямого зв'язку з морями й океанами. Озера розвинуті головним чином в областях з вологим кліматом на великих низинах і в безстічних улоговинах. Вони займають понад 2% площі суші. Найбільшими озерами, не враховуючи Каспійського реліктового озера чи моря, є оз. Верхнє в Північній Америці (площа 82,4 тис. км<sup>2</sup>), оз. Вікторія в Африці (68 тис. км<sup>2</sup>), Аральське в Азії (51 тис. км<sup>2</sup>).

Глибина озер може вимірюватись десятками і сотнями метрів. Найглибше у світі – озеро Байкал (1741 м).

### Походження озерних западин.

Озерні западини (улоговини) створюються різними геологічними процесами, як ендегенними, пов'язаними з проявами внутрішніх сил Землі, так і екзогенними, обумовленими зовнішніми силами (Табл. 12.1.).

Серед *ендегенних улоговин* виділяються улоговини, пов'язані з виверженнями вулканів, землетрусами і тектонічними процесами.

*Вулканогенні озера.* Вершини вулканічних споруд увінчані воронкоподібною западиною – кратером, у якому, після припинення активної вулканічної діяльності, може розташовуватися озеро. Кратерні озера найчастіше мають круглу (або близької до такої) форму.

Крім того, на схилах вулканів часто виникають невеликі западини, пов'язані з викидами газів, водяної пари і гарячої води, – це *фумарольні і гейзерні улоговини*. Вони також часто заповнюються водою і створюють невеличкі озера.

Озеро може утворитись і в результаті запруження річки лавовим потоком. До числа *лавово-гребельних* озер відноситься найбільше на Кавказі озеро Севан (Вірменія).

Серед *тектоногенних* озерних улоговин найбільш цікаві улоговини, утворені у великих грабенових, рифтових структурах, у зонах розломів земної кори. Озера в цих улоговинах, зазвичай, лінійно витягнуті у визначеному напрямку, довжина їх значно перевищує ширину. До озер такого типу відносяться найбільш глибокі озера – Байкал, Мертве море та ін. Іноді такі улоговини утворюють ланцюжок з декількох озер, що впливають один на один; наприклад, Східно-Африканські озера.

(Одне з найцікавіших тектоногенних озер – озеро Тітікака, яке розташоване на границі Перу і Болівії на висоті 4 км. Воно тягнеться на 200 км в довжину, а найбільша ширина – 60 км.

Вода в ньому солонувата, з морською фауною. На схилах озера можна спостерігати сліди давнього прибою і морські скаменілості. А в Північній Америці, в Кордильєрах, на висоті 6 км були знайдені такі ж верстви поруч з якими знаходились залишки людського житла. Тобто, виходить, що цей підйом відбувся на пам'яті людства – 10-12 тис років назад. Як сказано в індіанській легенді - «Лопнули гори і перевернулися небеса»).

Табл. 12.1. Генетична класифікація озерних улоговин

| Категорія | Група                                                                                                                                  | Тип                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                |
|-----------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Ендогенна | вулканогенна<br><br>тектоногенна<br><br>сейсмогенна                                                                                    | кратерний, кальдерний,<br>фумарольно-гейзерний,<br>лаво-гребельний;<br>грабенний (рифтовий),<br>синклінальний;<br>провальний, обвало-<br>гребельний;                                                                                                                                                                               |
| Екзогенна | гравітаційна<br><br>ерозійна (річкова)<br><br>гляціогенна<br><br>таласогенна (морська)<br><br>біогенна<br><br>метеоритна (астроблемна) | провально-гравітаційний,<br>провально-карстовий,<br>провально-суфозійний,<br>обвально-гребельний;<br>руслівний,<br>заплавний (старичний),<br>дельтовий;<br>екзараційний,<br>каровий,<br>термо карстовий;<br>приморський,<br>реліктово-морський;<br>атоловий,<br>біогенно-гребельний,<br>«алігаторові пруди».<br>ударний, вибуховий |

Утворення улоговин *екзогенної категорії* пов'язано з проявами різноманітних екзогенних процесів, як от наприклад: обвалами, провалом гірських порід, розташованих над підземними порожнинами, діяльністю льодовиків, річок тощо. Найбільше поширені в долинах рік і струмків гребельні улоговини, у яких розташовані озера.

**Особливості озерної води.** Солоність озерної води залежить від типу води, що заповнює озеро, і від кліматичних умов, у яких знаходиться озеро. Як правило проточні озера мають прісну воду, непроточні – солону.

Сіль приноситься у розчинному виді річками у безстічні озера, потім вода з поверхні випаровується, а сіль залишається.

Озера з атмосферним, річковим, льодовиковим живленням в умовах вологого клімату звичайно прісні, зі змістом солей менш 5 г/л. Озера в умовах жаркого, посушливого (аридного) клімату засолюються, і вода в них може бути солонуватою (5– 25 г/л). Але є і аномальні озера – солоні (25– 45 г/л) і навіть дуже солоні (розсол). Так, в озері Ельтон (Прикаспійська западина) солоність досягає 280 г/л, у Мертвому морі вона коливається від 260 до 310 г/л. В Турції, на південь від Анкари знаходиться озеро Туз (солоність 340‰), яке розташоване на висоті майже км, по ньому влітку

можна ходити пішки – вода випаровується так інтенсивно, що поверхня вкривається кіркою солі, наче льодом. Товщина цього льоду від декількох см до 2-х метрів. Не менш аномальний і Балхаш. Його навіть на картах малюють різнокольоровим. Ліва половина – блакитний колір, права – бузковий. В перекладі з мови картографії на звичайний це означає, що західна частина прісна, східна солонна. Пояснюється це просто: з заходу впадає річка Ілі, а східна частина лежить в районі пустель, де інтенсивне випаровування і засолення.

*(Також подвійне і африканське озеро Чад. Тільки його солоність змінюється по вертикалі: нижня придонна частина солонувата, верхня – прісна. В нижній частині живуть морські риби, у верхній - прісноводні. При цьому глибина озера всього 2-4м. Чад непроточне озеро, тому мало б бути солоним, а воно біля поверхні - прісне. Чому? З'ясувалось, що в 900км від нього є западина, з якою воно сполучається підземним потоком, який і не дає озеру засолитись.*

*Дуже цікаве і карельське озеро Могильне. Воно нагадує шаруватий тиріжок. Нижній шар – рідкий мул, насичений сірководнем, шар вище – пурпурового кольору, із-за бактерій які перероблюють сірководень, третій шар – звичайна морська вода, з морськими рибами і медузами, 4-й шар – суміш морської і прісної води; а останній шар – прісна вода з прісноводними мешканцями. Солонна і прісна вода не змішуються з-за різної густини. Озеро відокремлене від моря вузькою перемичкою, через яку під час припливу потрапляє морська вода разом з фауною).*

Мінералізовані озера розділяються на хлоридні, сульфатні і карбонатні.

**Рух води в озерах.** По характеру руху води озера поділяються на проточні і застійні.

Проточні озера найчастіше розташовуються у долинах рік, і течія у них обумовлена течією річкової води. Крім постійних течій в озерах виникають тимчасові переміщення води, пов'язані з вітровими хвилями. Висота цих хвиль на озерах звичайно невелика, але на великих озерах може досягати 5м.

В застійних озерах часто переміщуються тільки поверхневі шари води. Вода глибоких частин залишається нерухомою, при цьому вертикальна циркуляція відсутня. В придонній частині за рахунок розкладання органічної речовини утворюються гази: сірководень, вуглекислий газ та ін.

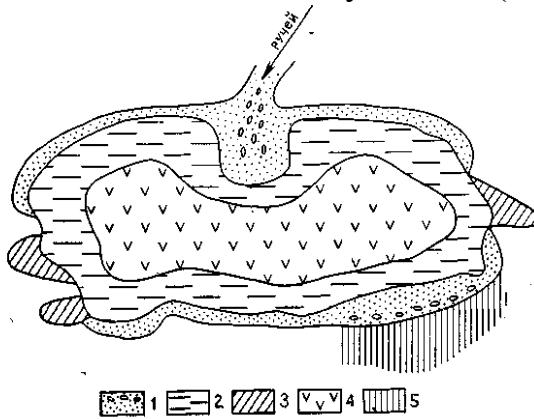
### **Геологічна діяльність озер**

Озерна абразія, чи лімноабразія, пов'язана з рухом води й у першу чергу з вітровими хвилями. Чим крупніше водойма, тим вище хвилі та інтенсивніше руйнування берегів. У відносно невеликих озерах з постійним, давно сталим рівнем лімноабразія мінімальна. У проточних озерах можливий розмив дна.

Уламковий матеріал, що надходить в озеро в результаті руйнування берегів або приноситься ріками (струмками) і тимчасовими потоками,

піддається в озері сортуванню за розміром. Він розноситься хвилями і течіями по водоймі, а потім випадає на дно, змішуючись з органічною і хемогенною речовиною, що утворюється в озері.

**Осадконакопичення.** Основний вид озерної геологічної діяльності полягає в нагромадженні осадків на всій площі озера (рис. 12.1). В озерах утворюються всі генетичні типи осадків: уламкові (теригенні), органігенні і хемогенні.



**Уламкові осадки:**

1- галька, піски;

2 - глинисті, вапняні і інші мули;

3-органігенно-детритові (рослинні) мули.

**Хемогенні осадки:**

4 - тонкі органігенні (діатомові) мули;

5 – крутий берег

**Рис. 12.1. Схема розподілу осадків в озері**

Для озерних осадків характерний дрібно-фракційний матеріал з перевагою мулів, зі значною присутністю органігенних (головним чином фітогенних) і хемогенних відкладів.

Озерні відклади часто мають добре виражену тонку (1–10 мм) пряму шаруватість, іноді мікروشаруватість, що обумовлено спокійними умовами осадконакопичення. У ряді випадків шари відбивають сезонні зміни складу осадків.

**Уламкові відклади.** В озерах проточного типу, у дельтових озерах, а також у великих озерах, де абразійна робота значна, уламкові відклади відіграють істотну роль. Уламковий матеріал в озерах добре сортується.

Грубо-уламкові осадки (галька, пісок) відкладаються поблизу гирла ріки чи струмка, утворюючи підводну дельту, а також біля крутих берегів у вигляді вузьких прибережних смуг.

Алевритова і глиниста муль розноситься по всій території озера й утворює на дні тонко відмучені добре шаруваті теригенні мули.

**Органігенні відклади.** Відносно спокійні гідродинамічні умови в озерах і невеликі глибини є гарною передумовою для розвитку органічного світу. Добре розвивається в озері різноманітний рослинний планктон, що часто складається із синьо-зелених, діатомових і інших водоростей.

Уся маса планктону, відмираючи, опускається на дно і, змішуючись з тонкими глинистими частками, утворює на дні шар органічного мулу. За допомогою анаеробних бактерій відбувається бітумінізація мулу, і він перетворюється в *сапропель* (грецьк. «сапрос» – гнилий, «пелес» – мул). Це масна жирна на дотик драглиста маса бурого кольору. Елементарний склад органічної її частини:  $\text{CO}_2$  – 52-60%,  $\text{H}_2$  – 6-7%,  $\text{N}_2$  – 4,8%.

У процесі діагенезу сапропель перетворюється в *сапрокол* – породу чорно-коричневого кольору, щільну, легку, з черепашковим зламом. Він відноситься до класу бурого вугілля сапропелевого типу.

Серед органогенних озерних відкладів зустрічаються прошарки вапняків-черепашняків, що складаються з мушлів гастропод, двостулок тощо. Як правило, ці вапняки малопотужні і залягають лінзами, тому що озерний бентос нечисленний. Шкарлупки діатомових водоростей іноді складають кременистий діатомовий мул, що пізніше перетворюється в гірську породу *діатоміт* – пухку, пористу, легку, білого чи сірого кольору.

*Хемогенні відклади.* В озерах, у прісноводних умовах, у районах вологого клімату відбувається нагромадження мулів, з яких згодом утворюються лінзи і малопотужні шари вапняків і мергелів. З колоїдних розчинів, принесених річками, що впадають, або підземними водами, на дні озер утворюються залізисті і марганцеві мули. Дуже часто окиси заліза і марганцю в процесі осадження стягуються в сферичні грудочки (від 1мм до 10мм у діаметрі – горошини і бобовини), що можуть утворити на дні суцільний шар. Іноді ці горошини мають концентричну будівлю – *озерні ооліти*. Вважають, що при осадженні заліза в озерах істотну роль грають бактерії.

В озерах тропічних країн відбувається осадження окису алюмінію з утворенням бобових бокситів – кращої руди для одержання алюмінію. В озерах з аридним кліматом, де випар води великий, можуть осаджуватись: **сода** ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), **мірабіліт** ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), **кам'яна сіль** ( $\text{NaCl}$ ), **калійна сіль** ( $\text{KCl}$ ,  $\text{MgCl}_2$ ) тощо.

### Походження і типи боліт.

**Болотами** називаються надлишково зволожені ділянки (найчастіше знижені) суші, що заросли специфічною рослинністю, у яких відбувається процес торфоутворення. Болота на Землі займають великі площі біля 2 млн. км<sup>2</sup>. Вони зустрічаються в областях з вологим гумідним кліматом, де спостерігається високий рівень ґрунтових вод. Усе це створює несприятливі умови для життя рослин.

*Озерні болота* утворюються шляхом заростання озера болотною водяною рослинністю з одночасним нагромадженням на дні рослинних залишків (торфу). Заростання озера йде від берегів.

З осіннім відмиранням рослин на дні утвориться рослинний мул і торф. Торф сприяє обмілінню озера.

*Лісові і лугові болота.* На знижених ділянках серед лісу чи луку відбувається постійне перезволоження ґрунту. Ця надлишкова вода вимиває (вилуговує) живильні речовини з ґрунту. У зв'язку з чим для нормального розвитку деревинної рослинності в лісі і трав'янистої на луках не вистачає кисню, і вони поступово відмирають. На зміну їм приходять менш вибагливі до мінеральних солей мохи. Мохова дернина, яка постійно насичена водою, перепиняє доступ кисню до гниючих рослин. У результаті починається процес торфоутворення і заболочена ділянка перетворюється в болото.

**Типи боліт.** За місцем розташування й умовам утворення болота розділяються на верхові, проміжного типу, низинні і приморські.

*Верхові болота* розташовуються на низьких слабо увігнутих вододілах, на поверхнях річкових терас, на пологістих схилах височин і т.п. Живлення їх відбувається за рахунок атмосферної води. Вони швидко заростають специфічною деревинною рослинністю (чорна вільха), а також вереском, журавлиною.

*Болота проміжного типу* мають подвійне живлення атмосферними і підземними водами.

*Низинні болота* розташовуються в улоговинах, часто на місці озер, при заболочуванні яких і утворюються. Живлення їх відбувається, головним чином, за рахунок підземних і текучих вод.

*Приморські болота* поширені на морських узбережжях з вологим кліматом. Вони часто займають великі простори. Живлення їх головним чином атмосферне. Під час припливів вони можуть покриватися водою. Рослинність своєрідна, в основному деревинна, але з коренями, пристосованими до довгого перебування під водою. Приморські болота в області тропіків заростають *манграми* – деревами з коренями, що виходять на поверхню.

### Геологічна діяльність боліт і їх відклади.

Геологічна діяльність боліт зводиться переважно до утворення торфу. *Торф* це органогенна (фітогенна) гірська порода, що складається зі скупчення рослинних залишків, які піддалися неповному розкладанню в болотах при утрудненому доступі кисню повітря (рис. 12.2). Колір торфу бурий, сірий, чорний. У нормально-вологодому стані в болоті торф містить 85–95% води. Вміст мінеральних часток коливається від 2 до 20% до сухої маси торфу.

У болотах у невеликій кількості утворюються болотні залізні руди, складені сидеритом ( $\text{FeCO}_3$ ), які мають горіхоподібну текстуру. При вивітрюванні сидерит може перетворюватися в поклади лімоніту.

Серед болотних відкладів найціннішими корисними копалинами є торф і вугілля.

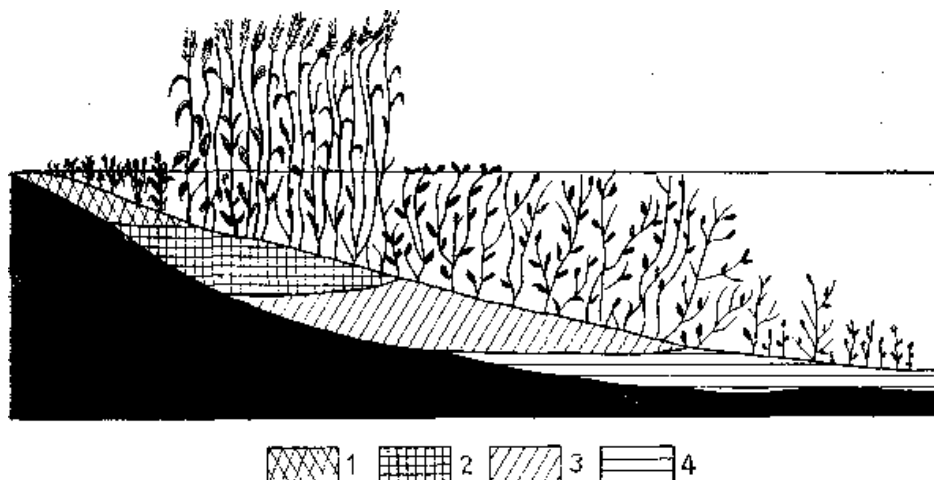


Рис. 12.2. Схема заростання озера і утворення торфу:

1 - осоковий торф; 2 – очеретяний торф; 3 – сапропелевий торф; 4 – сапропеліт



*Викопне вугілля* зустрічається у відкладах древніх боліт. Воно утворюється з торфу (гумідне вугілля) і сапропелю (сапропелеве вугілля). Найбільше поширення і значення має перший тип.

Вуглеутворення відбувається на визначеній глибині без доступу кисню повітря в умовах підвищеного тиску, створеного масою порід, що лежать вище, і більш високої температури. При цьому відбувається вуглефікація рослинної клітковини (крохмалю  $(C_6H_{10}O_5)_n$ ) з поступовим збільшенням вмісту вуглецю і зменшенням водню і кисню.

У процесі вуглефікації послідовно утворюються три типи вугілля: буре, кам'яне й антрацитове.

**Буре вугілля** містить 67 – 78% вуглецю, 5% водню і 17% кисню; **кам'яне вугілля** – 75-97% вуглецю, 2-5% водню і менше 15% кисню; **антрацитове вугілля** – 92-97% вуглецю, 2-2,7% водню і 2–3% кисню.

Якщо родовища кам'яного вугілля знаходяться в тому ж місці, де відбувалось первинне нагромадження рослинного матеріалу (у болотах, озерах тощо), то такі родовища називаються *автохтонними лімнічними родовищами*.

Але, іноді рослинна маса (стовбури дерев, гілки, листи і т.п.) переноситься ріками в дельти і мілководні ділянки моря, там вони захоронюються та вуглефікуються, і тоді створюються *алохтонні*, найчастіше *паралічні (приморські) родовища*.

Вугілля залягає серед осадових порід у вигляді лінз, шарів потужністю від сантиметрів до декількох десятків метрів.

Треба зауважити, що вуглеутворення відбувалося в усі періоди існування Землі, починаючи з девонського. Але більшість родовищ пов'язана з кам'яновугільним, пермським, юрським та палеогеновим періодами.

### ***Запитання для самоконтролю:***

1. Які бувають за походженням озерні улоговини?
2. В чому проявляється геологічна діяльність озер?
3. Які відклади формуються в озерах?
4. Як формуються болота?
5. Назвати основні типи боліт.
6. Які відклади формуються в болотах?

### **РОЗДІЛ 13. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ МОРІВ ТА ОКЕАНІВ**

Світовий океан являє собою головну частину водної оболонки Землі – гідросфери. Його води покривають 361 млн. км<sup>2</sup>, це 70,8% поверхні земної кулі, що майже в 2,5 рази перевищує площу суші (149 млн. км<sup>2</sup>, 29,2%).

Акваторія Світового океану поєднує: 1) власне океани (Атлантичний, Тихий, Індійський і Північний Льодовитий); 2) моря окраїнні, що мають відносно вільний зв'язок з океаном і відділені від останнього островами, чи півостровами підводними височинами (Баренцове, Берингове, Охотське, Японське, Карибське та ін.); 3) моря внутрішньоконтинентальні (внутрішні) або середземні, що далеко вдаються в сушу (Середземне, Чорне, Балтійське, Біле і др.) та з'єднуються або з океаном або із сусіднім морем через протоки. Утруднений зв'язок цих морів з океаном обумовлює специфіку їхньої гідродинаміки, газового режиму та солоності води.

Умовно до морів відносять великі водойми – Каспійське та Аральське, які можна розглядати як залишкові морські басейни, що з'єднувалися з океаном у четвертинний час.

Деякі великі моря іменують затоками (Мексиканська, Перська, Гудзонова). На долю всіх морів приходить близько 10% поверхні Світового океану.

#### **Солоність, хімічний склад вод океанів і морів.**

Сумарний вміст розчинених солей у морській воді називається солоністю (S) та виражається у проміле (‰). Загальна солоність вод океанів, у середньому складає близько 35‰, чи 3,5%. Це означає, що в 1л води міститься близько 35г розчинених солей. Така досить постійна солоність характерна для всієї маси океанічної води, за винятком поверхневого шару потужністю 100–200 м, де солоність коливається від 32 до 37‰, чи 3,2 – 3,7%.

У гумідних зонах солоність зменшується за рахунок впливу стоку поверхневих вод з континенту, що опріснюють морську воду,. Вплив кліматичних умов ще сильніше позначається у морях внутрішніх. Так, у Червоному морі, розташованому в зоні жаркого та сухого клімату, солоність досягає 41-43‰. Дослідженнями останніх років встановлено, що в придонній частині Червоного моря, що представляє собою рифт, виходять гарячі розсоли (солоність яких від 160 до 310‰), збагачені Fe, Mn, Cu, Ni та деякими іншими елементами.

У Середземному морі солоність коливається в межах 37– 39‰. Прикладами опріснених морських басейнів є Чорне, Азовське, Балтійське, Каспійське моря. Так, у Чорному морі, куди впадають великі ріки, у поверхневому шарі солоність води всього 17–18‰, у придонному шарі – до 22,6‰.

У воді морів і океанів присутні майже всі хімічні елементи, але лише деякі з них визначають її основний сольовий склад. У сольовому складі морської води різко переважають хлориди (89,1%): NaCl –77,8%, MgCl<sub>2</sub> –

9,3 та KCl –2%; на другому місці сульфати (10,1%):  $\text{MgSO}_4$  – 6,6%,  $\text{CaSO}_4$  – 3,5%; карбонати складають близько 0,56% та KBr–0,3%.

### Рельєф дна океанів

У рельєфі дна океанів виділяються наступні найбільш великі геоморфологічні елементи: 1) підвідні континентальні окраїни; 2) ложе Світового океану 3) серединно-океанічні хребти (Рис 13.1)

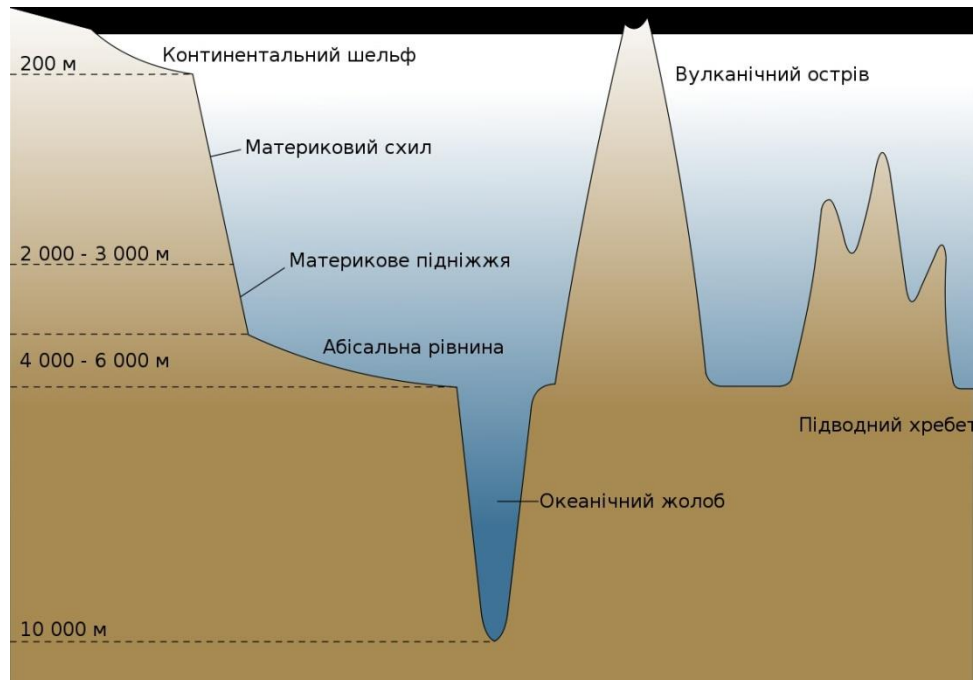


Рис.13.1. Схематичний геоморфологічний профіль океану

Уявлення про глибини дає гіпсографічна крива, яка являє собою кумулятивний графік розподілу висот та глибин (рис. 3.2, А). Точніші дані про розподіл глибин у межах Світового океану надає батиметрична крива (рис. 3.1, Б). Аналізуючи батиграфічні криві окремих океанів та Світового океану в цілому, можна простежити, що в Тихому, Індійському та Атлантичному океанах розподіл є подібним і відповідає закономірностям розподілу глибин по всьому Світовому океану. При складанні гіпсографічної кривої в кожному випадку підсумовуються площі ділянок земної поверхні, що знаходяться в певному інтервалі висот чи глибин незалежно від того, до якого елемента рельєфу належать ці ділянки.

Залежно від глибини океан поділяється на такі батиметричні зони:

1. Літоральна, тобто прибережна, що обмежена глибинами в декілька метрів.
2. Неритова, що поширюється до глибин близько 200 м.
3. Батіальна обмежується ізобатою 3 тис. м.
4. Абісальна поширюється від 3 до 6 тис. м.
5. Гіпабісальна розташована в межах глибин більше 6 тис. м.

Слід зазначити, що вказані глибини є дещо умовними. Так, у Чорному морі абісальна зона починається з глибини 2 тис. м.

Як зазначає Ю.Д. Шуйський, за результатами вимірювання за допомогою електронного планіметра О.К. Леонтьєвим, С.А. Лук'яноюю і Л.І. Калініною було розраховано площі окремих батиметричних поверхонь на дні Світового океану в цілому й окремих океанів зокрема. Виявилося, що батиметрична зона 0–200 м поширена на площі 7,61 % від загальної (27 499 тис. км<sup>2</sup>), зона 200–1 000 м – 4,33 % (15 679 тис. км<sup>2</sup>). Майже стільки ж займають межі глибин 1000–2 000 м – 4,34 % (15 682 тис. км<sup>2</sup>), а 2 000–3 000 м – майже в 2 рази більше (8,29 %, чи 29 961 тис. км<sup>2</sup>). У межах глибин 3 000–4 000 м площа океанічного дна становить 21,44 % від загальної (77 480 тис. км<sup>2</sup>), глибин 4 000–5 000 м – 32,54 % (117 481 тис. км<sup>2</sup>), глибин 5 000–6 000 м – 20,55 % (74 265 тис. км<sup>2</sup>), глибин 6 000–7 000 м – 0,81 % (2 936 тис. км<sup>2</sup>), глибин 7 000–8 000 м – 0,06 % (234 тис. км<sup>2</sup>), глибин 8 000–9 000 м – 0,02 %. Отже, третю частину площі займають глибини 4 000–5 000 м, а в інтервалі 3 000–6 000 м розташовано три чверті площі океанічного дна (табл. 13.1).

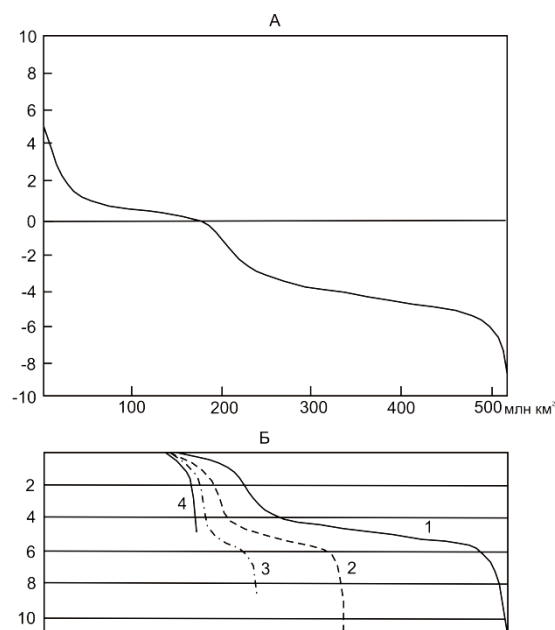
**Таблиця 13.1. Параметри гіпсографічної кривої (за О.К. Леонтьєвим, 1982)**

| Гіпсографічні сходинок, м |       | Площа в межах сходинок |      | Сума площ           |       |
|---------------------------|-------|------------------------|------|---------------------|-------|
| Від                       | до    | млн км <sup>2</sup>    | %    | млн км <sup>2</sup> | %     |
| -11034                    | -8000 | 0,1                    | 0,0  | 0,1                 | 0,0   |
| -8000                     | -7000 | 0,2                    | 0,0  | 0,3                 | 0,0   |
| -7000                     | -6000 | 2,9                    | 0,6  | 3,2                 | 0,6   |
| -6000                     | -5000 | 74,4                   | 14,6 | 77,6                | 15,2  |
| -5000                     | -4000 | 117,0                  | 23,1 | 195,3               | 38,3  |
| -4000                     | -3000 | 77,7                   | 15,2 | 273,0               | 53,5  |
| -3000                     | -2000 | 30,0                   | 5,9  | 303,0               | 59,3  |
| -2000                     | -1000 | 15,7                   | 3,1  | 318,7               | 62,4  |
| -1000                     | -200  | 15,7                   | 3,1  | 334,4               | 65,5  |
| -200                      | 0     | 27,5                   | 5,3  | 361,9               | 70,9  |
| 0                         | 200   | 37,8                   | 7,4  | 399,8               | 78,3  |
| 200                       | 500   | 39,9                   | 7,8  | 439,7               | 86,1  |
| 500                       | 1000  | 28,9                   | 5,7  | 468,6               | 91,7  |
| 1000                      | 2000  | 22,6                   | 4,4  | 491,2               | 96,1  |
| 2000                      | 3000  | 11,2                   | 2,2  | 502,4               | 98,3  |
| 3000                      | 4000  | 5,8                    | 1,1  | 508,2               | 99,5  |
| 4000                      | 5000  | 2,2                    | 0,4  | 510,4               | 99,9  |
| 5000                      | 8848  | 0,5                    | 0,1  | 510,9               | 100,0 |

Перераховані дані демонструють розподіл глибин у Світовому океані, однак слід зазначити, що батиграфічна крива Світового океану не може забезпечити отримання даних про основні елементи рельєфу дна Світового океану. Ці відомості одержують, використовуючи конкретні дані про рельєф дна різних морів та океанів.

Завдяки використанню нових методів дослідження рельєфу дна Світового океану, про що зазначалося в розд. 2, було з'ясовано, наперекір колишнім уявленням, що рельєф дна океанів та морів є досить різноманітним та значно розчленованим. У межах дна океанів поширено горбистий та гірський рельєф. Вирівняні поверхні спостерігаються зазвичай поблизу суші, у межах

материкової відмілини і в деяких глибоководних улоговинах, де нерівності первинного рельєфу поховані під потужним шаром пухких осадків. Слід відмітити, що в океанах переважають замкнені негативні елементи: улоговини та вузькі жолобоподібні западини різних розмірів. Для рельєфу океанічного дна також характерними є поодинокі гори, часті серед горбистих чи вирівняних просторів, що займають днища великих улоговин. На суші такі поодинокі гори зустрічаються досить рідко, тільки в особливо специфічних умовах. Гірські системи (як і на суші) мають лінійне орієнтування і в багатьох випадках перебільшують гірські системи за шириною, протяжністю та площею, не поступаючись їм у глибині вертикального розчленування. Найбільшою системою Землі є система серединно-океанічних хребтів (СОХ), що простягається через усі океани, загальна довжина якої становить більше 60 тис. км.



**Рис. 13.1. Гіпсографічна крива земної поверхні (А) та батиграфічні криві океанів (Б) (за О.К. Леонтьєвим, 1982): 1 – Світового океану; 2 – Тихого океану; 3 – Атлантичного океану; 4 – Північного Льодовитого океану**

Слід указати, що останнім часом схема загальної класифікації морфологічних елементів дна зазнала певних змін. Це перш за все стосується виокремлення берегової зони в окрему категорію рельєфу, оскільки за морфологічними ознаками ареною дії рельєфоутворювальних процесів вона значно відрізняється від шельфової зони. Тому виникла певна потреба аналізувати її як окремий морфологічний елемент морського дна, який має певні специфічні риси і надто динамічні умови формування. За даними Ю.Д. Шуйського, доцільно виділяти в океані наступні категорії рельєфу:

I. Берегова зона моря, у межах якої виділяються:

Ia – берег; Ib – підводний схил

II. Підводна окрайка материків:

IIa – шельф; IIб – материковий схил; IIв – материкове підніжжя

### III. Перехідна зона

IIIa – улоговини окраїнних морів; IIIб – внутрішні підняття;

IIIв – острівні дуги; IIIг – глибоководні жолоби.

### IV. Глибоководне ложе океану

IVa – океанічні улоговини; IVб – підводні плато (підвищені рівнини);

IVв – вулканічні дуги; IVг – океанічні кряжі.

### V. Серединні океанічні хребти:

Va – рифти ("рифтові долини"); Vб – крилові зони хребтів.

Охарактеризуємо кожен з цих категорій рельєфу.

У межах **берегової зони** морів одним з головних морфологічних елементів виступає *берег*, розташований між береговою лінією та лінією прибірного заплеску на максимальну висоту того суходолу, що тяжіє до моря і охоплюється найбільшими штормовими хвилями під час вітрохвильового нагону на неприпливних морях. На берегах припливних морів максимальна висота лінії прибірного заплеску знаходиться на позначках приморського суходолу, коли збігаються одночасно максимальні величини вітрохвильового нагону й припливного рівня високої води. Підводний схил знаходиться між береговою лінією та верхньою частиною шельфів і обмежується з боку відкритого моря глибинами від 1/3 до 1/2 довжини пересічної штормової вітрової хвилі. Берегова зона, за визначенням Ю.Д. Шуйського, є "суходольно-водною", одночасно вміщує в себе прибережну частину моря і приморську частину суходолу, у межах яких відбувається дисипація механічної енергії вітрових та іншого походження морських хвиль. Берегова зона розвивається на контакті між океаном і суходолом, несе на собі властивості, процеси і риси суходолу, океану і чогось третього, яке не має аналогів у природі океану. Це третє виступає як результат взаємодії суходолу і моря і є принципово відмінним (у тому числі й за формами рельєфу) від усіх інших елементів природи Світового океану. Берегова зона посідає особливе місце в генетичній класифікації, оскільки саме в ній відбуваються значні й складні переміщення води та твердої речовини, найбільш інтенсивно взаємодіють гідросфера, літосфера, атмосфера та біосфера. Саме тут мають місце різні фазові переходи: замерзання води і таїння льоду, розчинення солей і кристалізація їх з насичених розчинів, деструкція і мінералізація органічних речовин тощо.

**Підводна окраїна материків**, як зазначалося, складається з трьох головних морфоструктурних елементів – шельфу, материкового схилу та материкового підніжжя. Зовнішня межа підводної окраїни материка, як правило, і є межею континенту та океану. Однак при детальному розгляді зовнішня межа материкового підніжжя не завжди збігається з межею між земною корою материкового та океанічного типів, що пов'язано з генетичною специфікою материкового підніжжя.

**Шельф** являє собою відносно мілководну, відносно вирівняну прилеглу до суші частину морського дна, що в структурно-геологічному відношенні є продовженням суші й у більшості випадків має реліктовий субаеральний рельєф. Однак поряд з реліктовими формами на шельфі можуть бути



розвинені різні морфологічні утворення, що виникли та сформувалися під дією активних субаквальних фізико-геологічних процесів.

Таким чином, шельф характеризується переважно рівнинним рельєфом. Як правило, він представлений акумулятивно-денудаційними рівнинами, у своїй основі субаерального походження, що зазнали морської переробки протягом останніх 6–10 тис. років. В епоху останнього зледеніння поверхня шельфу була сушею, тому на ньому збереглися різні реліктові форми рельєфу – льодовикові екзараційні та акумулятивні, водно-льодовикові зандрові рівнини, затоплені річкові долини, структурно-денудаційні форми типу куест та ін. Відповідно широко розвинуті й реліктові субаеральні пухкі відклади різного генезису.

Зазвичай поверхня шельфу простежується до глибини 100–200 м, рідше – більше 200 м, і є обмеженою бровкою материкового схилу. Однак є й винятки. Так, наприклад, шельф у межах Антарктиди має максимальні відмітки глибин близько 500 м (рис. 13.2).

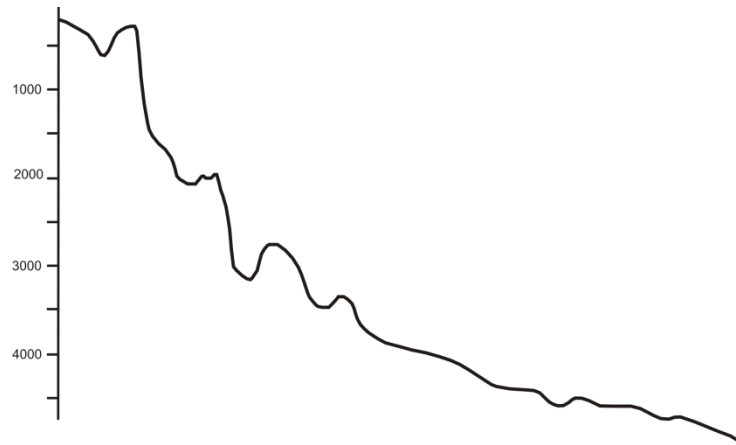


Рис. 13.2. Батиметричний профіль моря Космонавтів Південного океану

Гірські підняття для шельфу не є типовими, великі гірські масиви розташовуються, як правило, вище рівня моря та утворюють гористі острови, півострови та архіпелаги. Але при загальній вирівняності поверхні шельфу в його межах нерідко виступають невисокі височини, підвищені над загальною поверхнею шельфу на декілька десятків метрів, та порівняно неглибокі западини (рис. 13.3). На платформних шельфах ці височини та западини зазвичай визначені геологічною структурою. Іноді на шельфі виділяються й глибші западини, різко окреслені уступами чи нахиленими поверхнями, що мають плоске дно, яке лежить на значно більших, ніж звичайні для шельфу, глибинах – 300, 500 та 1000 м. О.К. Леонт'єв пропонує називати їх суббатіальними та пов'язує їхнє походження з неотектонічними процесами.

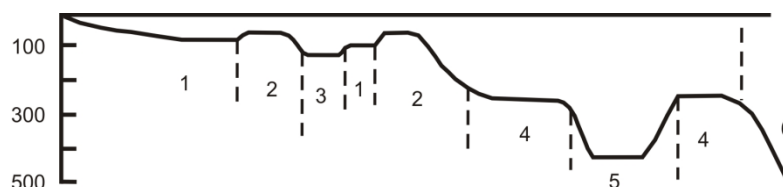


Рис. 13.3. Схема співвідношення морфоструктур шельфу (за О.К. Леонтьєвим, 1999):  
 1 – денудаційно-аккумулятивна рівнина шельфу; 2 – височини шельфу; 3 – депресії шельфу;  
 4 – переагліблений шельф; 5 – суббатіальна западина; 6 – материковий схил

За провідним фактором, що вплинув на формування шельфу, більшість вчених (Ф.П. Шепард, О.К. Леонтьєв, К.О. Емері, Г.Б. Удінцев, Ю.Д. Шуйський) виділяють наступні типи шельфів:

1. *Абразійно-аккумулятивний полігенетичний шельф*. Головними рельєфоутворювальними факторами в даному випадку виступають екзогенні фактори, зокрема прибережно-морські. Вони призводять до загального вирівнювання рельєфу дна та значного осадконакопичення (Баренцове, Північне, Карибське моря). Різновидом цього типу є абразійно-аккумулятивний шельф з абразійною терасою у верхній його частині й з аккумулятивною терасою в нижній, зовнішній частині (шельф західної Африки, Середземне та Каспійське моря).

2. *Структурно-абразійний шельф*. Шельф цього типу сформувався в результаті виникнення великої негативної структури й руйнації абразією порожистого уступу (західна частина Тихого океану, східного узбережжя Австралії).

3. *Абразійний тип шельфу*. Шельфи цього типу характеризуються ступінчасто-подібним профілем, обумовленим зміною рівня водного басейну протягом певного часу (Балтійське, Біле, Чорне, Охотське моря, Біскайська і Бенгальська затоки, шельф південної частини Південної Америки).

4. *Акумулятивно-дельтовий тип шельфу*. Морфологія поверхні дна цього типу шельфів обумовлена винесенням значної кількості матеріалу великих річок, процесів утворення дельт та інтенсивності гідрогенних процесів на шельфі, у тому числі й припливно-хвильових. До цього типу належать шельфи, що прилягають до гирл великих річок, зокрема, Міссісіпі, Нігеру, Амазонки-Оріноко, Хуанхе, Нілу та ін.

5. *Трансгресивний шельф*. Формується впродовж періоду відносного підвищення рівня океану та затоплення платформної синеклізи.

**Материковий схил** (рис.13.6) – зона дна океану, що безпосередньо прилягає до шельфу і відрізняється від нього перш за все різким зростанням глибин у міру віддалення від океану, а також значним розчленуванням рельєфу. Нижня межа материкового схилу характеризується глибинами від 1 000–1 500 м і до 4 000–6 000 м, але в середньому становить 3 000 м. Багато з районів материкового схилу розчленовані численними та глибоко врізаними долиноподібними формами – підводними каньйонами, причому інтенсивність розчленування поверхні дна є такою, що дозволяє говорити про гірський рельєф материкового схилу. Глибина врізу багатьох підводних каньйонів становить 2–3 км, а довжина деяких сягає 1 000 км. Кути нахилу поверхні материкового схилу становлять 4–7°, майже завжди не менше 2–3°, а в окремих випадках можуть сягати 20–40°.

У результаті досліджень з використанням високоточних методів дослідження рельєфу морського та океанічного дна в останні роки було

з'ясовано, що класичний континентальний схил у вигляді великого уступу представлений тільки в окремих регіонах Світового океану, зокрема біля Атлантичного узбережжя США і Бразилії, у Біскайській затоці, уздовж західного узбережжя Африки та ін. Насправді, у більшості областей існує складна за будовою та рельєфом зона переходу між шельфом і глибоководною улоговиною, одним з елементів якої й є класичний материковий схил. Про інші типи перехідної зони йтиметься нижче.

На материковому схилі панують субаквальні гравітаційні процеси – підводне зсування та суспензійні потоки. Це є основним фактором перенесення теригенного осадового матеріалу в зовнішню зону підводної окраїни материка – у зону материкового підніжжя. Причиною вертикального розчленування материкового схилу найімовірніше є існування розривних дислокацій, обумовлених пограничним положенням материкового схилу між зонами слабких занурень (шельф) та інтенсивного прогинання (материкове підніжжя та ложе океану). Така позиція неминуче призводить до формування розломів, що мають простягання, яке збігається з бровкою схилу та поперечних до них розломів, що й зумовлюють закладення підводних каньйонів. (рис. 13.4) демонструє значне ступінчасте розчленування материкового схилу Північної Америки.

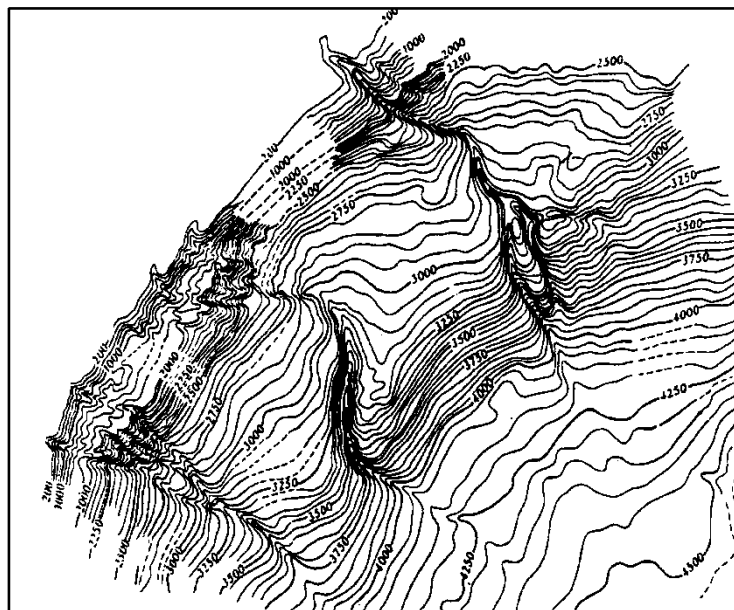


Рис. 13.4. Частина материкового схилу (Атлантична підводна окраїна Північної Америки), за О.К. Леонтьєвим, 1999

**Материкове підніжжя** морфологічно являє собою акумулятивну рівнину, що простягається від основи материкового схилу до межі з ложем океану і, як правило, обмежується ізобатами 4–4,5 тис. м. У структурно-геологічному відношенні материкове підніжжя – це глибокий прогин земної кори, виповнений великою за потужністю товщею осадків (до 5–8 км). Найбільшими акумулятивними формами в межах материкового підніжжя є конуси виносу суспензійних потоків, прив'язані до гирл гігантських підводних каньйонів. Найбільші конуси виносу суспензійних потоків у ході

свого росту можуть бути висунуті далеко за межі підводної окраїни материка, тобто за межі зовнішньої межі континентальної земної кори, і в більшій своїй частині розташовуватися вже на океанічній корі. Материкове підніжжя може бути виражено негативними формами рельєфу – западинами (материкове підніжжя на схід від Флориди), позитивними формами рельєфу у вигляді великих акумулятивних форм (підніжжя Північної Америки в межах Атлантичного океану), одним чи декількома суміжними гігантськими конусами виносу суспензійних потоків (материкове підніжжя Каліфорнійського узбережжя США, в Аравійській та Бенгальській затоках).

**Перехідна зона** (рис. 13.5) в середньому має інтервал глибин 200–3 000 м і представлена декількома типами. Так, Г.Б. Удінцев, О.К. Леонтєв, В.В. Орленок, В.Ф. Канаєв, В.І. Мисливець, В.М. Литвин, Ю.Д. Шуйський та інші виділяють декілька типів перехідної зони океану:

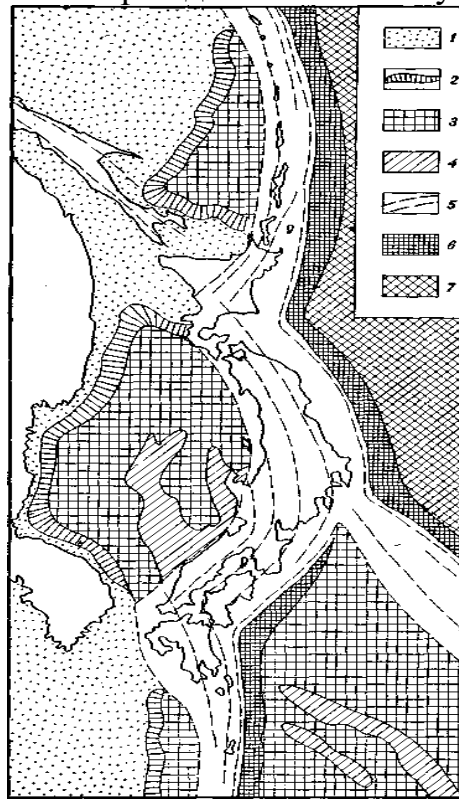


Рис.13.5. Схема перехідної зони тихоокеанського типу (район Охотського та Японського морів); 1 – шельф; 2 – материковий схил і підніжжя; 3 – дно глибоководних котловин окраїнних морів; 4 – внутрішні підняття в глибоководних морських котловинах; 5 – островні дуги; 6 – глибоководні жолоби; 7 – ложе океану

1. Класичний континентальний схил, про будову та рельєф якого йшлося вище.
2. Закономірне злиття окраїнних або внутрішніх океанічно-морських улоговин, островних дуг і глибоководних жолобів. Такий тип характерний для західної частини Тихого океану, він є найбільш поширеним у межах дна Світового океану.

В улоговинах окраїнних морів переважає рівнинний рельєф, у них фіксується більш чи менш потужна товща донних відкладів (3–5 км, а в деяких випадках – більше 10 км). У результаті накопичення цих товщ

відбувається вирівнювання рельєфу дна улоговини за рахунок поховання під цією товщею раніше існуючих нерівностей. Однак це вирівнювання може досягати тієї чи іншої стадії, залежно від чого на дні морських улоговин виділяються плоскі та хвилясті абісальні рівнини, а також рельєф абісальних горбів.

*Абісальні горби* – це позитивні форми рельєфу дна морів і океанів, поширені в океанах на глибинах, як правило, більше 4 км з перевищенням вершин над підошвами від 50 до 500 м і з величиною поперечної основи від 1 км до декількох, якщо горби мають ізометричні обриси в плані, чи до декількох десятків кілометрів, якщо ці горби мають вигляд витягнутих пасом (рис. 13.6). Абісальні горби характерні для широких просторів ложа океану, але в деяких улоговинах вони також поширені, наприклад, на більшій частині дна Філіппінського моря.

При помітному похованні горбів формуються *хвилясті абісальні рівнини*, а при повному похованні, яке досягається при потужності покриву до 1 км, – *плоскі абісальні рівнини*. Плоскі абісальні рівнини характеризують також днища глибоководних западин (глибоководних жолобів).

Гірський рельєф перехідних зон представлений островними дугами. Величезні складчасто-глибові хребти ускладнені численними вулканами. Більше 80 % всіх діючих вулканів приурочені до островних дуг. Гірський рельєф зустрічається також і в улоговинах окраїнних морів. Це різноманітні височини з помірно розчленованою поверхнею (височина Ямато в Японському морі, хребет Палау у Філіппінському морі). У деяких випадках в улоговинах спостерігаються платоподібні підняття. Різноманіття гірського рельєфу морських улоговин перехідної зони очевидно відображає велику складність та багатофакторність гороутворюючих процесів. До гірського рельєфу відносять різко та глибоко розчленований короткими, але глибокими каньйонами схили глибоководних жолобів.

3. *Система донних, абісальних улоговин*, розділених більше чи менше чітко вираженими та прямолінійно орієнтованими підводними підвищеннями. Прикладом може слугувати дно північної частини Атлантичного океану й атлантичний сектор Арктичного басейну.

4. *Дрібнорозчленовані, але порівняно вузькі перехідні зони*. Вони утворюють складний комплекс плоскодонних западин, плосковершинних підвищень чи хребтів. Прикладами виступають ділянки дна біля Каліфорнійського узбережжя Північної Америки (Тихий океан), біля Аравійського узбережжя Індійського океану.

**Глибоководне ложе** океану має глибини 3 000 м і більше та складається з величезних улоговин та підняттів дна, які формують відповідно рівнинний та гірський рельєф.

Підняття в сукупності створюють гірський рельєф ложа. Ці підняття представлені: склепінними та склепінно-бриловими хребтами, бриловими хребтами, океанічними височинами та океанічними плато. Усі ці підняття, особливо склепінно-брилові, ускладнені вулканічними горами, більшість з

яких є підводними, але багато з них виступають над рівнем моря та утворюють численні острови, особливо в Тихому океані. Крім підводних гір на хребтах та височинах, існують такі, що підвищуються безпосередньо над дном улоговини (гора-острів Реюньон, що виступає своєю вершиною над рівнем океану більш ніж на 3,7 км).

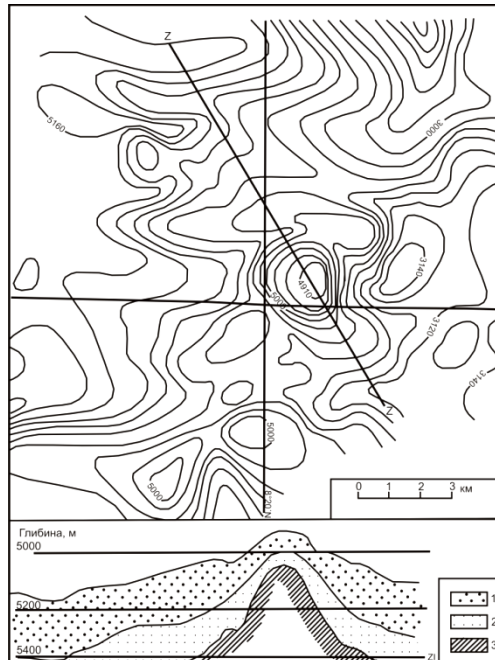


Рис. 13.6. Рельєф абісальних горбів (у плані та профілі) (за О.К. Леонтьєвим, 1999):  
1, 2 – неконсолідовані осади; 3 – другий шар

Підводні гори – це більш чи менш ізольовані підняття дна ізометричних обрисів у плані з основою в поперечнику від декількох до 100 км, що підвищуються над прилеглою поверхнею дна моря чи океану більш ніж на 500 м. Існують *вулканічні* (кількість їх у Світовому океані становить 6–7 тис.), *тектоновулканічні* (відповідно 3–4 тис.) та *тектонічні* (не більше 100) підводні гори. Гори вулканічного походження мають значну висоту (до 4–5 тис. м), яка визначається перевищенням гори над її підніжжям. Указані значення перевищують висотні значення континентальних гір. Імовірно, що це обумовлено більшою тривалістю безперервного формування підводної вулканічної гори, а, по-друге, меншим впливом денудаційних сил. Деякі з підводних гір увінчані кораловими надбудовами, що часто зустрічається в Тихому та Індійському океанах.

Найбільші гірські споруди типу склепінно-брилових хребтів існують в Тихому океані. Вони увінчані численними вулканічними спорудами. До центрально-тихоокеанічної системи таких хребтів належать Гавайський, Маркус-Неккер та ін.

У цілому рельєф дна улоговин ложа океану рівнинний та горбистий і є близьким до того, що був описаний для морських улоговин перехідної зони. Але тут різко змінюється співвідношення в поширенні типів рівнин, а, по-друге, масштаб рівнин ложа океану є іншим. Так, наприклад, площа дна Північно-Східної улоговини Тихого океану, більша частина якої зайнята



горбистими рівнинами, є близькою за величиною до площі всього материка Північної Америки. Із 192 млн км<sup>2</sup> площі ложа океану більше 140 млн км<sup>2</sup> зайнято рельєфом абісальних горбів.

Там, де абісальні горби частково поховані під товщею донних відкладів, формуються *хвилясті рівнини*. У місцях, де вони повністю поховані під осадами, формуються рівнини акумулятивного вирівнювання – так звані *плоскі абісальні рівнини*, де потужність донних відкладів, як правило, перевищує 1 км. Таким чином, тип абісальної рівнини – це перш за все показник інтенсивності акумуляції донних відкладів. Саме через цю причину в місцях поширення відкладів, що характеризуються мінімальними швидкостями осадконакопичення – глибоководної червоної глини, радіоларієвих мулів – абісальні горби поширені повсюдно та покриті з поверхні осадами потужністю лише декілька десятків, максимум 200–300 м. Плоскі абісальні рівнини формуються в тих частинах океанічних улоговин, які прилягають безпосередньо до зовнішніх окраїн материків, де швидкість накопичення осадків вимірюється багатьма десятками міліметрів за 1000 років.

Серединно-океанічні хребти морфологічно являють собою лінійно орієнтовані підняття, що простягаються у вигляді суцільної ланки від Північного Льодовитого океану через Атлантичний та Індійський в простори Тихого океану. Основними ланками системи серединно-океанічних хребтів у Північному Льодовитому океані є хребти Гаккеля, Книповича, Мона, Кольнбейсей, в Атлантичному – Рейкьянес, Північно- та Південно-Атлантичний, Африкано-Антарктичний, в Індійському океані – Західно-Індійський, Аравійсько-Індійський, Центральноіндійський та Австрало-Антарктичне підняття, у Тихому океані – Південно-Тихоокеанічне, Східно-Тихоокеанічне підняття, хребти Горда та Хуан-де-Фука, Чилійське підняття та Галапагоська рифтова зона. Кожний із серединно-океанічних хребтів являє собою склепінне витягнуте підняття земної кори при ширині склепіння від декількох сотень до 1 500 км, найбільш інтенсивно і контрастно розчленовано в осьовій зоні шириною від декількох десятків до 200–250 км. Розмах вертикального розчленування в межах цієї зони в екстремальних випадках може сягати 7 км (наприклад, в екваторіальній частині Серединно-Атлантичного хребта). Різке розчленування поверхні в осьових зонах серединно-океанічних хребтів пов'язано з їхньою рифтовою структурою – тут виділяється ряд звичайно кулісоподібно розташованих *рифтових долин* та *рифтових хребтів*, що їх обрамляють. Перевищення гребенів рифтових хребтів над днищами рифтових долин не перевищує 2–3 км, але серединно-океанічні хребти розсічені зонами океанічних чи трансформних розломів, до яких приурочено глибокі (до 4–7 км) грабени, що являють собою глибокі частини ложа океану. З обох боків від рифтової, осьової зони простягаються *флангові зони*, що являють собою схили склепінного підняття. Ці зони характеризуються гірським рельєфом, але менш контрастним, ніж у рифтовій зоні. Місцями, в міру віддалення від

рифтової зони гірський рельєф флангів серединного хребта поступово переходить у рельєф абісальних горбів, характерний для ложа океану.

### **Рельєф окраїнних і внутрішніх морів**

М. М. Страхів підрозділив морські водойми на два типи: 1) пласкі та 2) улоговинні.

**Пласкі моря.** До них відносяться мілководні Баренцево, Карське, Біле, Балтійське, Північне, Азовське та інші моря. Глибина їх не перевищує рівень кромки шельфу (150–200 м) Світового океану і лише в окремих місцях досягає 300 м та більше. Такі моря являють собою опущені під воду ділянки суші і тому називаються *епіконтинентальними* (з грецької – «епі» – на, після).

**Улоговинні моря** характерні для рухливих областей земної кори. Висока тектонічна активність виявляється в них і їх гірському оточенні в інтенсивних тектонічних рухах, землетрусах і інтенсивному вулканізмі. З окраїнних морів до них відносяться Берингове, Охотське, Японське, Південно-Китайське та ін., з внутрішніх – Середземне, Чорне та ін. У рельєфі улоговинних морів можна знайти ті ж основні елементи, що й в океанах, – область шельфу, континентальний схил, глибоководні улоговини. Їх глибина порядку 3–3,5 км, в окремих, місцях до 4–5 км.

### **Рух морської води.**

Води Світового океану знаходяться в постійному русі. Ці рухи різноманітні по своїй природі. Вони поділяються на: 1) морські течії, 2) припливи і відливи, 3) хвильові рухи, 4) цунамі.

*Морські течії* переміщують величезні маси води на далекі відстані. Вони пов'язані з розходженнями густини морської води, що залежать від температури і солоності; з пануючими вітрами (пасатами і мусонами); з відцентровою силою обертання Землі (силою Каріоліса).

За глибиною виділяють морські течії поверхневі, глибинні і придонні, а по температурі – холодні і теплі.

До поверхневих теплих течій відносяться Гольфстрім, Бразильська, Куросиво і Східно-Австралійська, до холодних течій – Канарська, Бенгальська, Каліфорнійська, Перуанська (Гумбольтова). Основні течії помірних широт викликаються західними вітрами і є найбільш могутніми у Світовому океані. Їхня ширина до 1000 км, глибина проникнення до 1000–1300 м.

Крім того, в океанах у високих широтах формуються глибинні і течії. Холодні води, які характеризуються високою густиною, переважно під час льодоутворення, опускаються на глибину і рухаються в бік екватора (відповідно з Арктики і Антарктики).

Дослідженнями, початими в період Міжнародного геофізичного року (1.07.1957–31.12.1958), виявлена ціла система донних течій, що характеризуються швидкістю 5–30 см/сек. Вони виробляють велику-геологічну роботу на дні океану. Донні течії скаламучують мінеральні й

органогенні частки морських осадків та переміщують їх нерідко на великі відстані. Під їхнім впливом в осадках формуються косошаруваті текстури, асиметричні знаки брижів, механогліфи, визначається орієнтовка мінеральних зерен і включень органічного походження (граптоліти, белемніти тощо).

*Припливи і відливи.* Припливами і відливами називають періодичні коливання рівня моря чи океану, які зумовлені притяганням Місяця і Сонця. При цьому основну роль грає Місяць. Висота припливів у відкритому океані близько 1м, іноді більше, але вона значно зростає в області шельфу, в районі підводних хребтів, а особливо – у вузьких затоках, протоках і в окраїнних морях. Так, у затоці Фунді (північно-східне узбережжя Канади) висота припливу досягає 18м, у Пенжинській губі Охотського моря – 12,9м, у Кандалакшській губі Білого моря – понад 11м.

*Хвильові рухи.* Вони виникають на поверхні вод океанів і морів під впливом вітру. При цьому частки води переміщуються замкнутими чи майже замкнутими круговими орбітами у вертикальній площині паралельно напрямку вітру.

Висота та довжина хвилі залежать від сили вітру. При силі вітру в 4 бали середня висота хвиль складає 2,1м, а при силі у 10 балів – збільшується до 10,2м. Відповідно збільшується і середня довжина хвиль з 51,0м до 195,0м. При сильних штормах висота хвиль може досягати 15–18м і більше. На мілководді швидкість і довжина хвилі зменшуються, але значно зростають висота і крутість, особливо її переднього схилу. У результаті хвиля перекидається й утворює прибій (прибійну хвилю).

*Цунамі.* Це гігантські хвилі, що виникають при сильних підводних землетрусах, а також при великих вибухових виверженнях вулканів і поширюються зі швидкістю до 500–700 км/год. На мілководді, внаслідок гальмування, здобувають значної висоти (до 25–30 м і більше) і можуть далеко проникати в сушу. З цунамі пов'язане скаламучування осадків, зсуви, виникнення каламутних потоків і великі руйнування на берегах.

### **Органічний світ морів і океанів.**

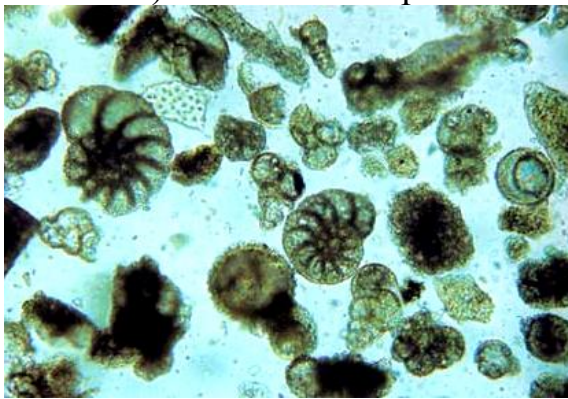
Геологічна роль організмів у процесах, що протікають у Світовому океані, надзвичайно велика. Між водою й організмами відбувається активна взаємодія. Організми вибірково використовують різні мінеральні компоненти морської води ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  та ін.) для побудови своїх скелетів, поглинають одні гази і виділяють інші, тим самим впливаючи на зміну хімічного складу морської води. Після відмирання організмів їх залишки накопичуються на дні океанів і морів та утворюють біогенні осадки або складають значну домішку до інших типів морських осадків.

За умовами і способом життя серед морських організмів виділяють: 1) нектонні (нектон); 2) планктонні (планктон); 3) бентосні (бентос).

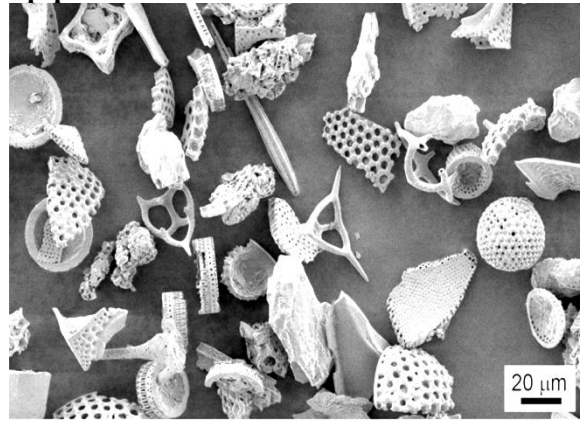
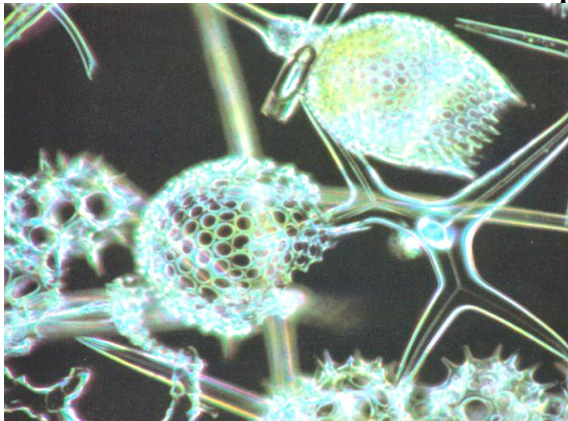
*Нектонні організми* (вільно плаваючі) мають здатність до активного пересування у водному середовищі. До них відносяться риби, багато моллюсків, водяні плазуни і ссавці.

*Планктонні організми* (з грецьк. «планктон» – блукаючі) не мають здатність самостійно пересуватися і все життя тримаються у воді в зваженому стані, пасивно переміщуючись під дією течій, хвиль. До планктонних організмів відносяться як *зоопланктон* (тваринні організми), так і *фітопланктон* (рослинні організми).

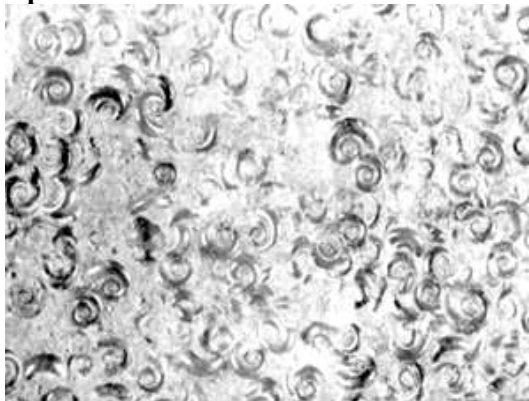
Серед зоопланктону найбільше значення в осадконакопиченні мають найпростіші одноклітинні організми – *форамініфери* з вапняною черепашкою і *радіолярії* з скелетом, що складається з кремнезему. До зоопланктону відносяться і пасивно плаваючі – *птероподи* (морські метелики) з вапняною черепашкою (рис. 13.7).



**Форамініфери**



**Радіолярії**



**Птероподи**



Рис.13.7. Живі планктонні представники зоопланктону (ліва колонка) та їх черепашки, що накопичуються у морських осадах (ліва колонка)

До фітопланктону відносяться багато водоростей, з яких велике значення в осадконакопиченні мають *діатомові водорості* з зовнішнім кремневим скелетом та *коколитофори* з вапняним панциром, що складається з вапняних пластинок (коколітів). Особливо багато планктонних організмів у пелагічній області (з грецької – «пелагос» – відкрите море) на глибинах до 100 – 200 м (рис. 13.5).

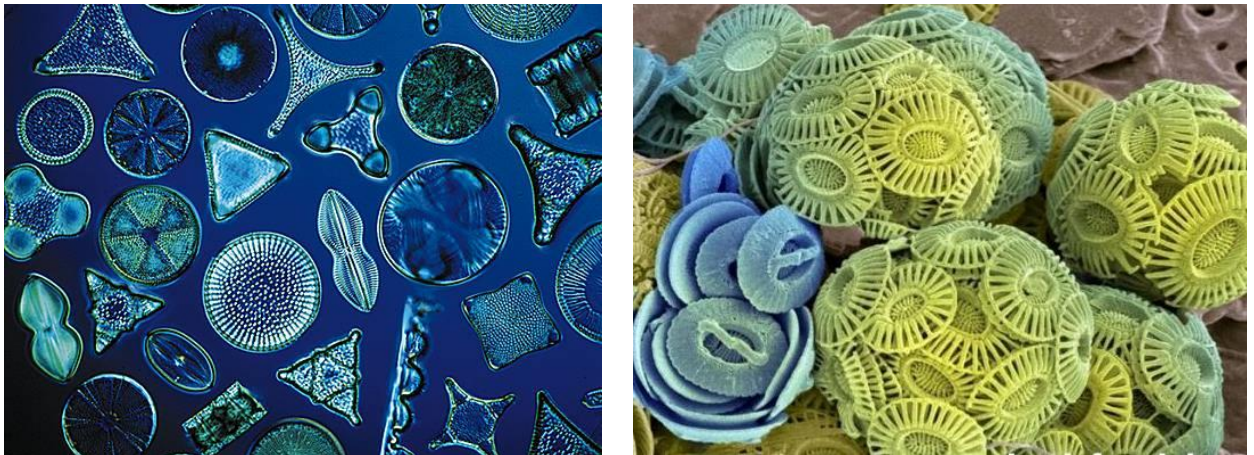


Рис. 13.5. Скелети діатомових водоростей (ліворуч) та панцири коколитофорид (праворуч)

*Бентосні організми* (грецьк. «бентос» – глибина) живуть на дні моря і по способу пересування підрозділяються на рухливий і нерухомий (сидячий) бентос.

*Рухливий бентос* – морські їжаки, морські зірки, багато моллюсків та інші. Частина таких організмів повзує поверхнею дна, чимала кількість заривається в пухкі осади чи всвердлюється у скелі (свердлувальні організми). Багато організмів активно плавають у придонній частині, але нерідко ховаються під каменями чи лежать на дні і, отже, ведуть нектонно-бентосний спосіб життя (деякі риби).

*Нерухомий (сидячий) бентоси* – організми, прикріплені до дна, – коралові поліпи, моховатки, губки, водорості та інші.

Більше всього заселена бентосними організмами область шельфу.

### Руйнівна робота моря

Руйнування берегів та прибережної смуги морського дна відбувається під дією декількох факторів: 1) гідравлічного удару хвиль; 2) ударів численними уламками гірських порід, захоплених сильними хвилями; 3) хімічного впливу морської води на гірські породи. Руйнівна робота моря називається *абразією*. Найбільшої абразії зазнають скелясті береги. При сильних штормах сила ударів океанських хвиль може досягати 30–40 т/м<sup>2</sup>.

Гідравлічний удар морської хвилі в періоди штормів виявляє найбільшу силу в основі крутого скелястого берега. Особливо швидко руйнуються тріщинуваті гірські породи. Руйнівна дія хвиль у багато разів підсилюється

при наявності у воді уламків гірських порід. Спільні удари хвиль і уламків приводять до утворення в основі берегового схилу *хвиленприбійної ніші*, над якою гірські породи нависають у вигляді карнизу. Збільшення ніші веде до обвалення цього карнизу. Після обвалу беріг знову являє собою крутий обрив, який називається *кліфом* (з німецьк. «кліф» – обрив). Надалі процес повторюється. В результаті береговий обрив поступово відступає убік суші, залишаючи за собою слабо нахилену в бік моря підвідну абразійну терасу – *бенч* (рис.13. 8).

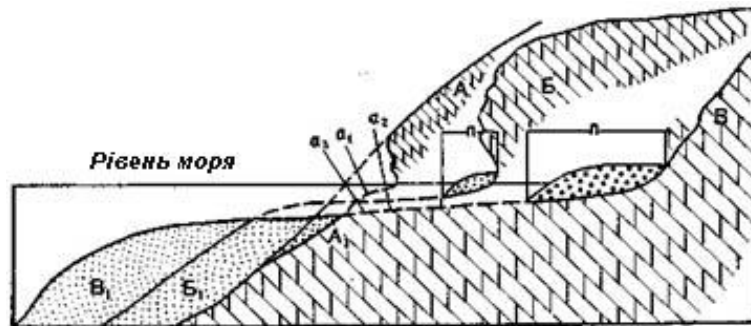


Рис. 13.8. Схема послідовних стадій відступу берега: *А Б, В* – різні положення відступаючого берегового схилу, який руйнується морем; *a<sub>1</sub>, a<sub>2</sub>, a<sub>3</sub>* – абразійні тераси, відповідні різним стадіям розвитку берега; *А<sub>1</sub>, Б<sub>1</sub>, В<sub>1</sub>* – різні стадії розвитку підводних акумулятивних терас; *П* – пляж

Уламки гірських порід, знаходячись у постійному русі, дробляться й обкатуються, поступово перетворюючись у гальку, гравій, пісок. Саме безупинним рухом та тертям досягається гарна обкатаність морських гальок.

Між підводною абразійною терасою і береговим обривом виникає *пляж* – смуга, покрита галькою, гравієм та більш великими уламками – валунами і брилами. У ході розвитку берега ширина пляжу збільшується. Частина уламкового матеріалу виноситься за межі абразійної тераси та відкладається у вигляді підводного осипу. Це початок утворення *підводної акумулятивної тераси* (рис.13.8, *А<sub>1</sub>- В<sub>1</sub>*).

Швидкість руйнації берегів і швидкість їх відступу залежать від ряду факторів, але насамперед від складу гірських порід.

Особливо легко руйнуються та швидко відступають берега, складені пухкими незцементованими чи слабо зцементованими породами (пісками, лесами, моренами тощо). Берега, складені кристалічними породами, руйнуються повільно.

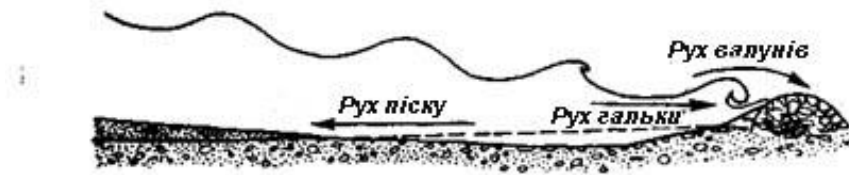
### **Поперечне і подовжнє переміщення уламкового матеріалу й утворення прибережних акумулятивних форм.**

Поперечне переміщення уламкового матеріалу відбувається, коли хвиля підходить до берегу по нормалі (рис. 13.9). При цьому галька та більш великий матеріал переміщуються до берега, а піщані частки зворотним струмом несуться вниз за схилом. Частки середніх розмірів пересуваються нагору і вниз на однакову відстань. У результаті такого поперечного (стосовно



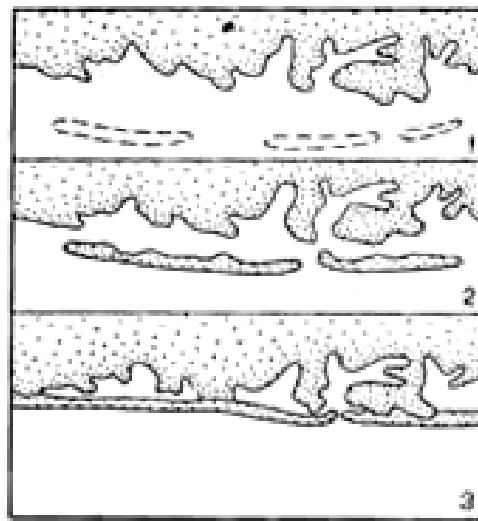
берегової лінії) переміщення наносів при більш слабкому зворотному (у море) потоці в зоні прибою в межах пляжу формується *береговий вал*.

Крім берегових валів у мілководній частині моря при невеликих ухилах утворюються *підводні піщані вали*.



**Рис. 13.9.** Поперечне переміщення наносів на пологому дні. Пісок переноситься на більші глибини, а галька викидається до берегу (пунктиром показаний первісний ухил дна)

Найбільш великими акумулятивними формами є *бари* – довгі вали морських піщано-гравійно-галькових (місцями черепашкових і піщано-черепашкових) наносів, які розташовані на дні або підняті над рівнем моря та протягаються на деякі відстані від берега паралельно його основному напрямку (рис. 13.10). Їх довжина іноді досягає декількох сотень кілометрів, ширина – 20-30 км та висота – декількох десятків метрів. Бари часто відокремлюють великі ділянки моря від основної водойми. Ця відділена мілководна частина моря називається *лагуною*.



**Рис. 13.10.** Бари і лагуни; 1-підводні бари, 2-острівні бари, 3-берегові бари

У залежності від контурів берега і кута підходу хвиль утворюються різні акумулятивні форми. При надходженні берегових хвиль косо до берегу та вигині берегової смуги утворюються *коси*.

На прямолінійному відрізку берега спостерігається найбільша швидкість вздовж берегового переміщення насиченого потоку. Після вигину берега швидкість переміщення потоку падають. У результаті матеріал починає відкладатися у вигині та поступово висувається у море. Таким чином, коси можуть висуватися на багато кілометрів далеко в море і на глибини

десятків, а іноді і більше сотні метрів. Прикладом є Тендровська коса на Чорному морі, довжиною більше 90 км.

Іноді коси примикають до протилежного берега і тоді утворюється замкнута акумулятивна форма – *пересип*, що відділяє від моря лагуну.

### **Нагромадження осадків у різних біономічних зонах світового океану**

Осадкоутворення в морях і океанах тісно пов'язано з надходженням осадового матеріалу з континенту. Найважливішою вихідною речовиною при цьому є продукти руйнування гірських порід на суші в результаті процесів вивітрювання, ерозії і дії інших екзогенних факторів. Цей матеріал у величезній кількості приноситься в океан і осаджується в різних його частинах.

У морях і океанах також є свої власні – біогенні джерела осадової речовини (близько 1,82 млрд. т/рік). Особливо велику роль у біогенному осадконакопиченні грають планктонні та деякі бентосні організми.

Процес осадконакопичення називають *седиментацією*, чи *седиментогенезом* (з лат. «седимент» – осадок).

По походженню і речовинному складу виділяють кілька типів морських осадків:

1. Теригенні, що утворилися за рахунок руйнування гірських порід суші і зносу їх у морські водойми.
2. Хемогенні, що осаджуються з морською води хімічним шляхом.
3. Біогенні (органогенні), що утворюються на дні моря в результаті скупчення залишків організмів.
4. Вулканогенні – із продуктів виверження надводних і підводних вулканів.
5. Полігенні, що утворилися в результаті дії багатьох факторів.

Співвідношення основних генетичних типів донних осадків та їх склад у різних зонах моря неоднакові. Сучасне осадконакопичення визначають наступні основні фактори: 1) *кліматична зональність*; 2) *вертикальна зональність*, пов'язана з рельєфом і глибиною дна Світового океану; 3) *циркумконтинентальна зональність* (ступінь віддаленості від континенту).

У залежності від фізико-географічної обстановки, що визначає надходження осадового матеріалу і розвиток органічного життя, морські осадки прийняте підрозділяти на кілька груп:

1. Осадки прибережні – *літоральні* (з латинської мови – «литоралис» – беріг).
2. Осадки області шельфу – *субліторальні*. Цю область називають також неритової (за назвою молюска Nerita, що часто тут зустрічається).
3. Осадки материкового схилу і його підніжжя – *батіальні* (з грецької – «батіс» – глибина).
4. Осадки ложа Світового океану – *абісальні* (з грецьк. – «абісос» – безодня).

***Осадки прибережні, чи літоральні.***

Ці осадки формуються в береговій смузі, що під час припливу покривається водою, а під час відливу осушується. У високих скелястих берегів при крутому ухилі поверхні накопичуються грубі осадки – великі брили, згладжені морською водою, добре обкатані галька і гравій, різнозернисті піски. При невеликих ухилах поверхні пляж і прилегла підвідна смуга складаються пісками різної зернистості – від крупно- і середньозернистих до дрібно- і тонкозернистих. У морях, що прилягають до рівнинної суші, при незначних ухилах поверхні (менш  $0,5^\circ$ ) і пухких породах, що складають беріг, у результаті припливів і відливів на пляжі утворюються мулисті піски, алевритові і глинисті (пелітові) мули.

Плоскі глинисті узбережжя тропічних морів являють собою великі заболочені простори зі своєрідним комплексом рослин – *мангровий ліс*.

### ***Осадки області шельфу, чи субліторальні (неритові).***

В області шельфу формуються різні типи осадків – теригенні, органогенні і хемотрогенні.

**Теригенні осадки** мають найбільше поширення, що обумовлено близькістю суші.

У високих берегів з великим ухилом поверхні дна відбувається механічна диференціація (поділ) осадового матеріалу по розміру. На пляжі й у прилеглий підводній частини дна осаджується грубий матеріал – валуни, галька, нижче – пісок, а ще далі від берега крупно-алевритові мули, що поступово змінюються дрібно-алевритовими й алевритовими мулами континентального схилу.

В екваторіальній гумідній зоні, де великі ріки розмивають могутні кори вивітрювання і виносять в океан переважно глинисті частки (близько 90% всього твердого стоку), на дні утворюються широкі смуги глинистих осадків.

До особливої категорії відносяться льодові й айсбергові осадки, представлені матеріалом, захопленим льодовиками на суші, при їх русі до моря і розповсюджені у високих широтах.

**Органогенні (біогенні) осадки.** Для області шельфу особливо велике значення мають організми, що будують свої скелети і панцири з карбонатів – молюски, голкошкірі, бентосні форамініфери, водорості, корали тощо.

*Органогенні карбонатні осадки* представлені черепашниками (ракушняками), пісками, кораловими рифами і продуктами їх руйнування.

Черепашкові і піщані органогенні осадки поширені на шельфах морів і океанів у вигляді окремих плям і смуг. У ряді місць зустрічаються піски з черепашкового детриту (з лат. «детритус» – стертий), форамініферові, водоростеві піски.

**Коралові рифи** поширені в тропічних зонах Світового океану. У розвитку коралових рифів відбувається послідовна зміна одного покоління поліпів іншими. У будові рифів беруть участь не тільки корали, але й вапняні водорості, моховатки, молюски, голкошкірі, форамініфери й інші організми з вапняними черепашками. Однак, кістяк рифу складають

корали і водорості. Рифи ростуть на глибинах до 80м в чистій, теплій і прозорій воді.

Серед рифів розрізняють три типа: берегові, бар'єрні та атоли.

*Берегові рифи* розташовуються недалеко від берегової смуги, або примикають до неї, ширина – декілька сотень метрів, довжина – десятки кілометрів.

*Бар'єрні рифи* протягуються вздовж берегу, але відділені від нього лагуною. Найбільш протяжним є Великий Бар'єрний риф (більш 2000км) біля північно-східного узбережжя Австралії у Кораловому морі.

*Атоли* – представляють собою рифове кільце, яке ледь виступає над рівнем моря та складене рифовим детритом. Усередині кільця, зазвичай, розташована лагуна.

**Хемогенні (хімічні) осадки.** Серед хімічних осадків найбільше значення мають карбонатні. Особливо сприятливі умови для осадження  $\text{CaCO}_3$  створюються при досить високій температурі у мілководних зонах теплих внутрішніх і окраїнних морів, що примикають до низинних берегів. Вони утворюються також на "банках" (окремих мілинах), у лагунах бар'єрних рифів і атолів. Карбонат кальцію випадає у виді дрібних кульок-оолітів, з яких в подальшому утворюються оолітові вапняки (Червоне і Каспійське моря), або у вигляді вапняного дрібнозернистого піску і мулу.

В зонах аридного клімату в напівзакритих морських басейнах відбувається утворення *еваноритів* – галіту та гіпсу. Для цього необхідно сполучення високого вмісту солі в морській воді і підвищене випаровування води.

Місцями, в межах шельфу і прилеглої частини континентального схилу зустрічаються *фосфорити*. Області їх поширення збігаються з місцями підйому до поверхні глибинних вод і з місцями зміщення вод холодних і теплих течій.

Як бачимо, в області шельфу накопичується найбільша кількість теригенних осадків, відбувається їх механічний поділ (диференціація за розміром), утворюються досить потужні органогенні вапнякові осадки і також спостерігається хімічне осадження карбонатів, сполук заліза й інших речовин.

### ***Осадки материкового схилу і його підніжжя (батіальні)***

Материкові схили і їх підніжжя покриті переважно теригенними осадками, що формуються за рахунок надходження уламкового матеріалу з континентів. Вони представлені алевритовими, алеврито-глинистими і глинистими мулами, у меншому ступені пісками.

Мули умовно (по фарбуванню) поділяються на «синій», «червоний», і «зелений».

«Синій», або «темний», мул широко розповсюджений у помірних і холодних зонах і зустрічається на глибинах 200 – 3000м. Звичайно це синювато-чорний, сірий зі сталевим відтінком алеврито-глинистий і глинистий осадок, місцями з домішкою більш грубого піщаного матеріалу.

Характерна риса «синього» мулу – присутність розсіяної органічної речовини, а також дрібних зерен піриту, що вказує на відновні умови середовища. У складі «синього» мулу присутні залишки планктонних організмів з карбонатним скелетом (близько 12,5%) і в меншому ступені – із кременистим (близько 3%). Яскравим прикладом подібних умов середовища із сірководневим зараженням є глибоководні частини Чорного моря, де розвинуті теригенні осади темно-сірого і чорного кольорів із включеннями піриту.

«Червоний» мул займає значно менші площі. Це переважно глинисті осади, у яких переважають каолінит і монтморилоніт. Вони розвинуті в екваторіальній гумідній зоні біля усть великих тропічних річок (Амазонка).

«Зелений» мул і пісок зустрічаються на деяких ділянках шельфу (біля і нижче ізобати 200м) і на материковому схилі до глибин 1500–2000м, де має місце висока рухливість придонних вод. «Зелений» мул відрізняється від інших різновидів більшою грубозернистістю і нерідко представлений пісками (іноді гравійними) поряд з алевритами і більш тонкими алеврито-пелитовими осадами. Зелений чи сірувато-зелений колір мулу обумовлений значним (>50%) вмістом мінералу - глауконіту.

**Осади континентальних підніж.** Серед, процесів, що грають істотну роль у формуванні осадків у межах континентальних підніж і нижніх частин схилів виділяються зсуви і каламутні потоки.

*Підвідні зсуви.* Потужність осадків досягає максимальних величин біля підніжжя континентального схилу. Самі осади перемішані і перем'яті, іноді утворюють складки.

*Каламутні (турбідітні) потоки.* Потужним динамічним фактором переміщення осадкового матеріалу на континентальному схилі є також каламутні або турбідітні потоки. Каламутні потоки належать, головним чином, до підвідних каньйонів, що використовуються як шляхи стоку величезних мас осадкового матеріалу. По міру руху каньйонами каламутні потоки здійснюють ерозію їх дна і бортів, а ближче до нижньої частини (на глибині > 1500–2000 м) починаються процеси акумуляції. Найбільша кількість осадкового матеріалу випадає в гирлі каньйону, у підніжжі континентального схилу, де утвориться конус виносу.

У відкладах каламутних потоків спостерігається закономірний розподіл уламкового матеріалу по розміру: більш великі частки осаджуються раніше і залягають у підшві шару, змінюючись вгору все більш дрібними частками. Так виникає *градаційна шаруватість* (рис.13.11). Відклади, каламутних потоків називаються *турбідітами* (рис.13.12), а породи, що утворюються з цих відкладів називаються *флішем*.

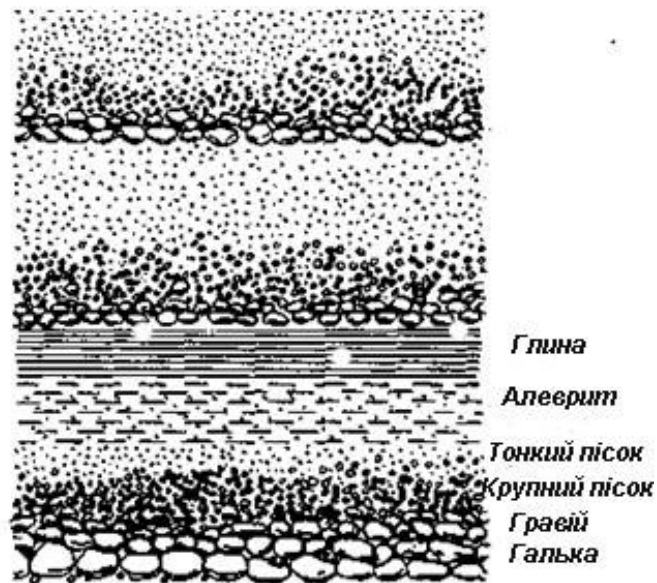


Рис.13.11. Градаційна шаруватість відкладів каламутних потоків

|  | Розмір зерен               | Підрозділи циклів Боума | Інтерпретація                                   |                                                                                  |
|--|----------------------------|-------------------------|-------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------|
|  | Мул                        | Е                       | Міжтурбідитний (як правило, аргіліт)            | Пелагічна седиментація чи тонкозернисті відклади турбідного потоку малої густини |
|  | Піщ.-алевр.                | Д                       | Верхній паралельношаруватий                     | ? ? ?                                                                            |
|  | Піщ.-алевр.                | С                       | Знаки брижі, хвиляста чи конволютна шаруватість | Нижня частина режиму нижньої течії                                               |
|  | Пісок                      | В                       | Плоскопаралельна шаруватість                    | Режим верхньої течії                                                             |
|  | Пісок (до гранул в основі) | А                       | Масивний, градаційний                           | ?<br>Режим верхньої течії, швидке відкладення, пливун                            |

Рис.13.12. Ідеалізована послідовність шарів турбідиту (цикл Боума)  
(за G.V. Middleton, M.A. Hampton, 1976)

### Осадки ложа Світового океану (абісальні)

**Органогенні осадки. Форамініферові осадки.** У межах абісальних рівнин форамініферові осадки складаються переважно з дрібних, (0,05–0,26 мм) карбонатних черепашок планктонних форамініфер, що належать до сімейств Globigerinidae (у середніх широтах) і Globorotalidae (у тропічних широтах).

Велика частина форамініферових мулів містить понад 50%  $\text{CaCO}_3$ , а в ряді випадків до 90–95%. Форамініферові мули поширені переважно на глибинах від 2000–3000 до 4500–4700 м.

Розчинення карбонатів в океанах починається з глибин 4000м, але особливо збільшується з 4500 (4700) м. Тому, глибина 4500м вважається критичною глибиною карбонатного осадконакопичення, нижче якої формуються кременисті і полігенні осадки.



*Коколітово-форамініферові осадки.* Поряд з форамініферами в гумидних зонах, особливо в тропічних областях, велике осадкоутворююче значення мають мікроскопічні одноклітинні золотисті водорості з карбонатним скелетом – коколітофори. Співвідношення залишків цих двох планктонних організмів мінливо. В одних випадках переважають форамініфери, в інших – коколітофори.

*Діатомові кременисті осадки.* Серед кременистих біогенних осадків найбільш поширені (близько 70–75%) діатомові мули. Вони складаються зі скупчень опалових панцирів (і їх фрагментів) діатомових водоростей (діатомей). Діатомей найбільш рясні в холодних водах, тому діатомові мули утворюють два чітко виражених пояси – південний і північний. Внаслідок слабкої розчинності панцири діатомових водоростей досягають будь-яких глибин в високих широтах. Вони зустрічаються в областях шельфу в межах далекосхідних морів і біля Антарктиди.

*Радіолярієві кременисті осадки* складаються з кременистих черепашок та їх фрагментів одноклітинних планктонних тваринних організмів – радіолярій. Поряд з радіоляріями в них іноді присутні панцири діатомових водоростей екваторіального комплексу, а також червона океанська глина. Це найбільш глибоководний органогенний осадок. Він зустрічається на глибинах від 4.5 до 6 км, головним чином на дні абісальних улоговин. Радіолярієві мули у вигляді окремих плям приурочені до екваторіальної зони Тихого й Індійського океанів.

**Полігенні осадки** («червона» глибоководна глина). Вони займають значні площі абісальних улоговин Світового океану і змінюють карбонатні планктонні мули на глибинах нижче критичної (4000–6500 м). Вони складаються з глинистого матеріалу еолового походження, дуже дрібних зерен кварцу, польових шпатів, піроксенів, метеоритного пилу, вулканічних часток. Осадки пофарбовані у червоний колір окисними сполуками залізу та алюмінію. Накопичуються дуже повільно – 1 мм за 1000 років.

У глибоководних частинах океану з червоними глинами і глинисто-радіолярієвими мулами пов'язане широке поширення металоносних осадків та залізо-марганцевих рудних утворень.

*Гідротермальні будівлі* які зв'язані з рифтовими зонами Серединно-океанічних хребтів (СОХ) мають вигляд башт, висотою перші десятки метрів, на вершинах яких розташовані трубоподібні споруди висотою 3-5 метрів. З них виходять гідротермальні струмені чорного або білого кольору. Відповідно цього вони називаються чорними або білими «курцями». На вершинах їх знаходяться кратероподібні отвори, з яких піднімається густа суспензія рудних компонентів. Чорна суспензія «курців» містить  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{FeS}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ , біла –  $\text{Mn}$ ,  $\text{He}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{Fe}$ . Хімічні елементи потрапляють в воду з мантийної речовини. Вони розносяться в вигляді шлейфу на великі відстані, формуючи поля металоносних осадків.

*Металоносні осадки* – утворюються за рахунок високотемпературних рудоносних розчинів в рифтових зонах океанів. Осадки розвинуті поблизу активних СОХ, характеризуються підвищеним вмістом залізу, марганцю та інших елементів. Вони сконцентровані в межах Східно-Тихоокеанського СОХ та є в інших місцях. Особливий інтерес представляють металоносні осадки Червоного моря. В його центральній рифтовій зоні виходять високотемпературні розсоли з високими концентраціями (до 300г/л) Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Co, Ba, Li, Si.

*Залізо-марганцеві конкреції* – це звичайно чорні або бурувато-чорні конкреції, округлі, жовно- і караваєподібні утворення, розміром від декількох міліметрів до більше 10см, частіше – 2-5см. Особливо велике поширення і концентрація залізо-марганцевих конкрецій відзначаються в горбкуватих улоговинах ложа Тихого, трохи менше в Індійському океані. Залізо-марганцеві конкреції суцільним килимом покривають великі простори абісальних котловин (в Тихому океані їх обсяг переважає 200млрд т). Це корисні копалини ХХІ сторіччя. Крім заліза та марганцю вони містять мідь, кобальт і нікель.

### **Перетворення осадків в осадові породи. Процеси діагенезу і катагенезу.**

**Діагенез осадків.** Перетворення пухких мулових осадків у щільні гірські породи (скам'яніння, літіфікація) відбувається в результаті складного і тривалого процесу, який називається *діагенезом* (грецьк. «диагенезис» – переродження).

Первинний морський осадок є багатокомпонентною системою, збагаченої мікроорганізмами. До складу цієї системи входять: 1) мулові частки; 2) хімічно осаженні речовини; 3) залишкові води (мулові розчини), що заповнюють пори; 4) органічні речовини. У цілому це різноманітна суміш сполук, здатних на обмінні реакції; невірноважена у фізико-хімічному відношенні система, у якій відразу починається взаємодія окремих частин один з одним і із середовищем в напрямку встановлення нової фізико-хімічної рівноваги. У результаті такої взаємодії відбувається ряд явищ:

- 1) розчинення і видалення з осаду малостійких мінералів;
- 2) утворення нових мінералів відповідно до нової фізико-хімічної обстановки;
- 3) перерозподіл окремих речовин і утворення конкрецій;
- 4) ущільнення і зменшення вологості;
- 5) цементация і перекристалізація.

Початкова стадія діагенезу поєднує процеси, які протікають у верхній частині мулового осаду, що характеризується підвищеною вологістю, достатком різноманітних бактерій і окисними чи нейтральними умовами середовища.

Бактерії розкладають органічну речовину, створюють нові реактиви і тим самим змінюють хімізм середовища. В одних випадках вони окислюють закисні сполуки, або навпаки, переводять окисні сполуки в закисні. Велике

скупчення органічної речовини в осадку викликає дефіцит кисню, поява вуглекислоти і сірководню створює відбудовні умови середовища.

У процесі діагенезу осадку формуються різноманітні конкреції – зростки або стягнення, різної форми. По складу вони бувають опалові, халцедонові, кварцові, залізисті, фосфатні, піритові. Має місце і явище метасоматозу – заміщення одних мінералів іншими в результаті дії процесів розчинення. Так,  $\text{CaCO}_3$  у вапняних черепашок може бути заміщений фосфатом кальцію і утворюються конкреції фосфориту. Якщо новий мінерал, хімічно заміщаючи інший мінерал, зберігає його форму, таке утворення називається *псевдоморфозою* (грецькою «псевдос» – неправда, «морфес» – форма).

Тривалі процеси взаємодії різноманітних часток осадку один з одним і з середовищем, а також тиск, що збільшується з часом, приводять зрештою до загального ущільнення і скам'яніння (літифікації) осадку. В ущільненні осадку велике значення мають цементация і перекристалізація.

Важливе значення має первинний склад осадку. Наприклад, в однорідних пісках процес діагенезу зводиться, головним чином, до ущільнення або цементации. Натомість, особливо піддані перекристалізації мулові відклади органогенного і хімічного походження, головним чином карбонатні і кременисті. Найшвидше перекристалізація відбувається в однорідних дрібнозернистих осадках і при великій розчинності мінералів, що їх складають.

**Післядіагенетичні (катагенетичні) зміни осадових порід.** Осадкові гірські породи, сформовані в процесі діагенезу з пухких осадків, у наступному піддаються подальшим змінам. Найважливішими причинами є рухи земної кори, що викликають занурення гірських порід на глибину. Коли гірські породи опиняються на великій глибині, вони змінюються в результаті підвищення температури і тиску.

У цих умовах відбувається значне ущільнення порід. Найбільшою здатністю ущільнюватися відрізняються глини, що мають найбільше поширення серед осадових порід. Глини переходять в аргіліти. Пористість глин змінюється від початкової (40–50%) до 5% і менше в стадію дуже сильно ущільнення.

Такий процес зміни осадових гірських порід, що проходить уже поза зоною діагенезу, але ще не досягнув зони метаморфізму, при відносно підвищених температурах і тисках і наявності мінералізованих підземних вод, називають *катагенезом* (грецькою «ката» – униз).

При подальшому підвищенні температури і тиску, коли осадові гірські породи виявляються на великій глибині, вони піддаються більш глибоким змінам, близьким до початкових стадій метаморфізму. Цю стадію зміни осадових гірських порід Н. Б. Вассоевич і інші називають *метагенезом*.

У тому випадку, коли осадові гірські породи в результаті тектонічних піднятих і денудації наближені до поверхні Землі, вони попадають у зовсім інші умови.

У цих умовах під впливом різних поверхневих факторів (вода, кисень, вуглекислота й ін.) відбуваються окислювання, розчинення, гідратація й інші процеси. Розчинення супроводжується виносом речовин, у результаті цього збільшується пористість, кавернозність осадових порід, зменшується їх щільність. При гідратації відбувається збільшення обсягу. Отже, відбувається як би регресивний процес у порівнянні з катагенезом і тим більше метагенезом.

### 13.1. Поняття про фації.

Наведена вище характеристика генетичних типів осадків в океанах, морях, ріках та озерах свідчить про те, що існує певна закономірність їх поширення, зумовлена фізико-географічними умовами осадконакопичення. До останніх відносяться: характер дна водоймищ, швидкість руху і температура води, віддаленість від континентів, характер поширення організмів тощо. Все це сприяє формуванню одночасно в різних умовах різних за складом і генезисом типів осадків. Так, наприклад, в межах шельфу гумідних областей, при значному надходженні з континенту осадового матеріалу будуть відкладатися здебільшого теригенні осадки. В цей же час у тропічних зонах, де кількість теригенного матеріалу, який надходить у океаносферу значно менша, на мілководді шельфу утворюються коралові рифи. Одночасно, в абісальній частині океану віддаленій від берега, можуть накопичуватися органогенні (планктонні) та полігенні осадки. Все це красномовно свідчить про те, що існує тісний та багатогранний зв'язок між характером осадконакопичення і середовищем.

Вивчаючи осадок, його склад, закономірності поширення в межах певних територій та наявну в ньому фауну, можна відтворити умови на час його утворення, а це, в свою чергу, має велике значення для дослідження древніх відкладів і реконструкції палеогеографічних умов їх формування на різних етапах геологічного розвитку. Вперше на це звернув увагу швейцарський геолог Л. Греслі у першій половині XIX століття, який помітив закономірні зміни літогенного складу одновікових горизонтів. Для пояснення цих змін він запропонував застосовувати термін - *фація* (лат. *facies* —лице, зовнішність, вигляд). Під фаціями А.Греслі розумів відклади різного літологічного складу, які мають однаковий вік і заміщують одні одних по площі (в горизонтальному напрямку). На сьогоднішній день, значна частина дослідників вважає, що *фація - це гірські породи (одна або декілька), які утворилися в певній фізико-географічній обстановці і відрізняються складом та умовами утворення від суміжних одновікових порід*. Так, наприклад, у геологічних розрізах зустрічаються рифові вапняки, брекчії рифових схилів складені з уламків рифових вапняків, відклади які утворилися в відокремлених від моря лагунах, а з іншого боку від рифу - глибоководні глини. Із зазначеного видно, що кожна осадова порода відображає обстановку її формування, а також свідчить про єдність і взаємообумовленість утворення осадку та відповідної цьому явищу фізико-географічної обстановки.

При вивченні викопних (древніх) фацій застосовується метод актуалізму, суть якого полягає в пізнанні минулого через вивчення сучасних процесів. Вивчаючи сучасні процеси, зокрема накопичення осадків у морях та озерах, річкових долинах, тощо, і фізико-географічні умови, при яких вони виникають, можна наближено судити про подібні процеси, які відбувалися в минулі періоди геологічної історії. В зв'язку з цим, сучасні фації є важливим ключем для розуміння генетичних ознак гірських порід і реконструкції умов їх накопичення.

Всі сучасні та викопні фації поділяються на три групи: морські, лагунні і континентальні. Кожна з цих груп, у свою чергу, може бути поділена на ряд макро- та мікрофацій. Так, група морських фацій за Л.Б.Рухіним ділиться на наступні фації: 1) літоральну, або прибережну; 2) неритову, або мілководну, яка відповідає верхній частині області шельфу; 3) помірно глибоководну, яка займає фронтальну частину шельфу та верхів'я континентального схилу (межі глибин 100-500 м); 4) батіальну, або глибоководну, і 5) абісальну, або дуже глибоководну. Така класифікація базується на змінах руху води, характері будови рельєфу дна, віддаленості від континенту, тощо.

У групі лагунних фацій також виділяється декілька макрофацій: 1) фація прісноводних лагун; 2) фація засолонених лагун; 3) фація естуаріїв та лиманів.

Континентальні відклади характеризуються більшим різноманіттям макрофацій. Серед них виділяються: 1) елювіальна; 2) схилова; 3) пролювіальна; 4) алювіальна; 5) озерна; 6) болотна; 7) еолова; 8) льодовикова. Кожна з них може бути поділена ще на декілька фацій. Так, наприклад, в алювіальній макрофації рік виділяється три фації - руслова, заплавна і фація стариць, льодовикова складається з власне льодовикової фації (основної та кінцевої морен), флювіогляціальної (водно-льодовикової) і лімногляціальної (озерно-льодовикової).

Вивченням фацій займається спеціальний розділ геології, що називається "Вчення про фації фундатором якого був відомий російський вчений Д.В. Налівкін. Фундаментальне та прикладне значення вивчення фацій знайшло своє відображення в одній з тез цього дослідника, з якої випливає, що вчення про фації є вступом до палеогеографії - науки, метою якої є реконструкція поширення морів та континентів, відтворення ландшафтів і всього вигляду земної поверхні, який вона мала в минулі геологічні епохи. Знання умов утворення осадових гірських порід дозволяє встановити закономірності розподілу зв'язаних з ними корисних копалин, а це має велике народногосподарське значення.

### ***Запитання для самоконтролю:***

1. Назвіть основні геоморфологічні елементи дна Світового океану?
2. У чому полягає руйнівна та акумулютивна діяльність океанів та морів?

3. Рештки яких представників тварин та рослин мають породоутворююче значення?
4. Які осади формуються на шельфі?
5. Які осади формуються на континентальному схилі?
6. Які осади формуються у глибоководних частинах океанів?



## РОЗДІЛ 14. ГОЛОВНІ СТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ ЗЕМНОЇ КОРИ

Найбільшими структурними елементами земної кори, які не тільки відрізняються за характером її будови, але й чітко простежуються на поверхні, є **континенти** і **океани**. Проте відразу слід зазначити, що не весь простір заповнений водами океанів є океанською структурою. Периферійні частини океанів характеризуються наявністю шельфових зон, для яких властивий субконтинентальний тип кори. Вважати і їх складовими океанських структур було б помилкою, так само як і внутрішньоконтинентальні моря з субокеанічним типом кори не можна відносити до континентальної структури. Окрім того, різниця між цими двома структурними елементами земної кори не зводиться тільки до типу земної кори, а охоплює цілу низку відмінностей у будові, складі, фізичному стані речовини тощо, не лише земної кори, але й літосфери і навіть верхньої мантиї. В даному випадку важливим критерієм, який підкреслює неоднорідність літосфери, є її сейсмічність. В межах земної кулі спостерігається різка нерівномірність проявлення сейсмічної активності. Виділяються широкі ділянки земної поверхні континентів і ложа океанів практично асейсмічні, і відносно вузькі зони, в межах яких зосереджені всі осередки землетрусів і вулканічної діяльності, тобто сейсмічно активні. Такими зонами є серединно-океанічні хребти, зони поєднання островних дуг або окраїнних гірських хребтів і глибоководних жолобів на периферії океанів, а також гірський пояс, який простягається від Гібралтара через Північну Африку, Південну Європу та Центральну Азію до Індонезії.

Такі зони виконують роль своєрідних швів між відносно стійкими і внутрішньо монолітними ділянками літосфери, які називаються **літосферними плитами**. На сучасному етапі вивченості літосфери в її структурі виділяється сім великих і тринадцять малих плит, які об'єднують континенти та прилеглі до них ділянки океанів (рис. 14.1). Наприклад, Африканська плита окрім однойменного континенту та його підводної окраїни включає також південно-східну частину Атлантичного океану, західну частину Індійського океану аж до їх серединно-океанічних хребтів, а також південно-східну частину Середземного моря. Існують також чисто океанічні плити, і прикладом таких може бути Тихоокеанська. Причина поєднання ділянок континентальної і океанічної кори в одну плиту полягає, перш за все, у їх динамічному зв'язку, а саме в тому, що вони рухаються разом, як єдине ціле.

Головними структурними елементами океанів є серединно-океанічні хребти, які являють собою своєрідні рухливі пояси з їх осьовими рифтами, і

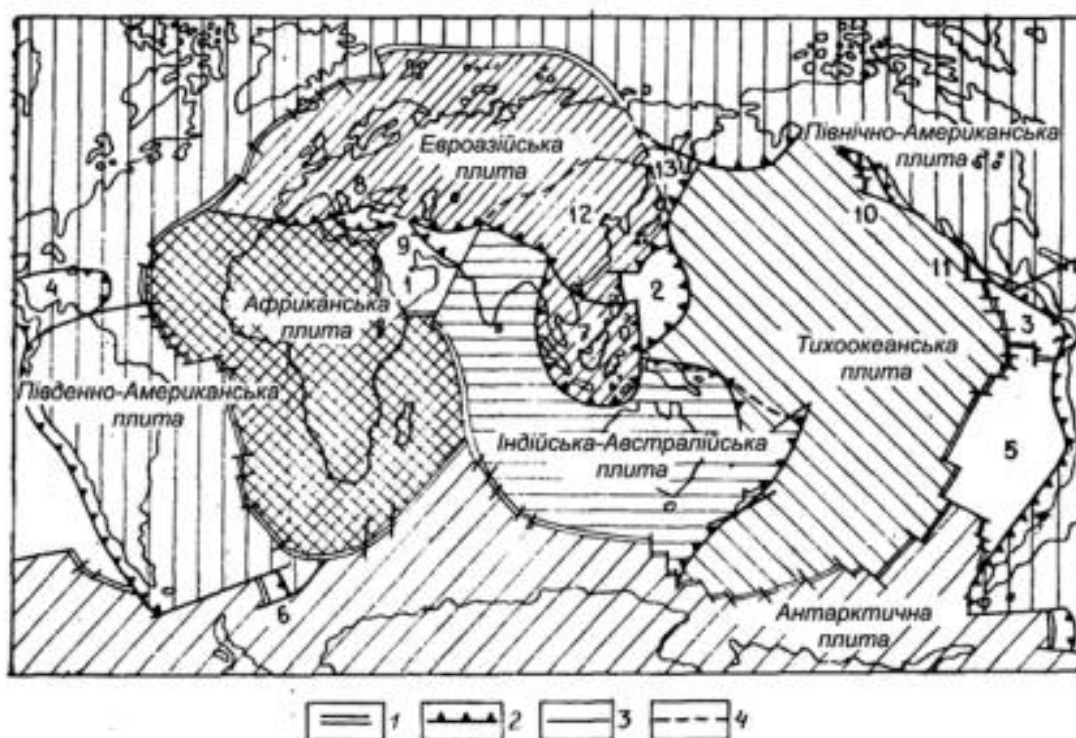


Рис. 14.1. Літосферні плити Землі; 1- осі спредингу (серединно-океанічних хребтів); 2 – зони субдукції (зони поглинання океанічної кори); 3 – трансформні розломи 4 – умовні межі; 5 – 6 – плити.

*океанські плити*, яким відповідають абісальні улоговини та підводні підвищення, що їх ускладнюють. На континентах до основних структур належать *гірські споруди*, або *орогени* (грецк. "орос" - гора), в межах яких подібно до серединно-океанічних хребтам спостерігається підвищена ендегенна активність (землетруси, вулканічні прояви, тощо), що сприяє виникненню та розвитку інтенсивних вертикальних і горизонтальних рухів, а також *платформи*, до яких належать тектонічно спокійні, здебільшого асейсмічні та авулканічні, майже до ізометричної форми ділянки континентів значних розмірів, які в геоморфологічному відношенні відповідають, зазвичай, *рівнинним областям*. Характерною властивістю платформ є практично субгоризонтальне залягання осадових порід і іноді базальтових лав.

Області земної кори з активним тектонічним режимом, до яких відносяться насамперед орогени, згідно сучасних уявлень (за термінологією В.Ю. Хаїна) називають *рухливими поясами*. Вперше поняття про геосинкліналі в геологію запровадив у 1873 році американський геолог Д. Дена, а ще раніше (1857 р.) його співвітчизник Дж. Холл, сформулював своєрідну концепцію, згідно з якою гірсько-складчасті області виникли на місці заповнених морськими відкладами прогинів у земній корі. Враховуючи, що загальна форма цих прогинів мала вигляд синкліналей, а масштаби їх

прояву (значна протяжність, потужність відкладів, яка свідчила про великі глибини), їх назвали геосинкліналями.

Зазначимо, що здебільшого вони виникають і розвиваються в зоні переходу від континенту до океану і їх еволюція сприяє формуванню потужної земної кори. Зміст розвитку геосинкліналі зводиться до утворення в земній корі прогину. Цей процес супроводжується формуванням системи глибинних розломів, активною вулканічною діяльністю і заповненням прогину теригенними, теригенно-карбонатними та кременистими відкладами. Пізніше виникають локальні підняття, структура прогину ускладнюється. Процес підняття окремих ділянок прогину інтенсифікується і висхідні рухи переважають над низхідними. Це призводить до виникнення нових розривних порушень у корі і поновлення старих, а по розломах відбувається підняття свіжих порцій магми, яка вкорінюючись в товщу осадових та вулканогенних порід застигає, утворюючи інтрузивні тіла. В кінцевому результаті всі відклади, які виповнювали первинний прогин, внаслідок вертикальних рухів, а також вкорінення магми зминаються в складки і на місці геосинкліналі виникає складчаста гірська область. На периферії таких областей, а також поміж гірськими хребтами виникають понижені ділянки рельєфу, зайняті здебільшого алювіальними низинами, або мілководними морями, в яких відбувається накопичення різноманітними екзогенними процесами потужних товщ грубоуламкових продуктів, які утворилися в процесі руйнування гір. Такі прогини та западини відповідно називають *передгірськими* та *міжгірськими*, а теригенні відклади, які їх виповнюють - *моласами*.

Внутрішня будова таких гірських споруд дуже складна. Вони характеризуються широким розвитком складок, тектонічних покривів і розривних порушень різних типів. Вся товща осадових і вулканогенно-осадових порід пронизана інтрузіями гранітів і дайками магматитів основного складу.

Результати геологічних досліджень свідчать, що всі сучасні гірські споруди є результатом проявлення новітніх тектонічних рухів впродовж олігоцен - антропогенового часу. Проте в будові одних гірських областей, таких як Карпати, Кавказ, Копетдаг, частково Памір, беруть участь морські відклади палеогену та неогену, а інші складені значно древнішими породами – ранньо-мезозойськими, палеозойськими і докембрійськими. Отже гірські споруди другої групи, які складені докайнозойськими породами зазнали складчасто-насувних деформацій і були вперше підняті у вигляді гір задовго до неоген-четвертинного часу. Пізніше ці первинні гірські хребти були денудовані, нерідко до самого підніжжя, а в кайнозої зазнали повторного піднімання.

Таким чином, серед гірських споруд Землі виділяються молоді гори, і гори, які зазнали відродження. Перші називають первинними, або *епігеосинклінальними* (грец. "enì" - після), а другі- вторинними, або *епіплатформеними*. Прикладом останніх можуть бути Тянь-Шань, Алтай,

Саяни, гірські хребти Прибайкалля. Для первинних орогенів типовими є склепінні структури, а для вторинних - склепінно-брилові, або брилові, які накладені на складну складчасто-насувну первинну структуру. Другою ознакою первинного віку гірських споруд є метаморфізм і гранітизація. Древніші гори складені сильніше метаморфізованими і гранітизованими породами в порівнянні з породами молодих орогенів.

Не всі древні складчасті споруди підлягають новітньому гороутворенню. Значна їх частина після денудаційного нівелювання переходить до відносно спокійного платформного тектонічного режиму і на їх місці утворюються неглибокі моря в яких відбувається накопичення малопотужних осадків. Так започатковуються платформи (рис. 14.2) характерною властивістю яких є

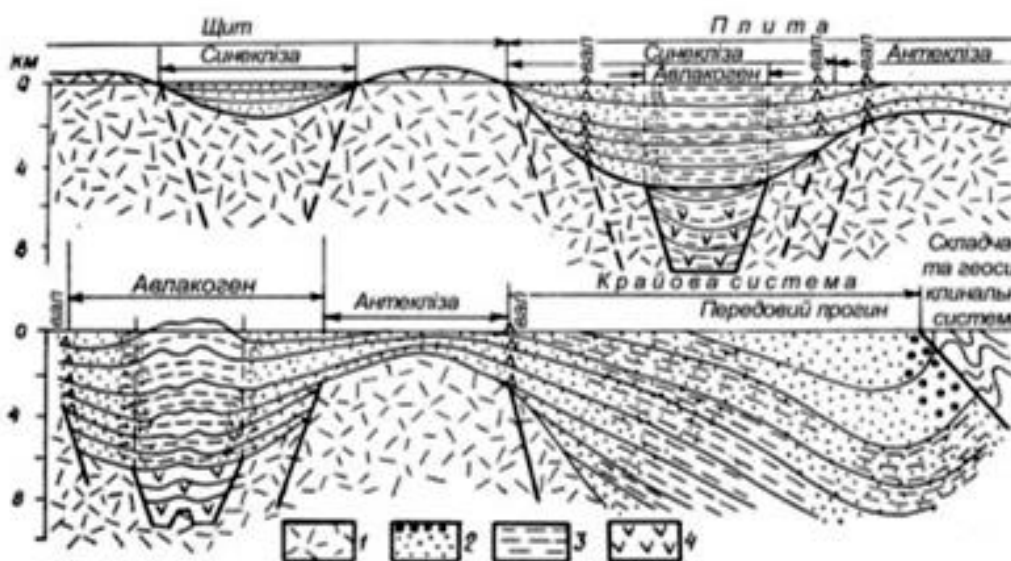


Рис. 14.2. Схема будови платформи. 1 – фундамент; 2-4 – чохол: 2 – теригенні відклади; 3 – соленосні відклади; 4 – ефузиви основного складу

наявність двоповерхової будови. Нижній поверх, або як його здебільшого називають *фундамент* платформ, складений сильно дислокованими, метаморфізованими і прорваними гранітоїдними тілами породами, які на доплатформному етапі розвитку складали складчасті споруди, що були в подальшому денудовані до рівня моря. На породах фундаменту, з кутовим і стратиграфічним неузгодженням, субгоризонтально залягають породи верхнього структурного поверху, другого поверху, який називають *осадовим чохлом* платформ. Складений він практично недислокованими, неметаморфізованими, малопотужними (в середньому 3-5 км) осадовими відкладами мілководно-морських, лагунних і континентальних фацій.

*Платформи* складені структурними елементами вищих порядків, серед яких основне місце належить щитам і плитам (ці плити не слід утотожнювати з літосферними або океанськими). *Щити* – це виходи на поверхню фундаменту платформи, який впродовж усього платформного етапу розвитку перебував в стані піднімання. *Плитами* називаються частини платформи, які перекриті осадовим чохлом і протягом усієї історії її розвитку мали



тенденцію до опускання. Плити, в свою чергу, складені більш дрібними структурними елементами, серед яких розрізняють синеклізи і антеклізи. *Синеклізи* – це широкі, близької до ізометричної форми западини, під якими фундамент прогнутий, а *антеклізи*, навпаки – пологі, склепінне подібні структури, з припіднятим фундаментом і менш потужним у порівнянні з синеклізами чохлам. В основі (так би мовити "на дні") синекліз часто бувають поховані під товщею осадових порід рифтоподібні структури, в розрізі яких значне місце належить вулканогенним породам. Це так звані *авлакогени*. Нерідко антеклізи і синеклізи ускладнюються другорядними структурами (вали і плакантикліналі). В периферійних частинах платформ, там де вони межують зі складчастими поясами, утворюються глибокі западини, які називаються *перикратонними прогинами*, тобто ті які виникли на краю кратону або платформи. Над зонами розломів у фундаменті, де мають місце вертикальні переміщення блоків, утворюються так звані *флексури* – вигини верств порід чохла без розриву їх суцільності і зі збереженням паралельності крил. Всі платформні структури дуже пологі, що загалом надає верствам порід вигляд субгоризонтального залягання.

Серед платформ розрізняють *давні*, або, як їх ще називають, *кратони*, фундамент яких складений метаморфізованими докембрійськими породами, а чохол відкладами фанерозою, і *молоді платформи* з палеозойським, рідко, мезозойським фундаментом та мезокайнозойським, або кайнозойським чохлам.

Більша частина території України (95%) розташована на південно-заході Східноєвропейської платформи, де виділяються Український щит, Волино-Подільська плита, Дніпровсько-Донецька та Причорноморська западини (рис. 14.3). Фундаментом платформи є нижньодкембрійські

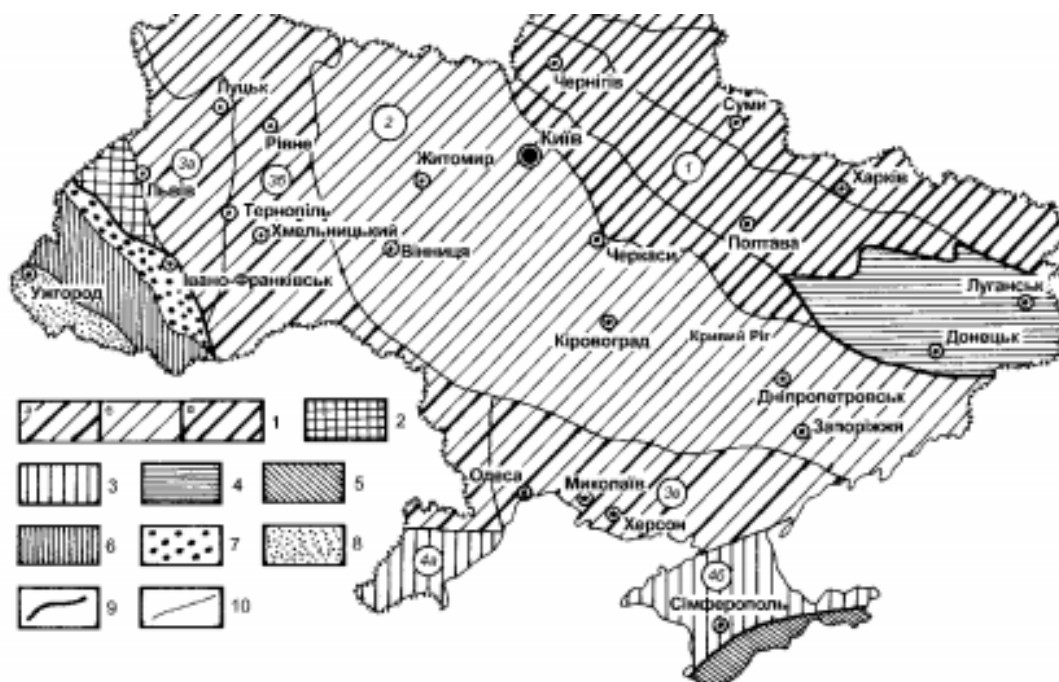


Рис. 14.3. Структурні елементи території України. Платформні області: 1 – Східноєвропейська платформа; а – Волино-Подільська плита та Причорноморська

западина, 6 – Український щит, в – Дніпровсько-Донецька западина зі схилами; 2 – Західноєвропейська платформа; 3 – Скіфська платформа. Складчасті області: 4 – Донбас; 5 – Гірський Крим; 6 – Українські Карпати. Прогини: 7 – Передкарпатський; 8 – Закарпатський. Інші умовні позначення: 9 – границі платформних і складчастих областей; 10 – границі геоструктурних елементів платформних областей. Цифрами в кружальцях позначені структурні елементи платформових областей: 1 – Дніпровсько-Донецька западина; 2 – Український щит; 3 – Волинська плита; 3а – Львівський прогин, 3б – Волино-Подільський сегмент, 3в – Причорноморська западина; 4 – Скіфська платформа: 4а – Західний сегмент, 4б – Центральний сегмент.

породи, а осадовий чохол утворюють відклади верхнього протерозою та фанерозойського еону. На півдні України (Переддобруджа, частина Північно-західного шельфу Чорного моря та Рівнинний Крим) знаходиться молода Скіфська платформа, фундамент якої складають породи палеозою, а чохол – мезозойсько-кайнозойські відклади. Окрім того на території України є чотири складчасті області. Це Північна Добруджа та Донецький кряж, які належить до споруд герцинської складчастості, мезозойська геосинкліналь Гірського Криму і альпійська складчаста система Українських Карпат.

З півдня територія України омивається водами Чорного моря, яке займає відносно молоду за віком (міоцен) западину з субокеанічним типом земної кори.

### **Запитання для самоконтролю:**

1. Назвіть основні структурно-тектонічні елементи земної кори.
2. Що таке платформа? Які структурні елементи присутні в її складі?
3. Що ми називаємо орогенами?
4. Назвіть основні структурно-тектонічні елементи земної кори в межах України?

### **Список використаної літератури:**

1. Еськов К.Ю. (1999). *История Земли и жизни на ней*. – М.: МИРОС, 257.
2. Короновский Н.В. (2002). *Общая геология* – М.: Изд-во МГУ, 448.
3. Куровець М., Гунька Н. (1997). *Основи геології*. – Львів, 693.
4. Леонтьев О.К. (1982). *Морская геология. Основы геологии и геоморфологии дна Мирового океана*. Изд.: Высшая Школа, Москва, 344.
5. Леонтьев О.К. (1999). *Основы геоморфологии морских берегов*. Монография, ГЕОС, 251.
6. Паранько І.С., Сіворонов А.О., Євтехов В.Д. (2003). *Загальна геологія*. – Кривий Ріг: Мінерал, 464.
7. Попов В.С. (1995). *Физические свойства магмы и механизмы подъема*. – Соросовский Образовательный Журнал, N1, 74-81.
8. Развитие Земли. Учебник. (2002). / Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Изд.: МГУ, Москва, 560.
9. Терез Э.И., Терез И.Э. (2015). *Реакция синтеза – основной источник внутренней энергии Земли // Вестник Российской академии наук*. Т. 85, №3, 240 – 246.
10. Тронин А.А. (2011). *Спутниковые методы изучения землетрясений / Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. Т.8, №4, 335-343.



11. Хаин В.Е. (2003). *Основные проблемы современной геологии*. – М: Научный мир, 348.
12. Якушева А.Ф. Хаин В.С., Славин В.И. (1988). *Общая геология*. - М.: Изд-во МГУ, 488.
13. Middleton G.V., Hampton M. A. (1976). *Subaqueous Sediment Transport and Deposition by Sediment Gravity Flows*, in: *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, 197-218.

.