ННІ «ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЇ»
Київський національний університет імені
Тараса Шевченка

**А.Ш. МЄНАСОВА**

# ОСНОВИ ІСТОРИЧНОЇ ГЕОЛОГІЇ:
## РОЗВИТОК ЗЕМЛІ В КОНТЕКСТІ ЕВОЛЮЦІЇ ОРГАНІЧНОГО СВІТУ

**Навчальний посібник**

**для здобувачів освіти спеціальності**
**«Науки про Землю» ЗВО**

**Київ 2025**

УДК 56+551.7(075.8)

Рецензенти:
д-р геол.-мін. наук, проф., «Європейський геолог» О. Бобров,
д-р геол. наук, проф., чл.-кор. НАН України Л. Степанюк

*Рекомендовано до розміщення на сайті Університету вченою радою ННІ «Інститут геології»*
(*протокол № 4 від 15 жовтня 2025 року*)

**Мєнасова А.Ш.** Основи історичної геології: розвиток Землі в контексті еволюції органічного світу/Навчальний посібник. 163.

Посібник спрямований на організацію лекційних занять і самостійної роботи по засвоєнню курсу, що вивчається. Здобувачі освіти знайомляться з основними методами встановлення віку гірських порід і відновлення умов формування осадових товщ; з сучасними уявленнями про історію і розвиток органічного світу; в посібнику розглядається розвиток планети і еволюція органічного світу протягом геологічної історії Землі. Крім того, наведені характеристики основних керівних форм царств тварин і рослин.
Стисле викладання матеріалу, зумовлене малим об’ємом годин, що виділені для вивчення дисципліни.

**УДК 56+551.7(0.75.8)**

**© А.Ш.Мєнасова, 2025**

**© Київський національний університет імені Тараса Шевченка**

## ЗМІСТ

Вступ 4
Розділ 1. Встановлення віку гірських порід
1.1 Час в геології – концепції і принципи 4
1.2 Абсолютна геохронологія 8
1.3 Стратиграфічна і геохронологічна шкала 10
1.4 Методи визначення віку гірських порід 19
Розділ 2. Умови утворення гірських порід. Фаціальний аналіз
2.1 Загальні положення 26
2.2 Основні групи фацій 28
2.3 Основи літофаціального аналізу 39
2.4 Основи біофаціального аналізу 44
Розділ 3. Земля в докембрії
3.1 Догеологічний етап 53
3.2 Цикли тектогенезу 55
3.3 Архейський і протерозойський еони та перші 56
сліди життя. 67
3.4 Імовірні причини вимирання вендської фауни
Розділ 4. Палеозойська історія розвитку Землі 69
Розділ 5. Мезозойська історія розвитку Землі 96
Розділ 6. Кайнозойська історія розвитку Землі 107
Розділ 7. Основи палеонтології
7.1 Основні положення 120
7.2 Царство Тварини (Zoa/Animalia) 125
7.3 Царство Рослини (Phyta) 154
Заключення 163

# ВСТУП

На Землі, задовго до появи людини, впродовж мільйонів (і мільярдів) років відбувались найрізноманітніші події, які змінювали нашу планету. З'явились природний супутник і гідросфера, змінилися склад атмосфери і земної кори; час осьового обертання і сила тяжіння; постійно змінювався органічний світ. На сушу наступали моря, потім на місті цих морів піднімались гори, які, в свою чергу, руйнувались під дією різноманітних екзогенних процесів. В результаті – на місці гір утворювалась рівнина, на її місці – знову море, і так безліч разів. В цей же час на дні морів, на островах і материках вулкани вивергали розплавлені лави, які вкривали величезні площі і тим самим до невпізнання змінювали вигляд поверхні Землі і склад гірських порід верхньої частини земної кори.

Але, звідки ж людина могла дізнатися, що відбувалось на Землі задовго до її появи?

Всі зміни, які зазнавала земна куля з моменту свого утворення і до наших днів, вивчає наука *історична геологія*. Вона з´ясовує де в минулому були моря, а де суша, де саме відбувались виверження вулканів, а на місці рівнин здіймались гори. Крім того, історична геологія встановлює не тільки події, що відбувались на Землі протягом багатьох мільйонів років, а й їхню послідовність: що було раніше, що пізніше, а що одночасно.

## Розділ 1. Встановлення віку гірських порід

### 1.1 Час в геології – концепції і принципи

І в античні часи, і в епоху Середньовіччя не припинялись спроби в будь-який спосіб обрахувати або виміряти вік Землі. Підходи до вирішення цього питання, передусім, залежали від поглядів людей, які намагались це зробити. Зокрема, Геродот спирався на швидкість розширення дельти р. Нілу, пізніше - поштовхом для пошуку нових спроб визначення віку Землі стало відкриття астрономами в кінці Середньовіччя так званих ***нових зірок*** і стало зрозуміло, що небеса не абсолютно

незмінні, як вважалось споконвічно. А якщо так, то чи не можна спробувати встановити *початок* і *кінець* існування Землі як невід'ємної частини Всесвіту?

В цей же час батьки християнської церкви шукали відповідей в Біблії. Так, архієпископ графства Арма (Північна Ірландія), ерудит і знавець семітських мов, Джеймс Ашер у другій половині XVII ст. ретельно вивчивши генеалогію, календарі, дати сонячних і місячних затемнень вирахував, що Земля була створена о дев'ятій годині ранку 26 жовтня 4004 року до нашої ери. Треба зауважити, що і до Ашера були спроби подібних розрахунків, але не такі точні.

Втім, тих дослідників, які наслідували античних матеріалістів і звертали увагу на надзвичайно повільні швидкості протікання геологічних процесів (в першу чергу процесів осадонакопичення) не влаштовували біблейські шість тисяч років. Спроби розрахувати вік Землі на науковій основі почались в XVII ст. з «наведення порядку» в гірських породах і верствах. Принципи, за якими цей порядок створювався, і стали підвалинами сучасної науки про формування шаруватих осадових порід – стратиграфії, а також методів визначення відносного віку геологічних об'єктів.

Уродженець Данії Нільс Стенсон, більше відомий під іменем Микола Стено́, у другій половині XVII ст. сформулював закон, згідно якому послідовність залягання верств відображає порядок їхнього формування: якщо один шар гірських порід лежить на другому, то верхній утворився пізніше ніж нижній. Цей принцип дозволяє встановити хронологічний порядок утворення гірських порід в одному місці. Але, існує важливе доповнення: цей закон вірний, якщо ми маємо справу з так званим непорушеним залягання, тобто з ситуацією, коли з моменту свого формування геологічні тіла не переміщувались під дією будь-яких сил. А ця умова виконується далеко не завжди.

Для ілюстрації цього закону і обмежень, існуючих в його використанні, часто рекомендують уявити собі листковий торт.

Якщо він тільки що вийшов з-під руки кондитера, то нам легко зрозуміти, в якій послідовності були виготовлені і складені коржі. При умові, що ми знаємо час, необхідний для виготовлення кожного елементу, можемо визначити, скільки часу зайняло виготовлення всього торту. Але, якщо цей торт недбайливий кур´єр випустив де-інде на перехресті, а потім на нього ще встигли наступити декілька разів, то відновити первинну кількість шарів і їхню послідовність буде зовсім не просто. Цей приклад дозволяє зрозуміти наскільки складні задачі приходиться вирішувати спеціалістам-стратиграфам.

Але уявіть собі, наскільки простіше буде реконструювати цей торт, якщо ми будемо знати, що шари чимось відрізняються один від одного (наприклад, складом або кольором) і двічі не повторюються.

Англійський землемір (пізніше гірничий інженер) Вільям Сміт звернув увагу на те, що в однакових шарах в різних місцях знаходяться викопні рештки схожих організмів, і здогадався, що за цією ознакою шари можна простежувати на великих відстанях, що дозволило йому розробити і вперше застосувати принцип біостратиграфічної кореляції: відклади можна розпізнавати і зіставляти за комплексами викопних решток, які вони містять. Користуючись цим правилом, В. Сміт склав першу геологічну карту Англії в 1815 році і зміг тим самим, за оцінкою Ч. Лайєля, «привести в струнку систему весь складний ряд британських гірських порід».

З зародженням еволюційного вчення виявилося, що біостратиграфічні принципи є проявом значно загальнішої закономірності – незворотності еволюції органічного світу, яка сьогодні відома як закон Дарвіна-Доло (група організмів, що зникла, ніколи не з’явиться знову) і з якої випливає, що для кожного інтервалу геологічного часу характерні свої специфічні за складом фауністичні і флористичні угруповання.

Пізніше, англійський зоолог і палеонтолог XIX ст. Томас Г. Гекслі (на прізвисько «бульдог Дарвіна»), розширив і обґрунтував спостереження В. Сміта і сформулював другий

фундаментальний принцип стратиграфії – принцип гомотаксильності (правило Гекслі). Під гомотаксисом Г. Гекслі розумів подібність за певними ознаками (передусім палеонтологічними) відкладів, які займають однакове стратиграфічне положення в розрізах сусідніх областей. Цей постулат базується на уявленні Ч. Дарвіна про схожість послідовності розвитку спільнот організмів в різних частинах планети. Тобто, якщо, геологічні шари промарковані наявними в них рештками певних організмів, то, зіставляючи ці рештки можна виділити одновікові шари. І стає неважливим, скільки разів шар був розбитий, вигнутий або перевернутий, головне, щоб органічні рештки, які первинно містились в цьому шарі, залишились в тому стані, який дозволяв би їх ідентифікувати.

Завдяки роботі Сміта стала відома загальна кількість шарів, які безпосередньо спостерігались в межах острова Британія, і можна вже було спробувати підрахувати скільки ж років вони формувались.

Але, щоб здійснити такий підрахунок прийшлося сформулювати ще одну тезу, відому сьогодні як принцип актуалізму. Зробив це вищезгаданий англійський натураліст Ч. Лайєль, за що увійшов в історію як засновник сучасної геології. Принцип актуалізму постулює, що якщо в теперішній час яке-небудь явище має певні наслідки, то і раніше при таких самих умовах це явище викликало такі ж наслідки. Наприклад, прямими вимірами встановлено, що швидкість накопичення осадів у заплавах річок Тигр і Євфрат становила 1 мм на рік. Оскільки швидкість осадження змулених часток з потоку води визначається законами гідродинаміки, то слід вважати, що і на початку історії Землі в аналогічних заплавах швидкість осадження була також 1 мм на рік.

Після того як був сформульований принцип актуалізму, у геологів з’явилась можливість оцінити скільки ж часу витратила природа на формування тих шарів, які описав В. Сміт. Цю оцінку зробив сам Чарльз Лайєль. Він отримав значення в декілька сотень мільйонів років, і це виглядало

приголомшливо більшим у порівнянні з 6 тисячами років, про які говориться в Біблії.

Зусиллями багатьох дослідників (представниками переважно Західної Європи) була реконструйована загальна для всієї Землі послідовність накопичення шарів і встановлена характерна (геологи й палеонтологи говорять «керівна») фауна, тобто та сама унікальна «начинка» з органічних решток, які існували в певні періоди історії Землі, й більше вже ніколи не повторювались.

Результатом стало створення в другій половині XIX ст. геохронологічної шкали – зведеної таблиці, в якій відображена послідовність утворення відкладів, що беруть участь в будові земної кори. Необхідно підкреслити, що геохронологічна шкала основана на принципах саме відносної геохронології та оперує поняттями «раніше», «пізніше» або «одночасно». Сам факт її складання став важливим кроком у розвитку геології.

## 1.2 Абсолютна геохронологія[1]

Однак, «наведення порядку» в гірських породах, або стратиграфічний підхід – це тільки один з можливих способів визначення віку Землі. Паралельно з геологами вчені інших наукових напрямків (Джон Хаттон, Рене Декарт, лорд Кельвін) також приділяли увагу вирішенню цієї проблеми взявши за основу внутрішні енергетичні ресурси Землі.

В 1853 році Герман Гельмгольц запропонував цілком придатну для того часу гіпотезу. Він припустив, що Сонце постійно стискається (якби Сонце горіло так само, як вугілля, то прогоріло би всього за півтори тисячі років, але якщо тепло Сонця виробляється внаслідок гравітаційного стискання, то горіти воно може протягом мільйонів років): його верхні шари

[1]Термін, що з′явився при зародженні *ізотопної геохронології* у протилежність класичній відносній геохронології. Використанням терміну підкреслювалось, що з допомогою *методів ізотопного датування* вікові значення визначаються у фізичних (абсолютних) одиницях часу. Термін вважається дещо застарілим.

під дією власної ваги наче «падають» на нижні, а їхня потенційна енергія при цьому зменшується оскільки випромінюється у вигляді тепла і світла. Згідно розрахункам Гельмгольца, який вважав, що швидкість стискання була постійною, 18 млн років тому діаметр світила мав превищувати сучасний діаметр орбіти Землі. Тобто, наша планета не може бути старше 18 млн років.

Трохи пізніше (в 1862 році), В. Томсон (лорд Кельвін), спираючись на швидкість охолодження Землі отримав цифру в 100 млн років. Фізиків ці цифри влаштували, але геологи рішуче їх заперечували і не погоджувались.

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

Відомо, що атом урану (і не тільки) не є стабільним: він випромінює енергію та потоки елементарних частинок, 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 на неї не впливають. І якщо експериментально визначити темп цих змін за короткий проміжок часу, то його можна перерахувати і для більш тривалого проміжку. Таким чином, було встановлено, що у будь-якій порції урану (точніше **ізотопу** $^{238}$U) *половина* атомів, що його складають перетвориться на свинець за 4,5 млрд років; відповідно, через 9 млрд років урану залишиться тільки чверть від початкової кількості і так далі. Термін в 4,5 млрд років називають **періодом напіврозпаду** $^{238}$U.

Наприклад, ми маємо гірську породу, яка містить сполуки урану. Якщо вона залишиться непорушеною, то всі атоми свинцю (в які постійно перетворюються атоми урану) залишаться всередині породи. Оскільки зовнішні фактори не впливають на швидкість цього процесу, кількість свинцю, що

накопичується, буде залежати тільки від часу, протягом якого порода залишається монолітною.

Остання обставина є дуже важливою, тому що в такий спосіб можна більш-менш достовірно встановлювати час утворення вивержених порід, тоді як осадові, наприклад, є апріорі зруйнованими і уран-свинцеве співвідношення у них незворотно порушене міграцією цих елементів у оточуюче середовище.

Визначити вік вивержених порід ***уран-свинцевим методом***[2] (пізніше з´явились і інші) почали в 1907 р., і швидко знайшли граніти з віком 1 млрд років. З подальшими достідженнями цей "максимальний вік" 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 знайдені в Австралії. Отже, Земля ніяк не може бути молодшою ніж 4,2 млрд років; але, можливо, вона більш давня, тільки породи з віком 7 або, наприклад, 10 млрд років просто поки що не знайдені або не збереглися? Судячи з усього – ні, тому що вік всіх метеоритів які з цього приводу досліджувались складає 4,5 – 4,6 млрд років; вік всіх гірських порід, які були зібрані в дев'яти районах Місяця американськими експедиціями "Аполлон" 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.

### 1.3 Стратиграфічна і геохронологічна шкала

Перша хроностратиграфічна шкала була прийнята і затверджена на II Міжнародному геологічному конгресі в 1881 році в м. Болоньї. В ній були відображені послідовність стратиграфічних підрозділів осадових, вулканогенних і

---

[2]Який досі лишається і найточнішим – якщо співвідношення цих елементів визначають в зернах мінералу циркону

частково метаморфічних утворень, що складають земну кору. Ці підрозділи сформувалися протягом відрізків часу, які відображала шкала і показували послідовність і підпорядкованість основних етапів геологічної історії Землі та розвитку життя на ній.

Таким чином, шкала мала подвійне значення: показувала послідовність утворення стратиграфічних підрозділів, які згідно зі своїм віком розміщені у зведеному розрізі земної кори – стратиграфічній колонці (стратиграфічна шкала), та послідовність відрізків часу, протягом яких формувалися відклади (геохронологічна шкала). Перша геохронологічна шкала відображала не точні дати та абсолютну тривалість геологічних подій, а природну періодизацію геологічної історії розвитку Землі, від найдавніших етапів до новітніх подій.

З часом шкала уточнювалась: вносилися зміни, для багатьох підрозділів геохронологічної шкали був визначений абсолютний вік (тобто вік в абсолютних одиницях часу). Шкала стала називатися ***хроностратиграфічною шкалою***.

Сьогодні існує ряд геохронологічних (стратиграфічних) шкал, які відображають етапи історії розвитку земної кори (вікові, геохронологічні підрозділи) та стратиграфічну послідовність залягання, ранг та таксономічну підлеглість таксономічних стратонів (стратиграфічних підрозділів).

**Міжнародна стратиграфічна шкала** відображає стратиграфічну послідовність хроностратиграфічних підрозділів глобального та субглобального поширення. Зміст, об‘єм і характеристика цієї шкали – в компетенції Міжнародного геологічного конгресу або уповноважених ним органів.

**Загальні стратиграфічні шкали** складаються для окремих великих територій земної кулі в разі деяких відмін від Міжнародної стратиграфічної шкали. Загальна стратиграфічна шкала для території України затверджується Національним стратиграфічним комітетом України. Останній варіант стратиграфічної шкали, якій є законом і основою для усіх

геологічних робіт та досліджень на території України, зафіксовано в Стратиграфічному кодексі України, виданому в 2012 р.

Згідно з цією шкалою найбільш тривалим відрізком часу є еон (мільярд років і більше). У геологічній історії Землі виділяються два еони: **архей** (д.-грец. ἀρχαῖος – давній, найстарший), **протерозой** (д.-грец. πρότερος - перший та ζωή - життя), та початок еону, що відповідає фанерозойському часу (д-грец. φανερός – явний, відкритий, видимий). Треба відмітити, що фанерозойський еон найкоротший (541 млн років), оскільки він є незавершеним. Увесь величезний проміжок геологічного часу (близько 4 млрд років) і комплекси порід, що відповідають архею й протерозою, часто об'єднують під загальною назвою **докембрій** або **криптозой** (д.-грец. κρυπτός– прихований). Еонам відповідають еонотеми – комплекси порід, що утворилися у цей час. Еони поділені на менш тривалі відрізки часу – ери (менше 1 млрд років).

**Ієрархія і відповідність стратиграфічних і хронологічних підрозділів:**

| Стратиграфічні підрозділи | | Геохронологічні підрозділи | |
|---|---|---|---|
| Еонотема | | Еон | |
| Ератема | | Ера | |
| Система | | Період | |
| Відділ | Верхній<br>Середній<br>Нижній | Епоха | Пізня<br>Середня<br>Рання |
| Ярус | | Вік | |
| Зона (Хронозона) | | Фаза | |

Їм у стратиграфічній шкалі відповідають ератеми. У межах архею – це **еоархей, палеоархей**, **мезоархей** та **неоархей**. У межах протерозойської еонотеми: нижній протерозой – **палеопротерозой**, середній протерозой – **мезопротерозой** та верхній протерозой **– неопртерозой**.

У межах протерозою виділяються 10 періодів, в останньому з яких **едіакарському (вендському)** з´являються

достовірно встановлені багатоклітинні організми. У фанерозої виділяються: **палеозойська** (д-грец. παλαιός - давній), **мезозойська** (д.-грец. μεσο – середній) і **кайнозойська** (д.-грец. καινός - новий) ери (ератеми). Кайнозойська ера – найкоротша (65 млн. років), оскільки є незакінченою.

Ери поділяються на періоди, що тривають десятки мільйонів років. Їм у стратиграфічній шкалі відповідають системи. У палеозойській ері виділяють *кембрійський, ордовицький, силурійський, девонський, кам'яновугільний та пермський* періоди (системи), у мезозойській ері – *тріасовий, юрський, крейдовий* періоди (системи), у кайнозойській ері – *палеогеновий, неогеновий та четвертинний* періоди (системи)**.** Четвертинний період – найкоротший (2.58 млн років), незавершений. Періоди поділяються на епохи, яким відповідають стратиграфічні підрозділи – відділи. У кожному періоді можуть бути дві або (частіше) три епохи: рання і пізня або рання, середня і пізня (відповідно відділи – нижній, середній та верхній). Епохи палеогенового періоду мають власні назви – *палеоцен, еоцен та олігоцен*. Для неогенового періоду епохи мають назви – *міоцен і пліоцен* (рис. 1).

Епохи поділені на віки, яким у стратиграфічній шкалі відповідають яруси. У стратиграфічній шкалі України для кайнозойської ератеми часто використовують яруси виділені для окремих регіонів: заходу, сходу та півдня України (табл. 1). Віки поділяються на ще дрібніші підрозділи, які використовуються для регіональних робіт.

Підрозділи ер і ератем указані в Загальній стратиграфічній шкалі мезозою і палеозою України та в Регіональній стратиграфічній шкалі кайнозою України, в якій дається абсолютний вік, геохронологічні та стратиграфічні підрозділи, що їм відповідають, а також індекси для умовних позначень. Для кожного підрозділу є певний колір, яким користуються при зображенні стратиграфічних підрозділів на геологічних картах і розрізах. Треба пам'ятати, що темніші відтінки кольорів у кожній системі використовуються для позначення

більш давніх підрозділів системи, та чим молодший підрозділ, тим світліший відтінок притаманний йому. Назви періодів (систем), ярусів (віків) дано або за назвою місцевості, де відклади відповідного віку були вперше встановлені (наприклад, девонська – за графством Девоншир в Англії, кембрійська – за латинською назвою Уельсу, юрська – за назвою гір на границі Франції і Швейцарії); за характерними особливостями відкладів (кам'яновугільна, крейдова); за народом, що мешкав на тій чи іншій території (вендська, ордовицька, силурійська), або за характером внутрішніх підрозділів (тріас – потрійний).

Окремо складено Загальну геохронологічну шкалу докембрію України (табл. 2)

Отже, наприклад, девонський період слід визначити як час, коли на Землі утворювалися гірські породи такого ж типу, що нині виходять на поверхню в графстві Девоншир на острові Великобританія. Маючи справу з геохронологічною шкалою, необхідно завжди пам'ятати, що первинними в даному випадку є *певні види геологічних тіл*, а *час* – похідним, вторинним. (Так само і в археології: мезоліт або бронзовий вік – це *час*, коли люди робили *знаряддя і прикраси визначеного типу*). Саме з цієї причини геохронологія спокійно обходилась без датування її підрозділів у мільйонах років, які стали звичними лише з другої половини XX-го сторіччя. Загалом, ***радіоізотопні*** датування є дуже важливими для стратиграфії докембрійских товщ, де загалом відсутні достатньо складні викопні рештки; ***радіовуглецевий метод*** широко залучається для датування найновітніших відкладів, віком менше 40 тис. років. В інших випадках ці методи відіграють в стратиграфії підпорядковану роль.

**Правила написання індексів стратиграфічних підрозділів**

| Стратон | Правила написання індексу | Приклад |
|---|---|---|
| *Загальні підрозділи* | | |

| | | |
|---|---|---|
| Відділ | Індекс (цифра більш дрібного шрифту) приєднується справа знизу до буквеного індексу системи. При поділі системи на три частини використовуються цифри 1, 2, 3 відповідно для нижнього, середнього і верхнього відділів; при поділі на дві частини – цифри 1 і 2 для нижнього і верхнього відділів | **$Є_2$** – середній відділ кембрійської системи; **$P_3$** – верхній відділ пермської системи |
| Ярус | Справа до індексу відділу додається початкова літера латинізованої назви ярусу (шрифт прямий). Якщо в системі назви декількох ярусів починаються з однакової літери, то до першої літери додається найближча приголосна. При цьому в індексі нижчого ярусу використовується одна літера, а всіх наступних – дві літери. | **$K_2$st** – сантонський ярус **$K_2$s** – сеноманський ярус; |
| *Регіональні і місцеві підрозділи* | | |
| Регіональні і місцеві стратони | В якості індексу використовується перша і найближча приголосна літера в назві стратону (курсив). Якщо в системі декілька стратонів мають дві однакових початкових літери, то до них додається найближча приголосна. При цьому в індексі нижчого стратону використовуються дві літери, а всіх наступних – три. | **$V_2$*kn*** – канилівська серія; **$V_2$*mg*** – могилівська світа; **$V_2$*lm*** – ломозівські верстви; |

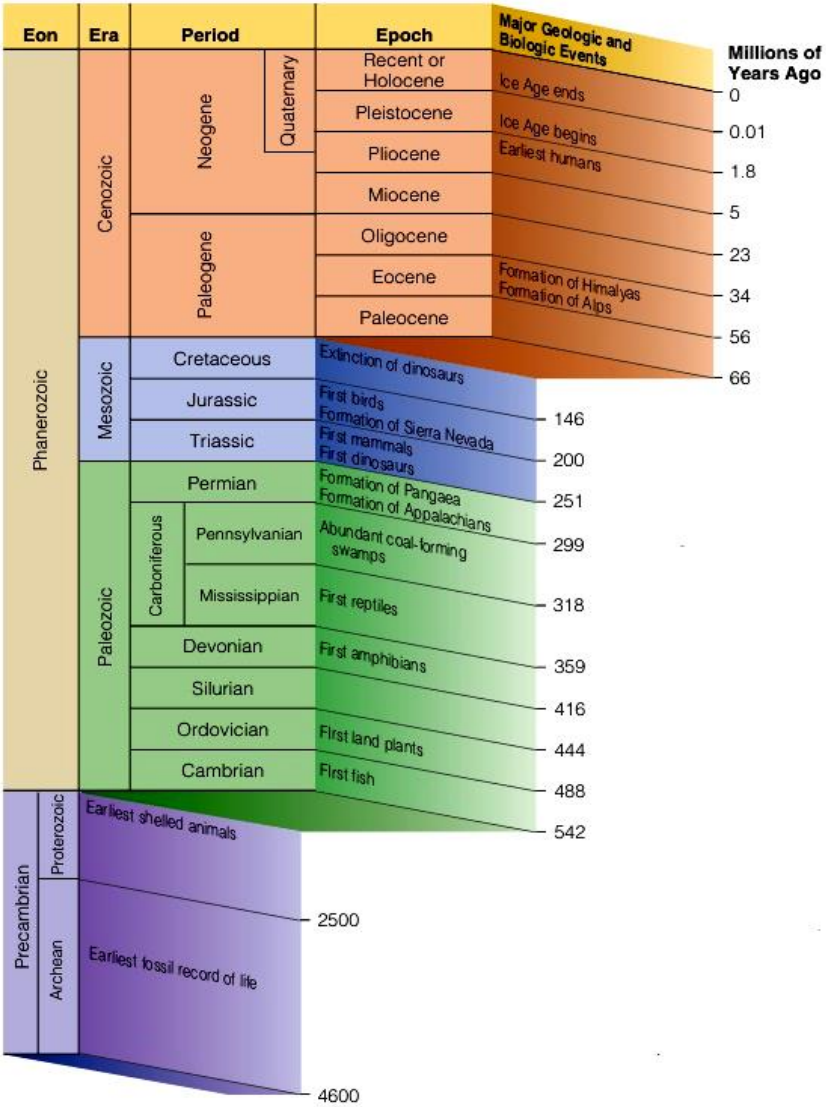



**Рис. 1 Шкала геологічного часу – деякі важливіші геологічні і біологічні події, що зазначені для різних ер, періодів і епох.**

*За Gradstein, F., Ogg, J. and Smith, A., A Geologic Timescale 2004 (Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2005), Figure 1.2.*

**Таблиця 1. Регіональна стратиграфічна шкала неогену та палеогену України.**

| Регіояруси (горизонти) | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **Ератема** | **Система** | **Відділ** | **Вік нижньої границі (млн років)** | **Західні регіони** | **Південні регіони** | **Північні регіони** |
| **1** | **2** | **3** | **4** | **5** | **6** | **7** |
| ***КАЙНОЗОЙСЬКА KZ*** | **НЕОГЕНОВА N** | Пліоценовий | 3 | Румунський, $N_2r$ | Акчагильський, $N_2ak$ | Регіояруси не виділені |
| | | | 5 | Дакійський, $N_2d$ | Кіммерійський, $N_2km$ | |
| | | Міоценовий $N_1$ | 13,6 | Понтичний $N_1p$ Паннонський $N_1pn$ Сарматський $N_1s$ | Понтичний $N_1pn$ Меотичний $N_1m$ Сарматський $N_1s$ | |
| | | | 16,5 | Баденський $N_1b$ | Конкський $N_1kn$ Караганський $N_1kr$ Чокракський $N_1čk$ | Новопетрівський $N_1nv$ |
| | | | 23,8 | Карпатський $N_1k$ Отназький $N_1ot$ Егенбурзький $N_1eg$ Егерський $N_1er$ | Тарханський $N_1t$ Регіояруси не виділені | |
| | Палеогенова ₽ | Олігоценовий ₽$_3$ | 37 | Омбронський (менілітовий) ₽$_3$om | Горностаївський ₽$_3$gr Асканійський ₽$_3$as Сірогозький ₽$_3$sr Молочанський ₽$_3$ml Планорбеловий ₽$_3$pl | Берецький ₽$_3$br Межигірський ₽$_3$mž |

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ***КАЙНОЗОЙСЬКА KZ*** | **ПАЛЕОГЕНОВА ₽** | Еоценовий ₽$_2$ | 54 | Бистрицький ₽$_2$bs<br>Вигодський ₽$_2$vg<br>Манявський ₽$_2$mn | Альмінський ₽$_2$al<br>Кумський ₽$_2$km<br>Новопавлівський ₽$_2$nv<br>Сімферопольський ₽$_2$sm<br>Бахчисарайський ₽$_2$bh | Обухівський ₽$_2$ob<br>Київський ₽$_2$kv<br>Бучацький ₽$_2$bč<br>Канівський ₽$_2$kn | |
| | | Палеоценовий ₽$_1$ | 65 | Ямненський, ₽$_1$jm<br>Стрийський ₽$_1$st | Качинський ₽$_1$kč<br>Білокам'янський ₽bl | Сумський ₽s | Мерлінський підрегіоярус ₽$_1$mr<br>Псьолський підрегіоярус ₽$_1$ps |

**Таблиця 2. Загальна геохронологічна шкала докембрію України**

| **Еон (еонотема)** | **Ера (ератема)** | | **Період (система, відділ)** | | **Колір** |
|---|---|---|---|---|---|
| Фанерозой | | | Кембрій | | |
| ПРОТЕРОЗОЙ **PR** | PR$_3$ (неопротерозой) | | Венд | Верхній, V$_2$ | Рожевий |
| | | | | Нижній, V$_1$ | |
| | | Рифей, R | | | |
| | PR$_2$ (клесовій) | | | | |
| | PR$_1$ (криворіжий) | | | | |
| 2500 ±200 АРХЕЙ **AR** | AR$_3$ (побужій) | | | | Бузково-рожевий |
| | AR$_2$ (дніпровій) | | | | |
| | AR$_1$ (азово-дністровій) | | | | |

## 1.4 МЕТОДИ ВИЗНАЧЕННЯ ВІКУ ГІРСЬКИХ ПОРІД

### Відносний вік гірських порід

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

I. Палеонтологічні методи.

Палеонтологічні методи ґрунтуються на принципі постійного і незворотного розвитку органічного світу Землі, завдяки чому кожному відрізку геологічного часу відповідають характерні тільки для нього рослини й тварини, які жили під час його формування. Отже виходить, що одновікові відклади близького походження містять подібні комплекси органічних решток. Таким чином, шари можна порівнювати по їхній палеонтологічній характеристиці. В основі палеонтологічних методів лежить закон про незворотність еволюції органічного світу.

Значення різних груп фауни для біостратиграфії не однакове. Є групи, що дозволяють проводити планетарні кореляції (наприклад, мезозойські амоніти, ордовицькі і силурійські граптоліти); їх називають **архістратиграфічними**. Це переважно бентосні і пелагічні нектоні форми, що швидко розселялися по усьому світу. Крім того, групи органічних решток бувають:

- **керівні** – трапляються 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 значне вертикальне поширення.

Для дослідження деяких районів, особливо закритих, що вивчаються за допомогою свердловин, величезного

значення набувають мікроскопічні органічні рештки (мікрофосилії) тваринного, рослинного і навіть нез'ясованого походження. До мікрофосилій відносяться рештки дрібних тварин (форамініфер, радіолярій, остракод), деякі водорості, спори й пилок вищих рослин, дрібні фрагменти скелету (конодонти, сколекодонты, лусочки риб), спороморфні й інші біогенні утворення.

Серед палеонтологічних виділяють методи: керівних форм, комплексного аналізу, кількісний (процентно-статистичний), філогенетичний, палеоекологічний.

***Метод керівних форм*** базується на тому, що одновіковими є відклади з однаковими викопними рештками.

Під керівними формами розуміють органічні рештки, що належать групам, які існували короткий проміжок часу, але встигли за короткий термін розселитися на значній території й у великій кількості. Отже, керівні форми повинні відповідати таким вимогам: мати широке горизонтальне й вузьке вертикальне поширення, трапляються часто й у великій кількості екземплярів, а також легко розпізнаватися. Керівними можуть бути роди навіть деякі більш великі систематичні групи (родини, ряди, класи). Так, цератити жили тільки наприкінці пермі й у тріасі, швагерини – у ранній пермі, археоціати – у ранньому кембрії.

Тривалий час цей метод був основним. Він зіграв видатну роль у встановленні більшості систем, відділів, а згодом ярусів на всіх материках.

В наш час, застосовуючи метод керівних організмів, враховують і спосіб життя організмів, оскільки вони існували у певних умовах, залежали від середовища існування і тому не можли бути поширеними повсюдно. Поряд із широко розповсюдженими (космополіти) видами існували види, що жили на обмеженій площі (ендемічні). Так, для силуру півдня Сибіру й Монголії брахіоподи роду *Tuvaella* займають визначений інтервал розрізу і є керівними, але провести по них кореляцію з розрізами силуру інших районів неможливо,

оскільки в інших місцях вони не зустрічаються.

На практиці геологи часто використовують ***метод комплексного аналізу органічних решток,*** який базується на вивченні розподілу всього комплексу скам'янілостей в розрізах, встановленні зміни комплексів і простежуванні виділених комплексів від розрізу до розрізу. Цей метод дозволяє установити природні межі зміни фауни й флори. При його застосуванні також необхідно аналізувати фаціальні особливості розрізу. При комплексному аналізі враховується і кількісна характеристика фауни.

***Еволюційний або філогенетичний метод*** полягає в з'ясуванні зміни споріднених організмів у часі, він ґрунтується на принципах еволюційного розвитку. Вважають, що нащадки мають більш прогресивний рівень розвитку, ніж предки, і їхні рештки будуть траплятись в більш молодих відкладах. Так, добре відома історія розвитку амоноідей від палеозойських гоніатітів із простою перегородковою лінією до амонітів із дуже складною лінією. Щоб застосувати філогенетичний метод, треба з'ясувати філогенез конкретної родинної групи, тобто установити, коли з'явилися дані організми, скільки часу вони існували, хто і які були їхні предки, хто стали нащадками і як вони у свою чергу розвивалися. Застосування філогенетичного методу вимагає максимальної глибини і детальності досліджень та високої кваліфікації палеонтолога.

<u>II. Непалеонтологічні методи.</u>

***Літологичні методи*** базуються на розчленуванні розрізу на окремі верстви за літологічними ознаками: речовинному складу, структурно-текстурними особливостями порід, наявності різних включень тощо. Для стратиграфічної кореляції особливий інтерес представляють маркуючі горизонти.

Виділяються інтервали розрізу (шарів чи груп шарів), що відрізняються від інтервалів, що їх підстилають і перекривають по кольору, речовинному складу, текстурним особливостям, включенням і іншим літологічним особливостям. Коли,

наприклад, в одному відслоненні на поверхню виходять вугілля, глина та пісковики і такі ж породи в такій самій послідовності відслонюються в сусідньому розрізі, то вони можуть мати однаковий вік. Або, наприклад, серед червоних і коричневих шарів пісковиків і алевролітів відзначають шар зеленувато-сірих аргілітів із карбонатними стягненнями, серед білих подібних до крейди мергелів – пачки глауконітових вапняків. Такі шари й верстви, що упізнаються в сусідніх відслоненнях (свердловинах) і простежуються іноді на значні відстані, дістали назву маркуючих горизонтів. При їхній допомозі зіставляють розрізи між собою і будують зведені розрізи.

***Метод секвенсної стратиграфії.*** Межі біостратиграфічних одиниць не завжди пов'язані з фізичними поверхнями, і тому їх буває складно індентифікувати в розрізах.

Для розуміння будови осадових нашарувань в секвенс-стратиграфії є врахування ролі хроностратиграфічних одиниць, циклічності та зміни положення базису ерозії залежно від евстатичних та регіональних тектонічних рухів. Це вчення про співвідношення окремих частин хроностратиграфічних утворень, які складаються із генетично пов'язаних відкладів, що повторюються у розрізі, й обмежені згідними чи незгідними поверхнями нашарування.

Метод зародився в 60-х роках XX ст. в якості основи для інтерпретації даних сейсморозвідки в нафтогазоносних басейнах, остаточно його методологія сформувалася в 80-ті роки XX ст.

***Геофізичні методи*** близькі до літологічних і 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. Сюди відносяться в тому числі – **геофізичні методи дослідження у свердловинах (ГДС)** – група методів, які використовують для вивчення

фізичних властивостей гірських порід, пластових флюїдів та вмісту газів у свердловинах. Ці методи базуються на вимірюванні природних та штучно створених фізичних полів, таких як електричні, акустичні, радіоактивні та інші.

Широко застосовується і ***палеомагнітний метод,*** заснований на явищах палеомагнетизму, що полягають у тім, що магнітне поле Землі геологічного минулого зафіксовано в гірських породах. При своєму утворенні гірські породи намагнічувалися по напрямку геомагнітного полюса того часу й місця, де вони виникали. Отриманий при цьому вектор первинної намагніченості зберігся в гірській породі і може бути визначений. «Скам'янілий геомагнетизм» дозволяє зіставляти відклади і з'ясовувати їхній вік.

***Ритмостратиграфічний метод*** заснований на вивченні чергування різних порід в розрізах. Визначаються набори (ритми) порід, що чергуються та їхні границі. У ритмічно побудованих розрізах виділяють ритми, за характерними особливостями яких порівнюють розрізи. Ритмічність типова для багатьох товщ (вугленосних, соленосних, флішових, стрічкових глин), тому аналіз ритмічності широко використовується для їх розчленування і кореляції.

***Загальногеологічні методи*** полягають у залученні всіх можливих методів для визначення послідовності верств та вивченні їхніх співвідношень. Головне положення, що використовується – принцип М. Стено. Залучається, головним чином, до осадових і вулканічних порід, але іноді може бути поширений і на інтрузивні утворення. З двох тіл, що контактують, молодше те, яке вплинуло (залишило слід) на інше.

## Абсолютний вік гірських порід

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

Методи абсолютної геохронології 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. Провідними методами ядерної геохронології є свинцеві, калій-аргоновий, рубідієво-стронцієвий і радіовуглецевий.

***Уран–торій–свинцевий (U–Th–Pb) метод*** найбільш надійний і добре розроблений.

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

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

***Калій–аргоновий метод (K-Ar)*** базується на накопиченні газу аргону Ar у K-вмісних мінералах за реакцією захоплення електронів калієм: $^{40}K \rightarrow {}^{40}Ca + \beta$; $^{40}K + e \rightarrow Ar$.

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 буває 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.

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

***Радіовуглецевий метод ($^{14}C$)*** дозволяє датувати деревину та її похідні (наприклад, деревне вугілля); він базується на вмісті у вуглеці деревини нестабільного ізотопу $^{14}C$. Ізотоп $^{14}C$

виникає у верхніх шарах атмосфери в результаті впливу космічного випромінювання на атом звичайного азоту ($^{14}N$), а потім у вигляді $CO_2$ асимілюється рослинами. Частка$^{14}C$ в живій рослині стабільна (і дорівнює кількості $^{14}C$ в атмосферному вуглекислому газі), а після відмирання рослини починає закономірно зменшуватися.

Період напіврозпаду $^{14}C$ – 5730 років. Цим методом можна визначати вік порід, які не старіше за 60 тис. років. Радиовуглецевий метод широко використовується при вивченні четвертинних відкладів і в археології.

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

**Контрольні запитання**

1. Принципи, що дозволяють встановити послідовність формування шаруватих товщ?
2. Яке явище лежить в основі визначення абсолютного віку?
3. У чому виражена подвійна суть геостратиграфічної шкали?
4. Які бувають стратиграфічні шкали?
5. Який основний метод визначення відносного віку гірських порід?
6. Як на геологічних картах позначається вік гірських порід?

**Рекомендована література**

*Єськов К.* (2011). Дивовижна палеонтологія. Київ: Ранок. 312.

*О.М. Іванік, А.Ш. Мєнасова, М.Д. Крочак* (2020). Загальна геологія. Навчальний посібник. 199. www.geol.univ.kiev.ua/lib/General_geology_Ivanik_Menasova_Krochak.pdf

*Лещух, Р.Й., Іваніна, А.В.* (2002). Стратиграфія. Навчально-методичний посібник. Львів: ВЦ ЛНУ. 95.

*Крочак, М., Мєнасова А.* (2011). Історична геологія з основами палеонтології. Практикум. Навчальний посібник. Київ: Київський ун-т. 223.

*Wicander, R., Monroe, J.S.* (2010, 20007). Historical Geology: Evolution of Earth and Life Through Time, Sixth Edition. Brooks/Cole, Cengage Learning. 463.

# Розділ 2. Умови утворення гірських порід. Фаціальний аналіз.

## 2.1 Загальні положення

Утворення кожної гірської породи, розселення та існування органічного життя залежить від фізико-географічних умов середовища. Отже, кожна гірська порода є результатом дії середовища, в якому вона утворювалась і об'єктивно відображає фізико-географічну обстановку часу свого утворення. Для того щоб відрізнити гірські породи або певні фізико-географічні умови, характерні для тієї чи іншої області, запроваджено термін **"фація".**

Саме слово "фація" походить від латинського **facies** (англ. face), що означає – обличчя, лице, зовнішній вигляд. Термін "фація" є одним з найбільш поширених і вживаних в геологічній практиці. Але, водночас, не існує єдиного підходу до розуміння змісту, рангу та границь фацій. Дуже часто цей термін використовується вільно, і в нього не вкладається строго визначений зміст.

Засновником терміну „фація" вважають швейцарського геолога Аманца Ґреслі (A. Gressly), який так називав різні за виглядом, але обов'язково одновікові відклади.

А. Ґреслі у 1838 ще студентом, досліджуючи Юрські гори в Швейцарії, помітив, що у відкладах кожного стратиграфічного горизонту при латеральному його простеженні можна побачити зміни петрографічного складу відкладів та органічних решток, що містяться в них. Наприклад, у вапняках присутня різноманітна фауна: корали, голкошкірі, моховатки, а в глинистих породах – тільки одноманітна фауна молюсків. Простежуючи кожний стратиграфічний горизонт по площі й фіксуючи всі зміни його складу та органічних решток, він сформулював поняття фації

як структурної частини, або "модификації" стратиграфічного горизонту, що відрізняється певними об’єктивними ознаками від суміжних одновікових частин.

Сьогодні під цим терміном в геології переважно розуміють викопні фації. Під **викопною фацією** розуміють гірські породи, які на всій площі свого поширення мають близький літологічний і палеонтологічний склад, структури та текстури, що дозволяє відновити фізико-географічні умови їх утворення. Таким чином, “фація”, у цьому розумінні – це результат дії середовища, який зафіксовано в особливостях гірської породи.

Відновлення фізико-географічних умов минулих епох проводиться на основі вивчення гірських порід, їхніх умов залягання і складу органічних решток. Узагальнюючи результати вивчення окремих порід (фацій) одного і того ж віку, ми дізнаємося про умови, що існували на давніх материках і в морях.

В основі фаціального аналізу лежить **принцип актуалізму** – зіставлення давніх осадів і органічних решток із сучасними, і за результатами їхньої подібності чи відмінності роблять висновки про умови, які існували під час їхнього утворення. Але його не можна застосовувати механічно, оскільки протягом геологічного розвитку Землі тектоніка, гідрохімія моря, атмосфера, органічне життя – все змінювалось. Тому, порівнюючи давні породи і сучасні утворення, слід враховувати цей факт і робити відповідні поправки. Ці поправки будуть тим більше, чим давніші породи ми досліджуємо.

Фаціальний аналіз складається із двох частин: літофаціального аналізу – методу реконструкції палеогеографічної обстановки за складом та структурно-текстурними особливостями осадових порід і біофациального аналізу – методу відновлення палеогеографічної обстановки за комплексом викопних решток організмів.

Основна маса осадів утворюється в морях і океанах, значно менше їх формується на суші.

**Морські відклади** формуються головним чином у межах шельфу і підніжжя материкового схилу. Набагато менша кількість осадів утворюється на схилі (через активне переміщення неущільнених осадів до підніжжя схилу) і в межах абісальних рівнин.

На характер седиментації також суттєво впливають кліматичні особливості відповідних районів: мули, наприклад, накопичуються в районах вологих тропіків. Піски є всюди, але в максимальних кількостях – в зонах помірного клімату. Гравій і галька частіше трапляються в областях низьких температур. Рифові вапняки відомі, головним чином, у тропіках, а черепашники найбільш характерні для арідних областей.

Біля підніжжя материкового схилу, імовірно, формується основна маса теригенного матеріалу. Потужність товщі осадів досягає тут 8–10 км. Крім того, порівняно багато осадів накопичується в глибоководних жолобах, де їхня потужність досягає 3 км.

**На континентах** формування осадів відбувається в обмежених масштабах. Континентальні утворення різноманітні за генезисом. Їхній вигляд значною мірою залежить від клімату. Основні області поширення континентальних відкладів: рівнини арідних і гумідних областей (часто прибережні), гірські підніжжя і міжгірські улоговини, області материкового зледеніння.

Крім континентальних і морських умов осадонакопичення, окремо виділяються райони, де формуються відклади, **перехідні** від континентальних до морських. Це дельти річок, лагуни і лимани. Тут характер седиментації істотно відрізняється і від морських, і від континентальних умов і також залежить від клімату.

## 2.2 Основні групи фацій

### Континентальні фації

Їхня класифікація заснована на генетичних ознаках. До особливостей континентальний відкладів відносять:
1) відносно нестійкі (за накопиченням часто йде розмив);
2) дуже мінливі по латералі і вертикалі);
3) генетично різноманітні але переважають уламкові і глинисті, хоча, трапляються тонкі прошарки вугілля, вапняків і солі;
4) склад уламкового матеріалу залежить від складу материнських порід в областях денудації;
5) присутні рештки прісноводної фауни, сліди коренів, псевдоморфози різних мінералів по рослинах;
6) розподіл відкладів відображає палеокліматичну зональність.

***Основні генетичні типи континентальних відкладів***

*Елювій* – продукти вивітрювання гірських порід, що залишились на місці свого утворення. Ознаками кір вивітрювання є тісний зв'язок з материнськими породами; кожній стадії розвитку відповідає формування певної зони; знизу вгору по розрізу структура кори вивітрювання зазвичай спрощується (з переважанням глинистих мінералів).

*Пролювій (відклади тимчасових потоків)* – пухкі утворення, що виникають в результаті перпенесення і відкладення продуктів вивітрювання гірських порід тимчасовими потоками. Поширені у вигляді широких шлейфів або утворюють конуси виносу біля підніжжя підвищень. Для них характерні значні потужності, груба шаруватість або її відсутність. Відклади представлені погано сортованими піскуватими глинами з уламками різних розмірів. Часто знаходяться спільно з іншими типами осадів (річковими, схиловими тощо).

При піднятті гірських ланцюгів відбувається утворення молас (з фр. – *м'якенький*) за участю пролювію, які накопичуються в міжгірських і передгірських прогинах.

*Алювій (річкові відклади)* – відклади, що формуються постійними водними потоками в річкових долинах. Поширені у вигляді смуг, але іноді розвинені на значних площах у межах

алювіальних акумулятивних рівнин. *Руслові відклади* гірських річок представлені галечником з гравієм, рівнинних – різними пісками. Для них характерна коса шаруватість і асиметричні знаки брижів. Зазвичай у пласких, подовжених гальок довга вісь орієнтована перпендикулярно до напряму течії річки, а поверхня нахилена проти течії. *Заплавні відклади* трапляються лише в долинах рівнинних річок, вони більш тонкозернисті, ніж руслові і зазвичай представлені алевритовими та алеврито-глинистими осадами. Шаруватість паралельна, іноді коса. Старичні відклади характеризуються розвитком глинистих осадів із прошарками торфу (вугілля). Потужності річкових відкладів, як правило, невеликі.

Широко представлені серед древніх відкладів, особливо у вугільних басейнах.

*Озерні (лімнічні) відклади* – відклади, що формуються на дні озер. Зазвичай мають обмежене поширення. Для них характерна паралельна, часто тонка шаруватість (стрічкова шаруватість), іноді розвивається коса шаруватість. Потужності невеликі, розташування осадів зональне. Відклади теригенні (від галечників до глин з переважанням тонких осадів), хемогенні (вапняки, доломіти, солі, залізняк, боксити і ін.) та органогенні (вапняки, горючі сланці тощо). Розвиток хемогенних і органогенних осадів пов’язаний у першу чергу з кліматичними особливостями. Типовий для озер зональний розподіл осадів схожий з розподілом останніх у мілководих морях. Проте берегові й прибережні відклади розвинені на меншій площі, перехід від прибережних осадів до глибоководних більш різкий. У солоних озерах в прибережній зоні переважають мулисті осади, по периферії розвинені найменш розчинні, у центрі – найбільш розчинні солі.

Серед древніх відкладів значно поширені – вугленосні товщі, стрічкові глини тощо.

*Болотні відклади* – утворюються при надлишковому зволоженні ділянки суші при поганому стоку води і на місці озер, що заростають. Мають обмежене поширення, невеликі

потужності й паралельну шаруватість як в озерних осадах. Специфічним є вугленосність осадів, прошарки вугілля і іноді сидеритів, відсутність пісків і галечників, відсутність зонального розташування осадів. Древні болотні відклади значно поширені у вигляді вугленосних товщ.

*Льодовикові відклади* – утворюються в результаті дії льодовика і водних потоків, які виникають під час його танення. Льодовикові відклади дуже різноманітні – морени, флювіогляціальні, лімногляціальні тощо. Характерний змішанний уламковий матеріал іноді присутнє слабке сортування. Різноманітний петрографічний склад: уламки дальнього перенесення переносу (з фірнового басейну), уламки порід, захоплені під час руху льодовика.

Досить поширені серед древніх відкладів, особливо в межах Гондвани.

*Пустельні відклади* – різноманітні за генезисом утворення (еолові, делювіальні, елювіальні, відклади такирів, іноді хемогенні) поширені на територіях з посушливим кліматом. Вони рідко зберігаються у викопному стані. До відкладів посушливих областей відносять червоноколірні верстви $PR_1$, С та Р-го віку, які дуже поширені, особливо на Східноєвропейській платформі.

## Морскі фації

Класифікація заснована на оцінці глибини морського басейну. До особливостей морських відкладів відносяться:

1) більш стійка ніж на суходолі седиментація;
2) відносно постійні температура, гідрохімічний режим тощо;
3) як правило, присутні викопні рештки;
4) витриманіші за складом та іншими ознаками ніж континентальні.

## Умови морської седиментації:

| Фації | Глибина, м | Загальна характеристика |
|---|---|---|
| Літоральна | До 30-40 | Мілководно-прибережна (припливно-відливна) |

| | | |
|---|---|---|
| | | частина моря, середня ширина 10-15 м. Характерні сильні хвилювання, періодичне осушення, багато світла, поживні речовини, аерація. Змішаний уламковий матеріал континентального і морського походження. Органічні рештки представлені власне мешканцями літоралі; рештки наземної фауни і флори; організмами, що були принесені приливом. |
| Субліторальна | 40-200 | Відповідає зоні шельфу. Характерні невеликий тиск, проникнення світла, рухливість води, які з глибиною змінюються. У верхній частині (до 70-80 м) різноманітні відклади і багатий органічний світ. В нижній частині рухливість води слабшає, умови осадонакопичення постійні, осади одноманітні, органічний світ бідніший. |
| Батіальна | 200-3000 | Відповідає материковому схилу. Характерні високий тиск, низька температура, відсутність світла. Осади знаходяться в нестійкому стані в зв'язку з виникненням зсувів і каламутних потоків. Органічний світ може бути представлений глибоководним нектоном, мулo- і трупоїдами. |
| Абісальна | >3000 | Відповідає ложу океану. Характерні високий тиск, низька постійна температура і «вічна» темрява. Органічний світ дуже бідний. Швидкості осадонакопичення низькі. |

Фаціальний аналіз морських відкладів дозволяє намітити контури морських басейнів, а також виявити біономічні зони. Особливо важливим є визначення літоралі, яка вказує на берегову лінію. Нижче наводяться характерні ознаки всіх біономічних зон сучасних морських басейнів, знання яких необхідне для відновлення аналогічних зон у викопних водоймищах.

*Характерні риси літоральних відкладів*

Теригенний відклади формуються в результаті руйнації берега і постачанню уламкового матеріалу річками.

***Галечники*** відомі вздовж берегів епіконтинентальних морів, практично, німі.

***Піски*** розвинені в зоні прибою, характеризуються косою шаруватістю, скупченням розбитих і обкатаних черепашок, зазвичай великою потужністю, відсутністю мулистих прошарків (у зв'язку з постійним перемивом матеріалу).

***Глини*** розвинені в захищених від хвилювання і прибою місцях, мають малу потужність, погано сортовані (нерідкі піщані та гравійні зерна), зазвичай бітумінозні. Трапляється глиняна галька («катуни»), а на поверхні осада – сліди крапель дощу, повзання і пересування різних, у тому числі й наземних, тварин, тріщини і багатокутники висихання.

Серед теригенних осадів можуть бути присутні зруйновані і обкатані скелетні рештки організмів.

Для літоралі характерні різні ***вапняки*** біогенного походження. Форамініферові вапняки складені раковинами великих бентосних форм. Вапняки-черепашники складаються з обробленої хвилями, часто розбитої різноманітної мушлі. Коралові, моховаткові, водоростеві вапняки формують берегові рифи на невеликих глибинах у зоні інтенсивного руху води.

Однією з біономічних ознак літоралі є присутність в осадах решток наземних форм спільно з морськими. Для цієї зони характерні берегові вали, що складаються з розбитих і обкатаних черепашок, піску, гравію і гальки, а також намивні вали, які розташовуються паралельно берегу водоймищ і містять сортовані та закономірно орієнтовані черепашки та інші рештки організмів.

Трапляються сліди життєдіяльності організмів, що мешкають на літоралі: нірки морських раків і каменеточців; червів, двостулкових молюсків, беззамкових брахіопод, сліди наземних хребетних і птахів, залишені на м'якому ґрунті під час відливу. Черепашки гастропод, що служили будиночками ракам-відлюдникам, зазвичай потерті в деяких місцях.

Органічний світ літоралі залежить від стану ґрунту і схильності берега руйнуватись під дією прибою. Скельні літоралі населені вусоногими раками, гастроподами, крабами, поліхетами, морськими їжаками, асцидіями, форамініферами, різноманітними водоростями (часто є такими, що виділяють вапно) тощо. Кнідарії, губки і моховатки притаманні нижній частині зони і беруть участь у побудові рифів. Піщані й мулисто-піщані літоралі населені значно бідніше, особливо прибійні пляжі. Тут відомі вищі ракоподібні, черви, гастроподи і двостулкові молюски. На ділянках слабкого розвитку прибою органічний світ представлений тими ж групами, але є дещо багатшим. Усюди живуть риби.

*Характерні риси субліторальних відкладів*

Теригенні відклади формуються за рахунок руйнації берегової зони; виносу уламкового матеріалу річками з континенту; за рахунок перевідкладання придонними течіями; в більш глибоководні частини уламковий матеріал поступає у завислому стані і переноситься течіями. Верхня межа субліторалі чітко визначається зміною комплексів видів. Це зона акумуляції осадів.

***Галечники*** трапляються рідко. Звичайно це скупчення нерухомої гальки з піщаним або мулистим заповнювачем.

***Піски*** поширені значно ширше, зазвичай з паралельною шаруватістю, дрібнозернисті.

***Глини*** досить поширені, мають велику потужність, паралельну шаруватість. У верхах зони вони зазвичай піскуваті, у нижній частині – вапнисті. У окремих западинах або навіть на широких площах, розташованих в занурених частинах шельфу (глибше 100 м), за відсутності донних течій накопичуються темні мули, збагачені органічною речовиною, кремнеземом і карбонатом кальцію. Для подібних відкладів характерні: наявність піриту і своєрідних викопних решток – водоростей, велика кількість планктонних і одноманітних донних тварин.

***Вапняки*** мають як біогенне, так і хемогенне походження. Коралові вапняки можуть складати крупні бар'єрні рифи у верхній частині зони. Нижче (до 50 м) – водоростево-моховаткові рифи, відомі в різних кліматичних поясах і у водах різної солоності. Рифові вапняки масивні, великої потужності, але займають невелику площу. Вапняки-черепашники формуються або з різних черепашок, принесених донними течіями, або з одноманітних у видовому відношенні черепашок, які накопичуються прижиттєвим скупченням молюсків (банки) у верхній частині зони на глибині декількох метрів.

Шаруваті вапняки утворюються на різних глибинах за рахунок накопичення уламкового карбонатного матеріалу (наприклад, навколо рифових масивів), хімічного осадження карбонатної речовини з теплих вод, насичених вуглекислим кальцієм і накопичення решток скелетних елементів організмів.

***Кременисті органогенні породи*** первинно формуються з решток організмів з кременистими скелетами. *Діатоміти, трепели й опоки* в мезозої часто формувалися на мілководді епіконтинентальних морів при накопиченні на дні кременевих оболонок діатомей (діатоміти) або мали біогенно-хемогенне й хемогенне походження (трепели, опоки).

З хемогенних порід на субліторалі можуть формуватись ***залізні осадові руди*** зі сполук заліза, що приносяться водними потоками з суходолу. Приурочені в основному, до піщано-глинистих відкладів. Мають оолітову будову, хвилеприбійні знаки, тріщини висихання, косу шаруватість. Можуть бути присутні рештки мілководних тварин і рослин, а також ***фосфорити*** (агрегат землистих, аморфних і тонкокристалічних різновидів апатиту). Трапляються у конкреціях, органогенних псевдоморфозах і пластах. В сучасних морських осадах фосфорити приурочені к тонкому придонному шару глинистих мулів у межах шельфу та прилеглої частині континентального схилу в місцях підйому

глибинних вод, збагачених $P_2O_5$ (апвелінг), а також змішування холодних та теплих течій. Викопні фосфорити накопичувалися, імовірно, в інших обстановках. Асоціації з глауконітом свідчать про їх утворення в зоні шельфу на глибинах 30-300 м в областях як гумідного і арідного клімату. Пластові фосфорити можуть утворюватися як біохімічним так і хімічним шляхом, звичайні в зонах закритого шельфу, в затоках, лагунах, протоках, конкреції – більш глибоководні утворення, що формувалися в умовах відкритого шельфу. Великі скупчення фосфоритів вказують на повільні темпи седиментації, тобто на незначний принос із суші уламкового матеріалу.

Для субліторалі характерні велика кількість викопних решток, що належать різним типам тваринного царства, порівняно добра збереженість скелетів, наявність решток різних вапняних водоростей (зелених і червоних).

Можна вважати, що літораль і субліторалі відповідають мілководній частині шельфу.

Глибоководна частина шельфу – зона від глибин 200 до 500 м. розвинена спорадично. Характерна суміш тонких теригенних і пелагічних осадків (мулів), а також збіднений склад донної фауни та її відносно глибоководний вигляд: тонкостінні мушлі молюсків і інших донних організмів, наявність в осадах черепашок зоо- і фітопланктону.

*Характерні риси батіальних і абісальних відкладів*

Батіальні осади відрізняються дрібнозернистим та пелітовим складом. Джерелом матеріалу є осадження мулистих часток, підводний вулканізм і переміщення матеріалу каламутними потоками. Для батіалі характерні різні ***мули,*** часто темного кольору, який обумовлений розсіяною органічною речовиною або піритом. В нижній частині батіалі розвинуті ***турбідити*** - відклади каламутних потоків, що накопичуються біля підніжжя континентального схилу і, імовірно, у глибоководних жолобах. Для цих відкладів типова градаційна шаруватість (чергування пачок осадів, у кожній з

яких розмір уламкового матеріалу поступово зменшується від низу до верху та повторення у розрізі цих ритмів), наявність уламків ущільнених глин і сліди підводних зсувів. Викопним аналогом турбідитів, як вважається, є ***фліш***.

Абісальні осади представлені переважно різноманітними мулами. Бентосна фауна ендемічна глибоководна, переважають, головним чином, голкошкірі, черви і членистоногі. ***Карбонатні мули*** накопичуються на глибинах 3000–4500 м і складаються з черепашок планктонних форамініфер, птеропод, коколітофорид і містять домішку глинистого матеріалу. Як відомо, розчинення карбонатів в океанах починається з глибин 4000 м, але особливо збільшується з 4500 (4700) м. Тому, глибина 4500 м вважається критичною глибиною карбонатного осадонакопичення, нижче якої формуються кременисті і полігенні осади.

***Кременисті мули*** (радіолярієві і діатомові) поширені на глибинах більше 4500 м. На цих глибинах також зустрічається ***червона глибоководна глина***, що є дуже тонким осадом з підвищеним вмістом сполук марганцю і заліза.

Вважають, що батіальні та абісальні відклади поширені серед порід різного віку відносно широко. Проте довести їх глибоководне походження досить важко. У зв'язку з цим, слід враховувати комплекс літологічних і біономічних ознак, просторове положення порід і їх співвідношення з іншими генетичними типами одновікових утворень.

## Перехідні фації

Формуються поблизу берегової лінії.

При виділенні перехідних фацій існує ряд умов для віднесення граничного континентального або басейнового комплексу до цього ряду. В цілому до перехідних комплексів можна віднести авандельтовий, лагунний, приморських озер та боліт, затоково-лиманний, мангровий, ватів, естуарій, кіс, барів, пересипів. Утруднення, що виникають при віднесенні деяких фацій до перехідного типу пояснюються невитриманістю їх поширення та важкістю фаціальної

визначеності, поганою збереженістю в древніх розрізах, і невиразним зв'язком з континентальними та басейновими комплексами.

**Відклади перехідних фацій:**

| Фації | | Джерело утворення | Умови утворення | Фауна | Характерні риси |
|---|---|---|---|---|---|
| *Басейни підвищеної солоності* | Лагуни | Осадження солей з води | Якщо випаровування перевищує приток води, при відсутності притоку прісної води | Еврігалинні організми бідного видового складу при великій кількості особин | Хемогенні осади з тонкими прошарками теригенного матеріалу |
| | Солоні озера | | Вода поступає з тимчасових потоків | Відсутня | Глинисті й алевритові мули з прошарками евапоритів |
| | | | Вода з солоних ґрунтових вод | Відсутня | Солі з прошарками теригенних порід |
| *Опріснені басейни* | | Теригенний матеріал, принесений з суші | Вологий клімат, великий приток прісної води, уособленість від відкритого моря | Одноманітна пригнічена фауна безхребетних; зрідка кістки хребетних тварин | Сірі мули, піски тонкі вуглисті, бітумінозні, піски дрібнозернисті горизонтально-шаруваті, рідко вапняки, при заболочуванні – торф, сапропель |
| *Дельтові* | Дельтова рівнина | Теригенний матеріал, принесений течіями | Вологий клімат – болота з торф'яниками; посушливий клімат – солоні озера | Рідкісні рештки наземних тварин і рослин, прісноводних безхребетних | Піски, глини, зрідка галечники з косою шаруватістю, тріщинами висихання зі слідами крапель дощу та іхнофосиліями |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Підводна частина дельти | | Помірні широти: відклади сірого і буруватого кольорів; тропічні широти: відклади яскравого, строкатого фарбування | Рідкісні залишки наземних тварин і рослин, прісноводних безхребетних та морської фауни | Піски, глини, прошарки вапняків, коса шаруватість, матеріал добре відсортовані |

## 2.3 Основи літофаціального аналізу

Літофаціальний аналіз – визначення фаціальних обстановок за текстурними і структурними особливостями порід.

Літофаціальний аналіз дозволяє відновити давню географічну обстановку шляхом вивчення гірських порід у цілому і окремих особливостей їхнього мінерального складу і будови.

Одні й ті ж типи осадів, які в процесі діагенезу перетворюються в осадові гірські породи (наприклад пісковики, глини) можуть утворюватися в різних фізико-географічних умовах. Не зважаючи на схожість літологічного складу порід, вони мають різні типи структурних, текстурних та інших ознак, за якими можна з більшою або меншою мірою достовірності визначити місце й умови накопичення осадів на земній поверхні, що сформували породи.

**Мінерали – індикатори умов осадоутворення.**

***Каолініт*** зтрапляється у тонкорозсіяному стані, утворює окремі гнізда, лінзи, прошарки землистої маси; може бути присутній в усіх теригенних відкладах. Утворюється в процесах хімічного вивітрювання гірських порід (граніти, гранодіорити, габро, гнейси тощо), що містять польові шпати і слюди в теплому і жаркому вологому кліматі. Колір білий,

жовтуватий, сіруватий. Зазвичай показник континентальних умов осадонакопичення.

***Пірит і марказит*** трапляються у вигляді кристалів, конкрецій, псевдоморфоз по органічних рештках, у тонкорозсіяному стані. Утворюються на дні морських водоймищ у застійних водах без доступу кисню, в умовах сірководневого зараження (у цьому випадку в породі відсутні рештки бентосних організмів).

***Гематит*** трапляється у вигляді кристалів, приховано кристалічних і порошкоподібних мас. Він утворює скупчення, але часто буває тонко розсіяний у кременистих, карбонатних і теригенних породах. У порошку має вишнево-червоний колір. Показник окислювального середовища.

***Сидерит*** відомий в тонкорозсіяному вигляді, у прошарках. Первинний сидерит утворюється шляхом осаджування в мілководих лагунах і морських затоках або на значних глибинах у віддаленій зоні шельфу, але завжди в застійних водах при нестачі кисню. Іноді розвинений серед болотних відкладів. Діагенетичний сидерит складає жовна та кулеподібні конкреції в глинах, сланцях, вугленосних породах та прожилки у вапняках.

***Вівіаніт*** відомий в осадових породах у вигляді ниркоподібних, землистих агрегатів, кулеподібних конкрецій, псевдоморфоз по мушлях, безбарвний, при окисленні блакитний до синьо-чорного. Утворюється в зонах окислення залізорудних родовищ озерно-болотного генезису або як продукт вивітрювання фосфатів.

***Шамозит*** утворює тонкорозсіяні маси і мікроконкреції (округлі зерна і бобовини) серед алеврито-глинистих морських осадів, збагачених залізом і органічною речовиною: глибина утворення 10–70 м у тропічній зоні.

***Глауконіт*** у вигляді мікроконкрецій та псевдоморфоз по мікрофауні утворюється в сучасних морях на деяких ділянках шельфу (глибини до 200-300 м) і материкових схилів (глибини до 1500-200 м) з високою рухливістю придонних вод, та

уповільненою седиментацією. Викопні глауконітові осади формувалися в епіконтинентальних морях на глибинах до 100-200 м. Формування глауконіту відбувалося в поверхневому шарі донних осадів за умов їх гарної аерації та збагачення органічною речовиною. Для широкого розвитку глауконіту – імовірно, був необхідний теплий і стабільний клімат, низьке положення континентів, розвиток трансгресій і кори вивітрювання. У зонах мілководдя глауконіт поступається місцем шамозиту.

## Колір породи

Забарвлення порід може залежати від кольору мінералів, що становлять основну масу породи, або від малих домішок яскраво забарвлених мінералів. Колір породи нерідко вказує на умови утворення первинного осаду.

***Білий (світло-сірий)*** колір є природним кольором багатьох мінералів, що входять до складу осадових порід: групи кремнезему, карбонатів (кальциту, доломіту), сульфатів (гіпсу) і хлоридів (галіту). Цей колір зберігається у разі відсутності кольорових домішок.

***Чорний і сірий колір*** теригенних і карбонатних порід зазвичай обумовлений присутністю органічної речовини (вуглистої, бітумінозної) і супутніх їй сульфідів заліза (міді). Типовий для відкладів області гумідного клімату.

***Зелений колір*** і його відтінки пов'язані з присутністю глауконіту, сполук закисного заліза, іноді міді. Типовий для відкладів області гумідного клімату, якщо колір не обумовлений вторинними змінами або присутністю уламків мінералів зеленого кольору (лусок, зерен або уламків таких мінералів, як хлорит, епідот, рогова обманка тощо).

***Червоний колір*** і його відтінки в теригенних і карбонатних породах пов'язаний зазвичай з присутністю тонкорозсіяних оксидів заліза (частіше безводних). Ці сполуки утворюються при вивітрюванні корінних порід з високим вмістом заліза як у зонах гумідного, так і арідного клімату. Вони накопичуються у латеритах, що формуються в умовах жаркого і вологого

клімату. Якщо відбувається транспортування оксидів заліза у вигляді уламків, колоїдів або розчинів, то червоне забарвлення осаду зазвичай виникає при накопиченні цих сполук у континентальних басейнах або в морській обстановці в різних кліматичних зонах (гумідних, арідних). Проте, ці забарвлення зберігаються, як правило, при утворенні осадів у відновній обстановці.

***Бурий і жовтий колір*** різних за складом осадових порід зумовлений розвитком водних оксидів заліза і виникає в тих же умовах, що й червоний колір. Передбачається, що первинне забарвлення осадів зазвичай буває жовтим або бурим, і лише в процесі діагенезу з'являються червоні кольори.

## Ознаки осадових гірських порід

**Текстура** – сукупність ознак, обумовлених орієнтуванням, розподілом і взаємним розташуванням складових частин породи (уламків, кристалів або органічних решток). Осадовим породам притаманні, головним чином, шаруваті текстури.

## Шаруватість порід

Шаруватість виникає в результаті перерв або будь-яких змін у процесі утворення осадів, що відображається у мінеральному складі, розмірі, ступені обкатаності уламків та іншими ознаками.

***Коса шаруватість*** характеризується розташуванням верствочок під кутом до поверхні обмеження (підошви, покрівлі) основного шару. Вона утворюється під дією повітряного або водного потоку. У річкових і подібних до них потоках коса шаруватість однонаправлена, із загальним нахилом у напрямку руху води (у дельті більша, ніж у руслі). У прибережній зоні моря - різноспрямована дрібна. Особливою неправильністю відрізняється коса шаруватість еолового типу.

***Хвиляста шаруватість*** характеризується хвилясто зігнутими поверхнями нашарування. Вона утворюється при рухах води, що періодично змінюються, головним чином, у зоні прибережного морського мілководдя вище рівня дії хвиль.

***Паралельна горизонтальна шаруватість*** характеризується близькими до площини поверхнями нашарування. Вона утворюється в майже нерухомих водах морів (озер) нижче рівня дії хвиль. Залежно від потужності шарів виділяють велику шаруватість (товщина окремих шарів до метрів), дрібну (до сантиметрів), тонку (до міліметрів).

***Нешарувата*** (однорідна) текстура утворюється у зоні спокійного морського осадонакопичення при тривалих незмінних умовах. Відсутня шаруватість і в деяких континентальних утвореннях (льодовикових, елювіальних).

**Знаки і сліди на поверхні шару**

***Багатокутники і тріщини висихання*** утворюються на суші (такири) і на плоских берегах морів (відливна зона), трапляються часто в пустельних областях. Знаки від дощових крапель і граду – на суші й у відливній зоні в областях аридного клімату (рідкісні).

***Струменисті жолобки*** виникають у припливно-відливній зоні, іноді в зоні придонних течій як сліди струменів течії.

Сліди, які залишаються водоростями, що колишуться, і плаваючими предметами (сліди волочіння) у вигляді *дугоподібних і прямих борозен,* відомі нижче зони відливу і в припливно-відпливній зоні. *Сліди від повзання і руху тварин* можуть з'являтися на суші, у припливно-відпливній зоні, на морському дні на різних глибинах.

***Хвилеподібні знаки (брижі)*** утворюються на поверхнях нашарування різного походження. Знаки брижів еолового типу – асиметричні, низькі й довгі, характерні для піщаних відкладів арідних областей. Знаки річкового типу – асиметричні, але вищі й коротші, ніж еолові, характерні для поверхонь нашарування алювіальних відкладів переважно гумідних зон. Симетричні знаки брижі на поверхні піщаних пластів з гострими гребенями й округлими западинами утворюються в морях на глибинах до 20–40 м (зрідка до 200 м) й іноді у великих озерах.

**Клімат і літологічні ознаки:**

| Клімат | Відклади |
|---|---|
| Теплий | Солі, червоноколірні породи |
| Холодний | Льодовикові відклади; сіроколірні породи; в алювії містяться продукти фізичного вивітрювання (польові шпати, рогова обманка, піроксени, амфіболи); відсутні карбонатні породи |
| Сухий | Солі, псевдоморфози по кам'яній солі і гіпсу; строкатоколірні породи; багато карбонатних порід; озалізнення і скременіння; еолові піски і брижі, такири, краплі дощу, сліди тварин |
| Вологий | Потужний алювій; озерні відклади; торф, вугілля; хімічне вивітрювання: в помірному кліматі утворюється каолін, в жаркому – латерит |

## 2.4 Основи біофаціального аналізу

Біономічний аналіз полягає у визначенні фацій на основі вивчення органічних решток і слідів життєдіяльності організмів. Для проведення такого дослідження необхідно мати уявлення про умови життя рослин і тварин, про основні фактори, що визначають їхнє поширення і розвиток. Цьому допомагають екологія і палеоекологія, що з'ясовує взаємовідносини організмів, які колись існували з навколишнім середовищем.

Встановлено, що найкращі умови для захоронення і збереження решток організмів створює водне середовище. Тому велика частина органічних решток геологічного минулого належить організмам, що жили у воді. Розселення організмів у воді визначають такі основні умови: солоність, глибина, світло, температура, газовий режим, рух води, характер ґрунту.

Біономічний аналіз дозволяє відновити за рештками викопних організмів генезис відкладів, фізико-географічні умови та їхню зміну в часі.

**Солоність басейнів** визначається кількістю грамів солі в одному літрі води і виміряється в проміле (1‰=1г/л). В наш час солоність Світового океану складає 35‰. Солоність відкритих морів наближається до цього значення. Моря

внутрішні, що глибоко вдаються в континент, відрізняються зниженим або підвищеним вмістом солі. Так, солоність Червоного моря – 41-43‰; Чорного – до 23‰ (в придонному шарі); Каспійського – до 17‰; Балтійського – до 9‰. За солоністю сучасні басейни поділяють на морські (моря нормальної солоності близької до 35‰), аномальної солоності (опріснені або підвищеної солоності) і прісноводні. У прісноводних басейнах солоність нижче 0,5‰, солонуватоводних – 0,5-15‰; з підвищеною – понад 45‰.

Солоність древніх басейнів і склад солей у них відрізнялися від сучасних, але і тоді існували моря і басейни анормальної солоності. Найбільш різноманітне і багате населення характерне для морів нормальної солоності. Зміна солоності приводить до скорочення числа видів. Так, у Середземному морі (солоність 35-38‰) число видів, що живуть у ньому, перевищує 8000, а в Азовському морі (солоність до 16‰) кількість видів скорочується в 15-20 разів. У басейнах анормальної солоності умови сприятливі для обмеженої кількості видів, однак при цьому може різко зростати їхня продуктивність. Такі басейни часто характеризуються бідністю видів і багатством особин. Зміна солоності призводить до «пригнобленого» вигляду фауни: зменшуються розміри черепашок (наприклад, *Cardium edule* у Кильскій губі має довжину 44 мм, а в Ботнічній затоці лише 18 мм), черепашки стають тоншими, спрощується їхня скульптура.

По відношенню до солоності організми поділяються на еврігалинні і стеногалінні. Еврігалинні організми витримують зміни солоності в широкому діапазоні, стеногалінні живуть у водах тільки визначеної солоності. До стеногалінних мешканців морів нормальної солоності відносяться колоніальні корали, голкошкірі, головоногі молюски, брахіоподи, трилобіти. Тільки одиничні представники названих груп могли переносити зміну солоності.

Еврігалинні групи складають бівальвії (двостулкові), гастроподи (черевоногі) молюски, моховатки, ракоподібні, черви, водорості, бактерії. Найбільш витривалі останні чотири групи. Однак деякі представники перерахованих груп не переносять зміни солоності. По органічних рештках можна визначити солоність басейну, у якому жили тварини.

**Глибина басейну** відіграє найважливішу роль. З ростом глибини зменшується освітленість, зростає тиск (через кожні 10 м глибини тиск збільшується на 105 Па), змінюється газовий режим; температура води на великих глибинах низька і практично постійна. Для життя рослин і тварин найбільш сприятливі невеликі глибини. Зі збільшенням глибини число видів і кількість біомаси значно зменшуються. За даними В. Г. Богорова, у наш час біомаса зообентосу на абісалі (глибина 5-6 км) у центральних районах океану становить 1—2 мг/м$^2$, що в 100—200 тис. раз менше, ніж на шельфі (до глибини 200 м), де зосереджено 82,6% усієї біомаси бентосу. Згідно спостережень, 65% усієї біомаси сучасного планктону знаходиться в товщі води на глибині до 500 м.

По відношенню до глибини існування виділяють еврибарні і стенобарні організми. Наприклад, глибоководні тварини при переміщенні у верхні шари води гинуть. Однак багато організмів можуть рухатися в товщі води по вертикалі (наприклад, риби, головоногі молюски). Деякі сучасні планктонні організми опускаються під час штормів у спокійні води глибин; інші не переносять світла і вдень опускаються у неосвітлені глибини.

Визначити глибину древніх басейнів надзвичайно складно, про неї можна судити тільки за рештками бентосних організмів, які залишились in situ (на місці свого прижиттєвого існування і не були перенесеними). На невеликих глибинах жили водні рослини і різноманітні рифобудівники: ціанобіонти, археоціати, строматопорати, корали. На мілководді розташовувалися брахіоподові і пелециподові банки, зарості морських лілій.

**Світло** необхідне рослинам для фотосинтезу. Найбільш освітлені верхні 10 м водної товщі. Розвиток рослинності в освітлених верхніх шарах води (до глибини 50-80 м) і на мілководді призводить до того, що тут існує найбільш багатий тваринний світ, представлений рослиноїдними формами, різноманітними хижаками, трупоїдами і мулоїдами. На глибині понад 200 м панує фактично повний морок. Проникнення сонячного світла на глибину залежить від прозорості води і широти місця. У Середземному морі білий диск, опущений у воду, видно до глибини 60 м, у Білому – до 8-9 м, в Азовському – до 3 м, а в літню пору через масовий розвиток одноклітинних водоростей видимість знижується до 10-12 см.

**Температура води** на невеликих глибинах визначається географічним положенням (широтою) місцевості, часом року, дією течій. Вода відрізняється більшою термостабільністю, ніж повітря, у неї низька теплопровідність. У басейнах існує «температурна шаруватість». Так, взимку холодні води розташовуються під льодом зверху на більш теплих, а влітку більш легкі прогріті води знаходяться вгорі.

У Світовому океані найвища температура води 36°С (у тропічній зоні), найнижча — від 0 до -2°С. Усі глибинні області океанів заповнені холодними водами.

За температурою води виділяють евритермні і стенотермні організми. Приклад стенотермних організмів - колоніальні корали, що живуть при температурі не нижче 20°С. У теплих морях карбонатні черепашки тварин більш товсті, масивні, з багатою скульптурою. Розчинність карбонату кальцію вище в холодній воді, тому осади холодних вод бідні на $CaCO_3$ і черепашки тварин, що живуть в них, тонкі, із простою скульптурою. Багатша і різноманіша у видовому відношенні фауна характерна для морів тропіків.

**Газовий режим**, тобто співвідношення вмісту кисню, вуглекислого газу і сірководню, має велике значення для водних організмів. Кисень надходить з атмосфери і виділяється фотосинтезуючими рослинами; він необхідний для нормальної

життєдіяльності організмів. Вуглекислий газ виділяється у воду організмами і надходить під час вулканічної діяльності. Він споживається фото- і хемосинтезуючими організмами і витрачається на хімічні сполуки. З підвищенням температури і солоності нормальний вміст газів, що розчинені у воді знижується. У високих концентраціях $CO_2$ отруйний, тому багато джерел, які пересичені вуглекислотою, позбавлені життя. Сірководень утворюється у водних басейнах у результаті діяльності бактерій. Для водних тварин сірководень смертельний.

**Рух води** в прибережній зоні і на морському дні відбувається по-різному. Дія хвиль, припливи і відпливи дуже впливають на мешканців прибережної зони. У них виробляються різні пристосування: міцні, товсті черепашки, здатність до всвердлювання тощо. У зоні підводних течій на скелястому ґрунті живуть тварини, що приростають, (наприклад, корали, строматопорати). Інтенсивний рух води позначається на формі їхніх колоній, будові скелетів. З'являються пласкі обтічні форми. Деякі корали стеляться по дну. У викопному стані можна зустріти таке дно древнього моря - поверхня нашарування з коралами, що стеляться, слідами свердління, «пеньками» морських лілій, брахіоподами, що приросли черевними стулками, житловими трубочками червів.

Рух води підсилює газовий обмін, створює окисне середовище, у протилежному випадку виникає відновлювальна обстановка. У застійному середовищі біля дна басейну часто розвивається сірководневе зараження; для таких умов характерне збагачення осадів органічною речовиною.

**Характер ґрунту** визначає розселення донних тварин (бентосу). Для мешкання на пухкому ґрунті у них виробляються особливі пристосування. Так, у морських лілій з'являються утворення, що нагадують корені; вільно лежачі широкі пласкі або слабо опуклі черепашки молюсків (наприклад, *Pecten*) і брахіопод, що не занурюються в ґрунт.

Для цієї ж мети служать голки в деяких морських їжаків, широкий лімб у трилобітів, а також шипи, голки, вирости на черепашках брахіопод, двостулок, гастропод. У брахіопод і двостулок, що зариваються, цілком або частково змінюються форма черепашки, її скульптура і внутрішня будова; черепашка стає довшою (*Mya, Solen, Lingula*). У пухкому ґрунті зберігаються сліди життєдіяльності мулоїдних форм.

На твердому ґрунті живуть форми, що приростають за допомогою цементу. У морських лілій потовщується основа стебла, що нагадує зрізаний конус. Багато двостулок і брахіопод утворюють щільні поселення - банки, де організми наростають один на одного; черепашки в таких скупченнях зазвичай неправильної форми. Приростають також черепашки деяких нижчих ракоподібних (*Balanus*). Корали, археоціати, строматопорати ростуть на твердому ґрунті. У твердий ґрунт всвердлюються різноманітні каменеточці. Деякі форми мають здатність присмоктуватися до твердого ґрунту (*Patella*), інші підвішуються за допомогою биссусу (*Mytilus*). Мешкання на певному ґрунті відбивається на вигляді твердих скелетних елементів, тому, вивчаючи рештки бентосних форм, отримують уявлення про характер ґрунту, на якому вони жили.

Проведення аналізу починають з визначення характеру поховань органічних решток.

При з'ясуванні типу захоронень вивчається збереженість скам'янілостей, їхнє сортування, орієнтування, а також власне комплекс органічних решток. Збереженість органічних решток порушується в процесі переносу: скелетні елементи роз'єднуються, руйнуються, обламуються, обкатуються, іноді перетворюються на дрібні уламки. При переносі вони сортуються за розміром і вагою (масою). При відсутності транспортування на місці залишаються як великі (дорослі), так і дрібні (молоді) екземпляри. У результаті переносу скелетні елементи витягнуті паралельно рухові, черепашки орієнтовані опуклою стулкою нагору тощо. На те, що рештки були перенесені указує спільне поховання залишків тварин, що

жили в різних умовах (наприклад, черепашок каменеточців разом із рештками морської фауни пухкого ґрунту або з наземними рослинами).

При проведенні палеогеографічних реконструкцій досліджується комплекс викопних організмів, знайдених в одному місці, в одному шарі (ориктоценоз). Це дає можливість відновлення палеобіоценозів, тобто суспільств давніх організмів. Завдання це край важке, але без його рішення неможливо встановити характер середовища, у якому жили ці організми. Наприклад, при аналізі морського ориктоценозу необхідно відділити бентосні, планктонні й нектонні форми, а серед бентосних слід виділити рухомі й прикріплені форми. Далі з'ясовують прижиттєве положення, ступінь руйнування скелетів, дальність їхнього можливого перенесення до моменту захоронення. Тільки після вирішення цих питань можна говорити про спосіб життя окремих організмів, умови проживання палеобіоценозу і, нарешті, фізико-географічну обстановку минулого.

Континентальні відклади розпізнаються за рештками наземних тварин, прісноводих безхребетних (двостулкових молюсків, гастропод тощо) і наземних рослин. У відкладах морського генезису містяться фосилії морських тварин і рослин (водоростей). Якщо серед них є рештки наземних рослин, то абсолютно очевидно, що останні занесені в море річками або вітром із суходолу.

Крім того, в природі нерідко трапляються товщі осадових порід, у яких відсутні викопні рештки організмів. Такі товщі називаються палеонтологічно "німими". Причинами можуть бути велика глибина накопичення осадів (батіаль), сірководневе зараження придонних вод, надмірно підвищена солоність, розчинення скелетів у процесі перетворення осадів у породу тощо. Правильність тієї або іншої відповіді має бути підтверджена даними літологічного аналізу.

**Відомості про спосіб життя і поширення деяких груп фауни:**

| Організми | Спосіб життя | Поширення | Солоність, ‰ | Температура, $^0$C |
|---|---|---|---|---|
| Ціанобіонти | Планктон і бентос | Літораль, сублітораль (до 60 м) і прісні водойми | Еврігалинні | Від -2 до +80 |
| Форамініфери | Бентос і планктон | Озера, болота, моря від шельфу до абісалі. Бентос характерний для шельфу, планктон – до «критичної границі» карбонатонакопичення | Нормальна | Теплі водойми |
| Радіолярії | Планктон | Радіолярієві мули на глибині >4км | | Теплі, рідше холодні води |
| Археоциати | Прикріплений бентос | Літораль і сублітораль (20-100 м) | | Теплі моря |
| Корали | Прикріплений бентос | В прибережній полосі морей 180-550 м (рідко до 10 км); колоніальні корали – на глибинах до 45 м | Стеногалинні | Колоніальні корали - +18.5 - +36 |
| Гастроподи | Бентос, планктон, наземні форми | Шельф, рідше абісаль, лагуни, прісні водойми, суша | Еврігалинні | В усіх кліматичних поясах |
| Двостулкові молюски | Бентос | Прісноводні, шельф, рідко великі глибини | | |
| Амоноідеї | Нектон, рідше придонний спосіб життя | PZ - літораль, T - літораль і сублітораль, J і K - до батіалі | Стеногалинні | |
| Белемніти | Нектон | Відкрите море | | |
| Трилобіти | Бентос рухливий (мулоїди, хижаки) | Літораль, сублітораль (мілководні моря) | | Теплі моря |
| Евріптеріди | Активно плаваючий, хижаки | Лагуни | Еврігалинні | В усіх кліматичних поясах |
| Остракоди | Донний спосіб життя | Прісноводні водойми, лагуни, літораль і сублітораль до 200 м | | |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Моховат-ки | Бентос прикріпл. | Прісні і морські водойми, до 500 м | | |
| Брахіопо-ди | Бентос прикріпл., рідко вільно лежачий | Літораль і субліторaль, рідко батіаль і абісаль до 5800м | Стеногалинні | Теплі моря |
| Морські їжаки | Рухливий бентос | Від літоралі до абісалі (в основному мілководдя) | | Різні широти, в основному теплі моря |
| Морські лілії | Прикріпл. бентос, зрідка вільно плавають | Мілководдя, з великі глибини, до абісалі | Нормальна солоність | |

## Аналіз загальногеологічних даних

Аналіз загальногеологічних даних є польовим методом дослідження. При його проведенні аналізуються:

1) площа поширення і потужність відкладів;
2) характер контактів з нижче- і вищезалягаючими відкладами;
3) характер співвідношення з одновіковими відкладами (латеральна мінливість) тощо.

*Схема проведення фаціального аналізу*

I. Якщо у відкладах присутні органічні рештки, то реконструкцію палеообстановок необхідно починати з біофаціального аналізу за наступним планом:

- Визначити органічні рештки (ОР).
- Визначити характер захоронення ОР: на місці існування або перенесені.
- Ступінь збереженості ОР.
- Розміри і сортування ОР.
- Просторове положення фауни (по площині нашарування, перпендикулярно до площини нашарування, взаєморозташування форм та ін.).
- За відомими умовами існування організмів реконструювати палеообстановку їхньої життєдіяльності і басейну осадонакопичення (клімат, глибина, солоність та ін.).

Далі проводиться літофаціальний аналіз.

- Характеристика гірської породи (колір, склад, зернистість, характер поверхонь нашарування, вторинні зміни тощо).
- Для уламкових порід визначити розмір уламків, їхній склад, сортування, орієнтування, ступінь обкатаности, форму, цемент та ін.
- За литологічними ознаками відновити умови формування породи в палеобасейні.

II. Зіставити результати біо- і літофациального аналізів та зробити комплексний висновок про фациальну обстановку.

**Контрольні запитання**

1. Що таке фація?
2. Які є основні групи фацій?
3. Характерні ознаки різних груп фацій.
4. Які є мінерали-індикатори умов седиментогенезу?
5. Назвати складові біономічного аналізу.
6. На що вказує колір породи?

**Рекомендована література**

*Веклич М.Ф.* (1990). Основы палеоладшафтоведения. – К.: Наукова думка. 189.

*Крашенинников Г.Ф.* (1976). Учение о фациях. – М.: Недра. 368.

*Крочак, М., Мєнасова А.* (2011). Історична геологія з основами палеонтології. Практикум. Навчальний посібник. Київ: Київський ун-т. 223.

# Розділ 3. Земля в докембрії

## 3.1 Догеологічний етап

Впродовж, приблизно перших 100 млн років Земля знаходилася в стані акреції речовини газопилової туманності. На стадії **догеологічного періоду** процеси, які проходили на планеті та всередині неї, сприяли диференціації речовини, формуванню прообразу первинної кори основного складу, утворенню рідкого зовнішнього ядра та, відповідно, появі

магнітного поля. Проте, слід зазначити, що до теперішнього часу неоднозначно тлумачиться питання послідовності диференціації речовини і причин первинного розігріву Землі на догеологічній стадії її розвитку.

Впродовж тривалого часу вважалося, що Земля, а також інші планети внутрішньої групи, на ранніх стадіях їх формування складалися з суміші залізосилікатної речовини, з якої згодом відбулось виділення залізного ядра і силікатної оболонки – мантії. В останні десятиліття набула популярності версія, згідно з якою спочатку акумулювалося тугоплавка речовина ядра, основною складовою якого є залізо, а пізніше на нього нашаровувалась відносно легкоплавка силікатна речовина. Тобто процес диференціації первинної речовини відбувався за принципом концепції ***гетерогенної акреції,*** яка, на відміну від концепції ***гомогенної*** (однорідної) ***акреції,*** допускає послідовне нарощування речовини оболонок планети. Існує також і третя концепція згідно з якою спершу акумулювалося внутрішнє ядро, а утворення зовнішнього ядра відбулося вже в процесі диференціації мантії.

З питанням диференціації первинної земної речовини тісно пов'язане і питання причин первинного розігріву Землі, яка за "небулярною" гіпотезою зародилась у холодному стані. Сьогодні можна назвати низку факторів, що спричинили розігрів планети. Це зіткнення планетаземалей, яке супроводжувалося виділенням тепла; гравітаційна диференціація при виділенні ядра; розпад радіоактивних елементів; тертя, спричинене твердими припливами, обумовленими більш близьким розташуванням Місяця до Землі в порівнянні з сучасним. Яка з цих гіпотез найближча до істини необхідно ще з'ясовувати. Загадкою залишається також і ступінь розігріву протопланети на ранніх стадіях її існування.

Земля і Місяць мають як спільні риси, так і суттєві відмінності в будові, що дало підстави для існування трьох груп припущень щодо походження Місяця:

1) сумісне утворення на етапі протопланетної хмари;

2) захоплення вже сформованого Місяця Землею;
3) утворення супутника в результаті гігантського зіткнення.

Основною, на сьогоднішній день, є третя гіпотеза. Згідно цієї гіпотези *прото*-Земля зіткнулась з небесним тілом розміри якого були близькі до розмірів Марсу (його назвали Тея). Це призвело до формування значної кількості речовини на навколоземній орбіті та збільшило швидкість обертання майбутньої Землі до одного оберту на п'ять годин. З часом в уламковому диску відбулась акреція – злипання часток, наслідком чого стало формування Місяця, який за рахунок припливної дії уповільнив швидкість обертання Землі приблизно в чотири рази.

### 3.2 Цикли тектогенезу

В геологічний історії розвитку Землі простежується певна циклічність, що дозволяє виділяти крупні етапи розвитку мобільних зон земної кори. Кожен з таких етапів, як вважається, починався з розкриття океанів, що супроводжувалось активним магматизмом і накопиченням потужних товщ осадів, а закінчувався зближенням літосферних плит (колізією), закриттям океанів та складчастістю осадових та магматичних порід, що накопичились. Згідно теорії тектоніки літосферних плит розвиток складчастих поясів Землі – це по суті еволюція басейнів з корою океанічного типу.

При цьому відбувалось чергування періодів, які характеризувались відносно спокійним станом тектонічних процесів з періодами бурхливого їх прояву. Спокійні періоди називаються еволюційними і охоплюють тривалі відрізки часу. Тектонічно неспокійні періоди називаються тектонічними або революційними, вони охоплюють значно коротший час.

Періоди інтенсивних тектонічних рухів, які охоплювали одночасно численні ділянки земної кори, називають горотворчими (орогенічними), або тектонічними циклами.

Ці цикли істотно змінювали структури земної кори та її поверхні, а також фізико-географічні умови. Ними

завершувались події тривалих відрізків часу, які відповідають кільком періодам або цілим ерам.

В докембії виділяють від 4 (основні) до 12 циклів тектогенезу, останній з яких (в межах Євразії описаний під назвою **Байкальський)** проявився, в основному, в наприкінці рифею і закінчився на межі з кембрійським періодом. У фанерозої налічується чотири основних горотворчих циклу. Кожний цикл проходив окремими тектонічними фазами, відносно зближеними в часі.

Неодноразові горотворчі процеси й епейрогенічні рухи земної кори зумовили надзвичайно велику складність й неоднорідність будови сучасних материків. Серед структур, які їх складають, виділяються складчасті системи різного віку, формування яких почалось ще в докембрії й тривало протягом усього наступного геологічного часу.

Центральні частини материків складені найдавнішими породами, що представляють собою тісно спаяні та згладжені ерозією до рівня пенепленів гірські споруди. Це докембрійські платформи – жорсткі ділянки земної кори, розвиток яких почався 4.0-3.5 млрд років тому і закінчився на початку палеозою.

### 3.3 Архейський і протерозойський еони та перші сліди життя.

| **Архейський етап** | |
|---|---|
| *Органічний світ* | Прокаріоти: бактерії, ціанобіонти, акритархи |
| *Клімат* | Склад атмосфери – вуглекислий газ (>50%), сірководень, азот, аміак тощо. Потужний парниковий ефект. Температура близько +50$^0$С. Світимість Сонця була на 18% нижче сучасної. В кінці архею – Гуронське зледеніння |
| *Загальна характеристика* | Почався 4,0 млрд. років назад. Земля на початок архею була диференційована на оболонки. Характерний потужний магматизм. Почалось утворення гідросфери і первинної атмосфери |
| *Відклади* | Представлені складно дислокованими, глибоко метаморфізованими вулканогенними і вулканогенно-осадовими товщами величезної потужності |
| *Платформи* | Древні протоплатформи – невеликі стабільні ділянки земної |

| | |
|---|---|
| | кори. В кінці архею – утворення материка Пангея-0 (?) |
| **Протерозойський етап** | |
| *Органічний світ* | Органічний світ раннього протерозою - прокаріоти: бактерії, ціанобіонти, акритархи; 2- 1.8 млрд років тому з'являються еукаріоти. Три комплекси багатоклітинних організмів – франсвільська, хайнаньська і едіакарська біоти |
| *Клімат* | На початку мезопротерозою – клімат жаркий, посушливий. Кінець неопротерозою – Лапландське зледеніння |
| *Загальна характеристика* | Почався 2,5 млрд. років назад. На початок протерозою існують континенти і мілководні епіконтинентальні моря. В атмосфері поступово збільшувалась кількість кисню, 1.9 млрд. років тому вміст кисню в атмосфері досяг величини, як мінімум 1% від сучасного (*точка Пастера*) – відбулась Киснева революція.<br>В пізньому едіакарії – обширна трансгресія |
| *Відклади* | Мають велику потужність, представлені породами різних фацій метаморфізму (за виключенням гранулітової). Серед теригенних порід переважають кварцити, серед карбонатних – доломіти. Характерні джеспіліти. На всіх континентах присутні тіліти. В мезо- і неопротерозої поширені континентальні червоноколірні товщі з обкатаними зернами і косою шаруватістю |
| *Прояви складчастості* | Всього 5 епох складчатості. В палеопротерозої – Біломорська, Ранньокарельська складчастості, яка завершується в кінці палеопротерозою (~1.8 млрд р. тому). В мезопротерозої – гренвільська (~1.3-0.9 млрд р. тому). В неопротерозої почалась байкальська складчастість (850-550 млн р. тому); пов'язана з утворенням складчастих структур в областях, що прилягають до Сибірської платформи |
| *Платформи* | Дві основні – Лавразійська і Гондванська |
| *Основні корисні копалини* | Залізо –Україна (Кривий Ріг), Бразилія, Індія, Австралія, США, РФ. Золото, уран – РФ, ПАР, Канада. Мідь, нікель, кобальт, платина – Канада, ПАР, Зімбабве. Хроміти – Південна Африка. Марганець – Україна, ПАР, Індія. |

Найдревніші з відомих мінералів мають вік 4,2 млрд років, а вік найдавніших порід, в яких було знайдено вуглець *свідомо органічного походження* (вуглець, який будь-коли брав участь в реакціях фотосинтезу, незворотно змінює співвідношення ізотопів $^{12}C$ і $^{13}C$) складає 3,8 млрд років. Крім того, формація Ісуа в Гренландії, де був виявлений цей графітизований

органічний вуглець, складена *найдавнішими на Землі осадовими породами*. Таким чином, перші достовірні сліди *життя* з'являються на Землі *одночасно* з першими достовірними слідами *води*. А оскільки викопні рештки можуть зберігатися тільки в осадових породах (за дуже рідкими виключеннями, на кшталт захоронень під товщею вулканічного попелу), то можна зробити висновок, що: достовірні сліди життя відомі в геологічному літописі Землі з моменту, коли виникає *принципова можливість* їх фіксації.

Те, що фотоавтотрофи існують з давніших часів, підтверджується й тим, що в породах, вік яких 3,1 млрд років містяться рештки хлорофілу, до того ж, діяльність фотоавтотрофів прослідковується по одному з її *побічних* продуктів, а саме – кисню.

Відомо, що кисень не міг виділятись шляхом дегазації магми і тому він був відсутній у первинній атмосфері Землі. Про це свідчить наявність в давніших, головним чином катархейських, породах таких мінералів як графіт (C), лазурит ($Na_2S$) тощо, що легко окислюються, але не є окисленими (незважаючи на перебування на земній поверхні). Невелика кількість кисню утворювалась в результаті ***фотодисоціації*** молекул води під дією жорсткого ультрафіолетового випромінювання, але він повністю витрачався на окислення аміаку, закису вуглецю, метану та сірководню, які постійно виділялися вулканами. Однак, починаючи з певного моменту, в океанах почали утворюватися так звані ***строкаті залізні руди (джеспеліти)***, які представляють собою чергування бідних та збагачених оксидами заліза прошарків. Вони формуються, коли двовалентне (FO) залізо, яке утворилось в результаті вулканічної діяльності та розчинене в морській воді, реагує в поверхневих шарах океану з молекулярним киснем, окислюється до тривалентного ($Fe_2O_3$) і випадає у вигляді нерозчинного осаду на дно. Таким чином, початок утворення руд цього типу (що складаються головним чином з гематиту $Fe_2O_3$ та магнетиту $FeOFe_2O_3$) означає появу на Землі

достатньо потужного джерела молекулярного кисню, і цим джерелом можуть бути тільки фотосинтезуючі організми. Вперше джеспеліти з′являються все в тій же формації Ісуа; і це може служити незалежним підтвердженням того, що вуглецева речовина, яка в ній міститься насправді належала фотосинтетикам.

Джерело кисню виникло, але наступні півтора мільярда років атмосфера лишається анаеробною: про це свідчить наявність у відповідних конгломератах піриту ($FeS_2$) й ряду інших мінералів, які є термодинамічно нестійкими у присутності кисню. Часто вони представляють собою гальку с чіткими слідами обробки її течією – це, до речі, перше свідчення існування на Землі прісних вод. Але текучі води не можуть не бути добре *аерованими*, і те, що така легко окислювана речовина, як пірит, лишилась неокисленою, свідчить про практично *безкисневу атмосферу*. Спільноти фотоавтотрофів формують в цей час своєрідні ***кисневі оази*** (термін П. Клауда) в безкисневій пустелі; їх потужностей вистачає тільки на утворення окисних обстановок (і осадження заліза в окисній формі) лише в своєму безпосередньому оточенні.

Ситуація докорінно помінялась близько 2 млрд років тому назад, коли процес гравітаційної диференціації надр призвів до того, що більша частина заліза перейшла в ядро планети, й кількість розчиненого в морській воді закисного заліза не могла вже поповнюватись, тому осадження заліза у вигляді нерозчинних сполук припиняється; саме в цей час виникли всі найкрупніші родовища заліза, такі, як Криворізьке родовище, родовище Курської магнітної аномалії тощо. В подальшому руди цього типу вже не утворювались (за виключенням дуже короткого епізоду наприкінці докембрію). Кисень, якій раніше повністю витрачався на цей процес, почав тепер потроху насичувати атмосферу; з цього часу піритові конгломерати зникли, і на місце донно-морських залізних руд прийшли

***теригенні*** (тобто наземного походження) ***червоноколірні*** – процес окислення заліза починається і на суші.

В цей же час (1.9 млрд років) в канадській формації Ганфлінт вперше з'являються зірчасті утворення повністю ідентичні тим, що утворює зараз облігатно-аеробна бактерія *Metallogenium*, яка осаджує марганець. Без кисню осадження Fe і Mn не відбувається і металеві кристали у вигляді характерних «павучків» виникають тільки в дуже окислювальній обстановці.

Це має означати, що в той момент вміст кисню в атмосфері вже досяг величини як мінімум 1% від сучасного (точка Пастера). Саме з цієї порогової концентрації стає "економічно виправданим" налагодження процесу *кисневого дихання*, в ході якого з кожної молекули глюкози можна буде отримувати 38 енергетичних одиниць (молекул АТФ) замість двох, які утворюються при безкисневому *бродінні*. З іншого боку, в атмосфері починає виникати озоновий шар, який став на перешкоді згубному ультрафіолету, що призвело до колосального розширення спектра придатних для життя місць. Приблизно к середині протерозою (1,7-1,8 млрд років тому) "киснева революція" в цілому завершується і Світ *стає аеробним*. Втім, для істот, які складали біосферу тих часів, цей стало незворотним отруєнням киснем атмосфери планети. Зміна анаеробних умов на аеробні не могла не викликати катастрофічних змін в структурі екосистем того часу, і в дійсності "киснева революція" була нічим іншим, як ***першою*** в історії Землі глобальною ***екологічною кризою***.

В усіх попередніх побудовах йшлося про *геохімічні наслідки* тих процесів, що відбувалися на Землі при участі живих істот. Але, яких саме? Чи можем ми їх «побачити» і дослідити? З′ясовується – так. В останні десятиріччя були розроблені спеціальні методи обробки осадових гірських порід, які дозволяють виділяти з них *клітинні оболонки*, а в деяких випадках навіть отримувати і інформацію про внутрішню будову клітин. На сьогоднішній день в

докембрійських породах знайдено велику кількість одноклітинних організмів; найдревніші – в місцезнаходженнях Варравуна (Австралія) – 3,5 и Онфервахт (Південна Африка) – 3,4 млрд років. Це виявились декілька видів *ціанобактерій* (*"синьо-зелених водоростей"),* які нічим особливим не відрізняються від сучасних.

Таким чином, в ранньому докембрії існував особливий світ, сформований прокаріотними організмами – бактеріями и ціанобактеріями. (Поділ живих істот на ***прокаріоти*** та ***еукаріоти***, заснований на наявності або відсутності в їхніх клітинах уособленого ядра, нині вважають більш фундаментальним, ніж, наприклад, поділ на "тварин" і "рослин"). Найважливішою відміною прокаріот є те, що серед них *невідомі багатоклітинні організми*.

Є ***нитчасті*** та ***пальмеллоїдні***[3] форми ціанобактерій, однак рівень інтеграції клітин в цих структурах – це рівень колонії, а не організму. Виходячи з досить тривалого існування цих організмів (три с половиною мільярда років), вчені припускають, що з якихось причин на прокаріотному рівні *багатоклітинність не виникає в принципі*. Можливо через відсутність в них центріолей і мітотичного веретена, без якого неможливе точне орієнтування у просторі клітини, що ділиться; можливо – через властивості їхніх клітинних оболонок, які перешкоджають міжклітинним взаємодіям тощо. Тому, шлях підвищення рівня організації через багатоклітинність у прокаріот відсутній. Тому, вони розвивались іншим шляхом.

Характерною особливістю докембрійських осадових товщ є ***строматоліти*** (грецькою – "кам'яна ковдра"). Це тонкошаруваті колони або горбочки, які складаються головним чином із карбонату кальцію. Ці структури відомі з середини

---

[3] *Пальмелоїдна структура* виражається в утворенні водоростями достатньо великих, зазвичай прикріплених до субстрату, слизових тіл, які містять всередині численні клітини; клітини об'єднані в слизу суто механічно і плазматичних зв'язків не мають.

XIX ст., однак їх походження лишалося не зрозумілим, доки в тридцяті роки минулого сторіччя, було зроблене одне з найвидатніших відкриттів в області класичної біології. На літоралі затоки Шарк-Бей (західна Австралія) і на атлантичному узбережжі Багамських островів були знайдені невеличкі невідомі раніше рифові побудови – вапнякові “діжечки” з пласкими верхівками діаметром 1 – 1,5 м та шаруваті кірки, розташовані нижче рівня відпливу; після дослідження все це виявилось *сучасними строматолітами*. З′ясувалось, що строматоліт утворюється в результаті життєдіяльності абсолютно ні на що не схожої прокаріотної спільноти, яку зараз називають *ціанобактеріальним матом*. Мати існують в багатьох районах світу, головним чином – в таких ***гіпергалінних*** (пересолених) лагунах, як Сиваш, але справжні строматоліти, такі як в Шарк-Бей та на Багамській мілині, вони утворюють рідко (рис.2).

**Рис.2. Строматоліти. Зліва – зріз викопного; справа - сучасні (**з сайту https://geoecograph.blogspot.com/2014/06/Stromatolity-sledy-drevnejshih-ekosistem.html**)**

Мат, розташований на поверхні строматоліту, якій він створює, представляє собою щільну багатошарову “ковдру” загальною товщиною до 2 см; основу його складають нитчасті або пальмелоїдні ціанобактерії, однак крім них у формуванні спільноти бере участь велика кількість найрізноманітніших мікроорганізмів. Всередині мата легко виділяють 3 функціонально дискретних шари:

1. Тонка (менше 1 мм) ***підкладка***; в ній автотрофами є бактерії, які здійснюють ***безкисневий фотосинтез*** (при якому джерелом водню є не вода, а інші речовини, наприклад, сірководень; тоді виділяється не молекулярний кисень, а сірка. Гетеротрофами тут є ***факультативні аероби***, які можуть використовувати кисень, але в його відсутності здатні задовольняти свої потреби в енергії не диханням а бродінням.
2. Верхній шар – ***поверхня росту*** (1 - 1,5 мм), в якому є автотрофи, що продукують кисень – ціанобактерії-фотосинтетики, й гетеротрофи – ***облігатно-аеробні*** (неспроможні жити у відсутності кисню) бактерії.
3. В двох верхніх шарах ідуть процеси фотосинтезу і вони в сукупності називаються ***фотичною зоною мата***; нижче лежить товста ***безкиснева зона***, в якій процвітають різноманітні ***анаероби***: для них молекулярний кисень не потрібен або є отрутою.

На поверхню мата, що мешкає на мілководді постійно випадають часточки осаду (зазвичай – кристали карбонату кальцію), які затемнюють ділянки фотичної зони і, як наслідок, погіршуються умови для процесу фотосинтезу, що в ній відбуваються. І, по мірі того, як інтенсивність світла падає, бактерії мігрують вгору крізь шар осаду, який накопичується, утворюючи вище нього нову поверхню росту. Ця міграція йде у різний спосіб: нитчасті форми мають властивість до ковзаючого руху крізь осадок, пальмелоїдні – до прискореного нарощування верхніх частин колонії і т. п.

Осади, які таким чином опиняються всередині безкисневої зони мата, структуруються і шар за шаром нарощують поверхню строматоліту; виміри показали, що сучасні строматоліти прирощуються зі швидкістю близько 0,3 мм/рік. Кожен шар в свою чергу складається з пари шарів – світлого та темного, які побудовані, відповідно, з більш дрібних та більш крупних кристалів карбонату кальцію; великі кристали утворюються в той сезон року, коли процес осадження йде

швидше. Слід підкреслити, що *речовина, з якої побудований строматоліт, матом не утворюється; останній лише структурує природне осадонакопичення*. Строматоліти частіше всього складаються з карбонату кальцію лише тому, що карбонатний тип осадонакопичення в морі є найбільш поширеним, однак в інших гідрохімічних умовах формуються строматоліти фосфатні, кременисті, залізисті тощо.

Крім строматолітів, сліди життєдіяльності мікробних спільнот представлені ще і ***онколітами*** – більш-менш сферичними утвореннями, в яких вапнякові шари розташовані не лінійно (як в строматоліті), а формують концентричну структуру. Вважається, що онколіти створювались особливими прокаріотними спільнотами, які мали вигляд куль, що плавали у воді, їхня оболонка представляла собою мат, осади відкладались тільки всередину цього "батискафа"; гази, що виділялись при метаболізмі, і не були спроможними залишити замкнену порожнину надавали колонії плавучості.

Крім бентосних прокаріотних екосистем, представлених матами, існували і планктонні, які були представлені сферичними одноклітинними водоростями – *акритархами*[4] і кулеподібними колоніями, які нагадують сучасний *Volvox*. Перші планктонні організми з'являються в палеонтологічному літописі 3,5 млрд років назад – одночасно зі строматолітами.

І саме в планктонних екосистемах в середині протерозою (близько 1,9 – 2 млрд років тому) у складі фітопланктону з'являються такі акритархи, яких вважають *першими на Землі еукаріотами*.

Цей висновок спочатку базувався на розмірі клітин (вони перевищують 60 мкм, тоді як практично всі відомі прокаріоти зі сферичними клітинами дрібніші 10 мкм). Крім того, в одному з австралійських нафтових родовищ (з віком порід 1,7

---

[4] Назва "акритархи" не відповідає будь-якій *таксономічній* групі водоростей (такій, як наприклад діатомові і т. п.); це *збірна назва* для мікроорганізмів зі стійкою, але немінералізованою оболонкою.

млрд років) були виявлені ***стероли*** – речовини, які синтезуються тільки клітинними ядрами.

Цікаво, що з відкладів приблизно такого ж віку (2.2-2.1 млрд років) зовсім недавно (в 2014 році) було описано так звану Франсвільську біоту, знайдену в чорних сланцях Габону. Представлена вона численними й різноманітними відбитками в породах гирлових і мілководно-морських фацій. Деякі з цих відбитків можна інтерпретувати як бактеріальні спільноти. Схожі відбитки з'являються тільки у едіакарії, тобто на 1.5 млрд років пізніше.

Найвідоміші габоніонти (досягають 12 см в діаметрі) представляють собою «капелюшки» – відбитки зі сферичним стовщенням в центрі й широкими «полями», а також «черви». Останні відомі тільки за слідами руху, які вони залишили. На сьогодні, найбільш імовірною здається версія, згідно з якою і «капелюшки», і «черви» - це одні й ті ж організми, причому, скоріш за все, колоніальні. Франсвільські відбитки дуже схожі на сучасних одноклітинних слизовиків (це група, представники якої в сучасній систематиці відносяться до різних таксонів найпростіших), котрі у випадку дефіциту їжі об'єднуються в червеподібну колону і разом (при такій побудові спротив середовища і витрати енергії на рух знижуються в 1000 разів) мігрують. У випадку, коли міграція не приводить колону в область, багату їжею, слизовики вибудовуються в «гриб» – той самий «капелюшок», і розсіюються спорами.

Ще одне свідчення появи багатоклітинних організмів припадає на кінець неопротерозою. У 1986 році майже одночасно в Китаї (біля містечка Хайнань в провінції Аньхой) і в Росії, на Тиманському кряжи у докембрійських відкладах з віком 840-740 млн років було відкрито багату фауну макроскопічних безскелетних тварин. Її, за традицією, назвали хайнаньською біотою. Вивчена вона поки що недостатньо. Відомо лише, що організми, які її складають, мають малі розміри і є червоподібними, причому іноді здаються членистими. Багато з них будують з органіки сегментовані

трубки келихоподібної форми. Судячи з усього, хайнаньська біота не може вважатись ані нащадковою по відношенню до франсвільської, ані предковою для більш пізньої едіакарської. Це, однак, не значить, що всі представники хайнаньської біоти мусили вимерти до едіакарської "спроби"; можливо, саме цим червоподібним формам належить частина слідів життєдіяльності у едіакарських відкладах.

А в 1947 році Р. Спрігом в Південній Австралії була знайдена і описана багата фауна дивних безскелетних організмів – найвідоміша й наймолодша з докембрійських багатоклітинних спільнот, яка отримала назву едіакарської. Ця подія вважається одним з найвидатніших відкриттів за всю історію палеонтології. Пізніше цю фауну знайшли ще в багатьох районах світу (Намібія, Ньюфаунленд, Сибір тощо), а також у запасниках Британського Королівського музею; крім того, з'ясувалось, що знахідки цих відбитків відомі і в Україні, але довгий час вважалось що вони мають неорганічну природу.

Представники вендської (едіакарської) біоти могли досягати великих розмірів – до 1.5 м, не мали кінцівок, очей, внутрішніх органів і мінерального скелету.

Крім того, вендським двосторонньо-симетричним організмам притаманний план будови, який відрізняється від такого у переважаючої більшості фанерозойських форм: праві й ліві половинки „сегментів" дещо зміщені один відносно одного приблизно так, як в застібнутій блискавці. Те, що спочатку розглядалось як постмортальні деформації м'якого тіла, при пильнішому дослідженні виявилося зовсім особливим типом симетрії, який в математиці називається „симетрією ковзного відображення", і серед сучасних тварин трапляється вкрай рідко.

Ще одна цікава обставина – у едіакарських організмів збільшення розмірів тіла під час індивідуального розвитку тварини досягається за рахунок ізометричного росту, коли всі пропорції тіла лишаються незмінними (як у разі простого збільшення зображення). Натомість, всі багатоклітинні,

включаючи найбільш примітивних, таких, наприклад, як кнідарії і черви, збільшують свої розміри не ізометрично, а алометрично з закономірною зміною пропорцій тіла (наприклад, у людини “зародок-дитина-дорослий”, де абсолютний розмір голови збільшується, а відносний – зменшується).

Цікаво, що серед тисяч відомих відбитків немає жодного зі слідами укусів або ушкоджень. Тому вендську біоту часто називають “Садом Едіакари” за подібністю з райським садом, де всі жили мирно й ніхто ні на кого не полював. Але, ця ситуація проіснувала недовго, і на початку кембрію едіакарські організми вимирають.

### 3.4 Імовірні причини вимирання Едіакарської (Вендської) біоти

В складі докембрійського зоопланктону в другій половині едіакарію з'являються (хоча й не зберігаються в палеонтологічному літописі внаслідок відсутності скелету) достатньо ефективні фільтратори, які стали формувати фекальні пелети, окремі знахідки яких відомі і у осадових верствах верхнього едіакарію, і з більш древніх відкладів протерозою. (Вивчаючи морські течії океанологи з´ясували, що в водах Світового океану відсутній пил, що є результатом діяльності планктонних ракоподібних: вони дуже швидко відфільтровують воду, пакують відпрацьовану органіку в компактні пакуночки, які формує їхній травний тракт – фекальні пелети, і відправляють на дно).

Ця, на перший погляд, не дуже значуща подія призводить до того, що в результаті органіка разом з неорганічними частками починала потрапляти на дно водойм і там накопичується. А це, в свою чергу, стало тригером низки екосистемних перебудов (в тому числі, можливо, і однією з причин появи твердого скелету), зокрема призвела до принципово іншої організації всієї водної маси, непрямим доказом чого служить велика кількість іхнофосилій серед відкладів верхнього едіакарію. До цього часу дисперсна

органіка, що потрапляла з дуже вузької фотичної зони, була причиною аноксії придонних шарів. А в результаті її концентрації у вигляді фекальних пелет мутність води зменшилась, фотична зона значною мірою розширилась, а продуктивність екосистем різко збільшилась. Також, розширення епіталаси (верхнього шару води з різко вираженими сезонними коливаннями температури) призвело до руйнації жорсткої температурної стратифікації води і певного збагачення киснем нижніх шарів. Фекальні пелети у вигляді «пакунків» стають цінним харчовим ресурсом, а кількість кисню (який перестає витрачатись на окислення цієї органіки) в придонних шарах зростає до рівня, який дозволяє існування макроскопічної фауни на поверхні і в глибині осаду, і яка в подальшому починає очищувати воду від органічної і мінеральної муті. Іхнофауни стає все більше і внаслідок її діяльності відбувається поступова руйнація і значною мірою знищення мікробних матів, які були основою життя єдіакарських організмів.

**Контрольні запитання**

1. Які існують погляди на диференціацію первинної речовини *прото*-Землі?
2. Що таке цикли тектогенезу?
3. Геохімічні сліди життя в породах докембрію.
4. Які біоти багатоклітинних існували в докембрії?
5. Наслідком дії яких організмів є строматоліти?
6. Коли і внаслідок чого сталась Киснева революція?

**Рекомендована література**

Мала гірнича енциклопедія. (2013). За ред. *Білецького В.С.* Д.: СВД. Т. 3. 644.

*Паранько І.С., Сіворонов А.О., Євтєхов В.Д.* (2003). Загальна геологія. – Кривий Ріг: Мінерал. 464.

*Benton, M. J., Harper, D. A. T.* (2020). Introduction to Paleobiology and the Fossil Record, 2nd Ed. Wiley-Blackwell. 656.

*El Albani, Abderrazak et al*. (2014). The 2.1 Ga Old Francevillian Biota: Biogenicity, Taphonomy and Biodiversity. PLoS ONE. 9(6): e99438.
*Evans, C.D., Tu, Ch., Rizzo, A., et al.* (2022). Environmental drivers of the first major animal extinction across the Ediacaran White Sea-Nama transition. PNAS. 119 (46) e2207475119.
*Runnegar, B.* (1982). Oxigen requirements, biology and phylogenetic significance of the late Precambrian worm Dickinsonia, and the evolution of the burrowing habit. Alcheringa. 6. 223-239.
*Sprigg R. C.* (1950). Early Cambrian "jellyfishes" of Ediacara, South Australia and Mount John. Kimberley District, Western Australia. Trans. Roy. Soc. S. Austral. 73. 72-99.
*Wicander, R., Monroe, J.S.* (2010, 20007). Historical Geology: Evolution of Earth and Life Through Time, Sixth Edition. Brooks/Cole, Cengage Learning. 463.
*Wisdom, J., Tian, Z.* (2015). Early evolution of the Earth-Moon system with a fash-spinning Earth. Ikarus. V.256. 138-146.

## Розділ 4. Палеозойська історія розвитку Землі

З палеозойської ери починається новий великий еон в історії Землі – фанерозой (***PH*** – час явного життя), що об'єднує палеозойську, мезозойську і кайнозойську ери. Назва «палеозойська серія» була вперше запропонована А. Седжвіком в 1838 році.

Палеозойська ера – найбільш тривала ера фанерозоя; вона продовжувалась близько 290 млн років, почалась 541 млн років тому, а закінчилась 252 млн років тому. Поділяється на шість періодів: кембрій, ордовик, силур, девон, карбон, перм. Протягом палеозойської ери відбулось дві епохи складчастості: каледонська і герцинська, декілька масових вимирань і глобальних зледенінь.

До ключових подій палеозойської ери можна віднести кембрійський вибух, бурхливий розвиток морських організмів, появу судинних рослин, вихід життя на суходол.

Як вважається, на початку палеозойської ери у Південній півкулі існував материк Гондвана, у північній півкулі у другій

половині палеозою –материк Ангарида. В кінці палеозою всі платформи були спаяні в єдиний континент Пангею.

## Кембрійський період (система)

Кембрійський період перший період палеозойської ери. Почався за новітніми даними 541 млн років тому, а закінчився 488 млн років, мав тривалість 53 млн років.

Кембрійська система була описана видатним англійським геологом Адамом Седжвіком в 1835 році в Уельсі, ним же був запропонований поділ системи на три відділи. Назва дана від давньої назви Уельсу – *Cambria.*

| **Кембрійський період** | |
|---|---|
| *Органічний світ* | Поява скелетної фауни, перші представники якої мали дуже дрібні розміри (до 5 мм). Протягом кембрію з'являються губки, археоціати, табулятоідеї, членистоногі (трилобіти, остракоди), аномалокаріди, молюски, брахіоподи, голкошкірі, граптоліти, конодонти. Флора – червоні і зелені водорості, акритархи. |
| *Клімат* | В цілому жаркий, в окремих регіонах вологий, близький до тропічного (південь Сибіру і Англії), в інших посушливий (Сибір, Соляний кряж).<br>Вміст в атмосфері: $O_2$ - 12,5%;<br>$CO_2$ – 4500 ppm (*parts per million* - 0,0045%); |

| | |
|---|---|
| | середньорічна температура повітря – 21ºС.<br>Рівень моря на 30-90 м вище сучасного, t води > ~25º С. |
| *Загальна характеристика* | В ранньому кембрії почалась ранньопалеозойська трансгресія, яка особливо широко проявилася на північних платформах. В межах Гондвани моря були лише на окраїнах, затримувались тут відносно недовго і займали невеликі площі. |
| *Відклади* | Розвинені осадові, вулканогенні і соленосні утворення, переважають морські відклади – хемогенні вапняки і доломіти; органогенні – археоціатові і водоростеві вапняки. |
| *Прояви складчатості* | В середині кембрійського періоду починаються перші прояви каледонської складчатості, відомі під назвою салаїрських. Складчастість супроводжувалась інтенсивним магматизмом. |
| *Континенти* | Лаврентія, Сибір, Балтіка, Гондвана |
| *Основні корисні копалини* | Нафта – РФ, Алжир, страни Балтії; кам'яна сіль -Сибір, Індія; фосфорити – центральна Азія, В'єтнам, Китай |

В результаті фітопланктонної кризи різноманіття живих організмів в кінці едіакарію падає до рекордно низького рівня і на початку кембрійського періоду прокаріотна (в переважаючий більшості) докембрійська біосфера змінюється сучасною, фанерозойською.

В кембрійських відкладах (віком 540 млн р.) практично одночасно з'являються викопні представники майже всіх основних таксонів (їх склад на рівні типів з того часу принципово не змінювався), які вже мають мінеральні скелети і це стосується не тільки тварин, а і водоростей. Ця подія в літературі називається «кембрійською скелетною революцією» і причина її достовірно не встановлена. Найпоширеніша думка пов'язує це явище зі збільшенням кількості вільного кисню в атмосфері, внаслідок захоронення величезних об'ємів неокисленої органіки в так званих «водоростевих болотах», що прийшли на зміну ціанобактеріальним матам. При цьому, аналіз викопної фауни зі сланців Бьорджес говорить про те, що безскелетних організмів у кембрії було навіть більше, ніж у венді. Треба зауважити, що світ перших скелетних організмів, що сформувався на початку кембрію, був дуже своєрідним і в

«чистому вигляді» проіснував лише до середини цього періоду, хоча окремі його представники дожили до середини ордовику.

Вельми характерні для цієї фауни, зокрема, *лобоподи* (рис. 3) які в кембрії були макроорганізмами, а нині ця група

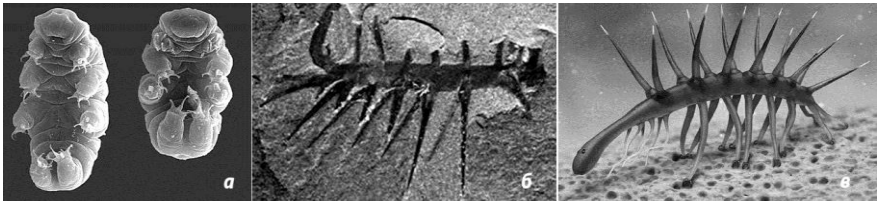



**Рис. 3. Лобоподи: а – сучасні тихоходки (оксамитові черви); б – галюциногенія (р. *Hallucigenia*), відбиток; в – реконструкція (*з сайту* https://burgess-shale.rom.on.ca/fossils/hallucigenia-sparsa/)**

представлена мікроскопічними тихоходками (оксамитовими червами), які сьогодні мешкають в підстилці вологих тропічних лісів і які, можливо дали початок членистоногим); імовірно, саме до них належать багато загадкових кембрійських організмів, наприклад, ***галюциногенія***.

Основою тогочасних екосистем були водорості, які будували невеличкі вапнякові споруди – біогерми; вкрай цікава (і, як вважалось, вимерла) група організмів – археоціати і, з другої половини періоду – губки (докладний опис типів Archaeocyatha і Spongia див. в розділі 7).

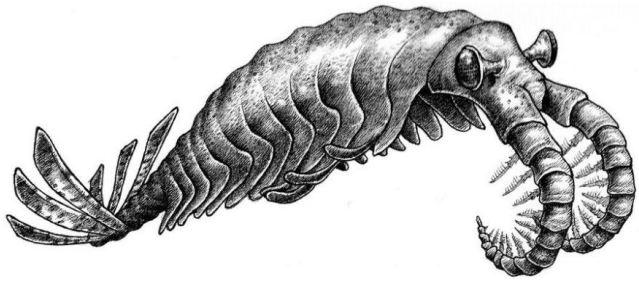


**Рис. 4. Аномалокарис (реконструкція). З сайту https://extinctworld.in.ua/anomalocaris/**

К середині кембрію продуктивність і біологічне різноманіття фауни досягають такого рівня, що зумовлює

виникнення у екосистемах спеціалізованих хижаків-макрофагів. Найбільшим їх представником був ***аномалокаріс***, (рис. 4) що в перекладі означає «незвичайна креветка»; крім того, багато дослідників вважають, що хижаками були і перші трилобіти, які пізніше перейшли до детритофагії.

І, незабаром ряди хижаків поповнюються представниками молюсків: наприкінці кембрію головоногі (малорухливі форми, споріднені з сучасним ***наутілусом***, але з незакрученою конічною черепашкою – так звані прямі головоногі) починають панувати в придонних шарах тогочасних морів приблизно до середини силуру, тоді як хижі представники членистоногих з часом займають в екосистемах підпорядковане положення.

## Ордовицький період (система)

Вперше назва “ордовицька система” з’являється в 1879 р. у роботі Ч. Лепворта, присвяченій розчленуванню нижнього палеозою. До цієї роботи, ордовицькі відклади розглядались в складі силурійської системи і вважались її нижнім відділом. Довгий час геологи ділили силур на два відділи: нижній – ордовик і верхній – готландій (по назві о-ва Готланд в Балтійському морі). Питання про самостійність ордовицької

системи остаточно було вирішене в 1960 році на XXI-у Міжнародному геологічному конгресі в м. Копенгагені.

Стратотиповий розріз розташований в графстві Уельс. Назва дана на честь кельтського племені ордовиків, яке там колись мешкало. Почався ордовицький період за новітніми даними 488 млн років тому, а закінчився 444 млн років, мав протяжність 44 млн років.

| **Ордовицький період** | |
|---|---|
| *Органічний світ* | Бурхливий розвиток організмів з карбонатним скелетом (число родів і видів у порівнянні з кембрієм збільшилось втричі за короткий проміжок часу); в кінці ордовику зледеніння викликало одне з найбільших масових вимирань фанерозою. |
| *Клімат* | Теплий, тропічний; в кінці – сильне похолодання.<br>Вміст в атмосфері $O_2$ -16-18%, $CO_2$ – 4200 ppm;<br>середньорічна температура -16ºС.<br>Рівень моря близько 180 м, вище сучасного на початку ордовика, 220 м в середині, 140 м в кінці періоду |
| *Загальна характеристика* | Відбулась одна з найбільших в історії палеозою трансгресій на всіх платформах за виключенням Гондвани. Більша частина континентів була залита морем. Континенти рухались в бік екватора, назустріч один одному; Лаврентія зближується з Балтикою. |
| *Відклади* | Широко розвинені карбонатні і теригенні морські осади і вулканогенні породи; відбувалось у великій кількості накопичення органічної речовини |
| *Прояви складчатості* | Продовжується каледонська складчатість, в кінці періоду проявилась її таконська фаза. |
| *Континенти* | Лаврентія, Сибірия, Балтика, Гондвана |
| *Основні корисні копалини* | Нафта – США; горючі сланці США, країни Балтії; оолітові залізні руди - Канада; фосфорити – країни Балтії; мідь, кобальт – Норвегія. |

В другій половині ордовику починається так звана велика ордовицька біодиверсифікація (*great Ordovician biodiversification event, GOBE*) – сплеск біорізноманіття, в результаті якого всього за 40 млн років характерна кембрійська фауна, що виникла в результаті «кембрійського вибуху» змінилась палеозойською, з великою кількістю зоо- і фітопланктону, фільтраторів і пелагічних організмів. При

цьому різко збільшилась кількість видів морських тварин, а їхнє таксономічне і морфологічне різноманіття, досягнувши сучасного рівня вже практично не мінялось протягом всього палеозою. Кількість рядів в цей період збільшилось вдвічі, а родин – втричі, з'явились перші наземні рослини.

Також значно ускладнились морські екосистеми, сформувались глибоководні спільноти і біоценози коралових рифів. І все це за останніми даними відбулось протягом одного деривільського (за міжнародною шкалою) віку середнього ордовику, всього за 8 млн років. Зокрема, на ордовик приходиться пік видового різноманіття так званих прямих головоногих (близько 150 родів) і трилобітів, які з ордовику набули властивості згортатись. Головоногі молюски були домінуючими хижаками ордовику.

З'являються остракодерми – ордовицькі "риби", які мали панцир або міцний лускатий покрив на передній частині тіла для захисту мозку. Часто пластини були вкриті дентином різних видів, один з яких був практично ідентичний дентину зубів людини. При цьому, ані справжніх зубів, ані щелеп остракодерми не мали зовсім.

Практично одночасно з диверсифікацією починається і пізньоордовицько-ранньосилурійське зледеніння. Однією з головних причин глобального похолодання клімату вчені вважають метеоритні дощі і шлейфи космічного пилу, які накрили Землю 467-466 млн років тому. Причина полягала в руйнації великого (розміром близько 150 км) метеориту (L-хондрита) в головному поясі астероїдів. Це був найбільший розпад астероїда в межах Сонячної системи за останні три млрд років. Колосальна кількість космічного пилу, що заповнювала атмосферу Землі на протязі близько 2 млн років перешкоджала проникненню сонячних променів на поверхню планети, що і стало причиною похолодання (температура за цей період опустилась на $10^0$C).

Зледеніння призвело до першого Великого вимирання фанерозою. Загальноприйнята на сьогоднішній день концепція

Великих вимирань була розроблена в 1980-х роках минулого століття американськими палеонтологами Д. Раупом і Д. Сепкоскі. Під Великими вимираннями (рис. 5) розуміють глобальні катастрофи під час яких велика кількість видів (у порівнянні з фоновим рівнем) вищих таксонів вимирала протягом короткого часу (за геологічними масштабами).

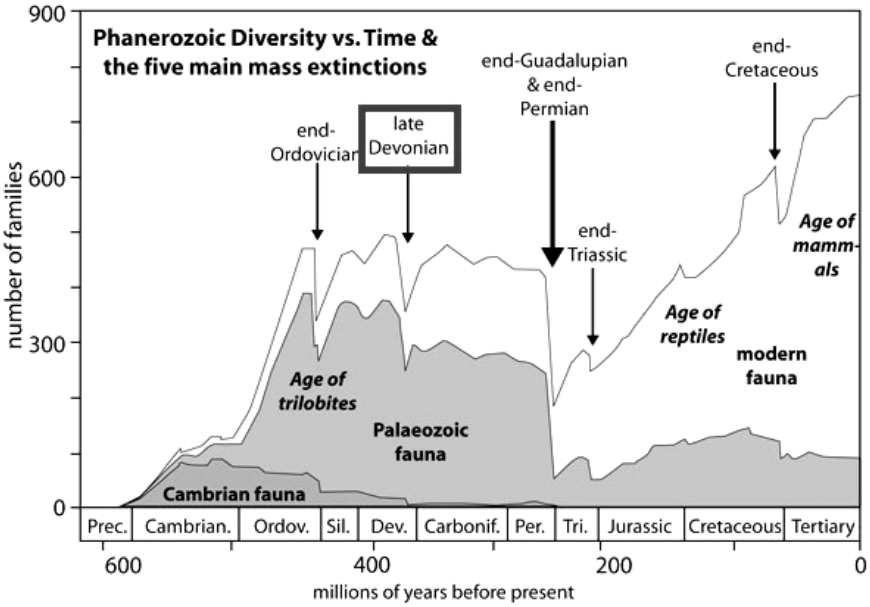



**Рис. 5. П'ять масових вимирань фанерозою.**
**З сайту https://www.geologyin.com/2016/06/marine-life-quickly-recovered-after.html**

## Силурійський період (система)

Силурійський період було встановлено в 1834 році Р. Мурчісоном. Стратотиповий розріз силурійської системи розташований в Уельсі (крім верхнього ярусу, описаного в Чехії). Назва дана на честь кельтського племені силурів, яким колись належали ті землі. Почався силурійський період за новітніми даними 444 млн років тому, а закінчився 416 млн років тому; мав протяжність 28 млн років - найкоротший період палеозою.

| **Силурійський період** | |
|---|---|
| *Органічний світ* | Вимирають ендоцератіти, наприкінці періоду з'являються перші наземні судинні рослини |
| *Клімат* | Теплий на початку періоду; в кінці силуру став посушливим, спекотним.<br>Вміст в атмосфері $O_2$ -16-25%; $CO_2$ - 4500 ppm; середньорічна температура -17ºС.<br>Рівень моря приблизько на 180 м вище сучасного |
| *Загальна характеристика* | Танення льодовиків призвело на початку періоду до обширної трансгресії на всіх платформах, за виключенням Гондвани, де місцями зберігались льодовики. В кінці – глобальна регресія, епіконтинентальні морські басейни перетворились в солеродні лагуни. |

| | |
|---|---|
| *Відклади* | Розвинені чорні глинисті сланці, карбонатні і теригенні морські відклади, а також вулканогенні і інтрузивні породи; відбувалось накопичення органічної речовини у великій кількості; для другої половини силуру характерні лагунні і континентальні відклади |
| *Прояви складчатості* | Продовжується каледонська складчастість, в кінці періоду починається її заключна пізньокаледонська фаза. Лаврентія і Балтика об'єднуються в континент Лаврусію |
| *Континенти* | Лаврусія, Сибірія, Гондвана |
| *Основні корисні копалини* | Нафта – США; оолітові залізні руди - США, Африка; кам'яна сіль – США (Мічиган); золото – Гірська Шорія, Кузнецький Алатау, Північний Казахстан |

В силурі серед морських членистоногих помітну роль починають грати великі ракоскорпіони (в екосистемах ордовику представники цієї групи займали підпорядковане положення) і перші щелепні (рис. 6). Судячи з усього, обидві ці

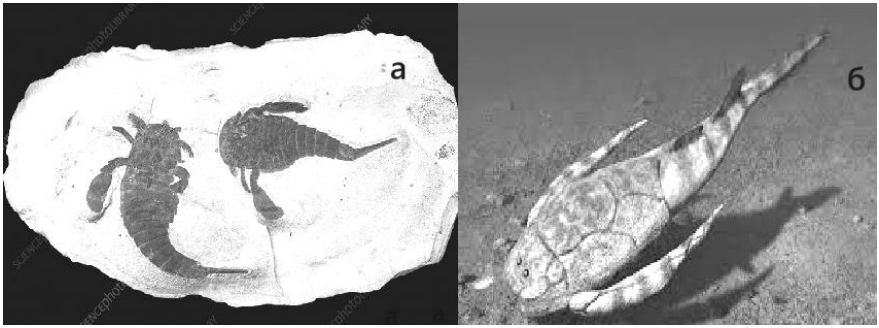



**Рис. 6; а – відбитки ракоскорпіонів; б – щелепна риба (реконструкція);** ***з сайтів*** **https://www.sciencephoto.com/media/171885/view/sea-scorpion-fossils; https://www.reddit.com/r/Paleontology**

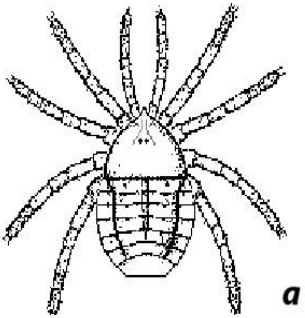
групи спочатку населяли опріснені прибережні ділянки (на кшталт лагун), оскільки головоногі (їх головні конкуренти) уникали акваторій, «отруєних» прісними водами, які надходили з суходолу. Саме в цей час ракоскорпіони (наприклад *Pterygotus*) досягають довжини майже 3 м (разом з клешнями) і стають володарями силурійських морів. Кількість прямих головоногих помітно скорочується (можливо, внаслідок конкурентної боротьби), хоча розміри у деяких

представників збільшуються (черепашки *Endoceras* з силурійських відкладів досягають в довжину 4 м).

Перші щелепні були представлені панцирними рибами-плакодермами. Мали примхливий, нехарактерний для сучасних форм зовнішній вигляд. Жартома їх іноді називають напівчерепахою–напіврусалкою. Голова і передня частина тіла була вкрита міцним панцирем, який складався з окремих кісткових пластин, захованих не під роговим шаром (як у черепах), а під шкірою. В більшості були хижаками–іхтіофагами.

Можна сказати, що в силурі починається досить активне освоєння суші членистоногими – з континентальних відкладів силуру на сьогодні відомі відбитки багатоніжки і 2-х скорпіонів. Фрагменти кровоносної системи говорять на користь того, що тварини могли мати легеневі мішки і вели, принаймні, амфібіотичний спосіб життя. Кінцем силуру датуються перші знахідки панцирних павуків-тригонотарбів (рис. 7а), органи дихання яких представлені легеневими мішками (*book lungs*). Крім того, в силурійський палеоґрунтах знайдені копроліти, що належали якимось невідомим тваринам, що там мешкали.

Наприкінці силуру з’являється нова група рослин – судинні (*Tracheophyta*) рослини, і це стало однією з ключових подій в історії біосфери, оскільки важко знайти іншу групу серед еукаріотів, яка була б таким само потужним фактором зміни оточуючого середовища. Саме судинна рослинність зумовила становлення сучасних наземних ландшафтів. Походять судинні рослини (за однією з гіпотез) від мікроскопічних наземних зелених водоростей. Найдавніші макроскопічні рештки цих рослин були знайдені неподалік від англійського міста Ладлоу і відносяться до роду *Cooksonia* (рис. 7б). На пагонах куксоній з Ладлоу збереглися древніші устя – пристосування наземних рослин для газообміну та випарування вологи.



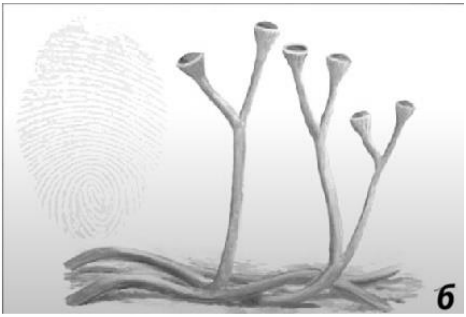




**Рис. 7; а – панцирний павук-тригонотарб; б – куксонія**

Поява судинних рослин, які мали жорсткі вертикальні осі-стовбури викликало цілу низку екосистемних перебудов:

1. Фотосинтезуючі структури стали розташовуватись в тримірному просторі, а не на площині (як це було в період панування водоростевих корок і лишайників). Це різко збільшило інтенсивність утворення органічної речовини.

2. Вертикальне розташування стовбурів зробило рослини більш стійкими до знесення тимчасовими потоками з теригенним матеріалом, що зменшило незворотні втрати екосистемою неокисленого вуглецю.

3. Стовбури мали бути достатньо жорсткими (у порівнянні з водними макрофітами). Для забезпечення цієї жорсткості виникла нова тканина – деревина, яка після загибелі рослини розкладається достатньо повільно, що призводить до стабілізації вуглецевого циклу екосистеми.

4. Поява постійного запасу органіки, що важко розкладається (і сконцентрована, головним чином, в ґрунті), вела до радикальної перебудові харчових ланцюгів.

5. Для розкладання целюлози і лігніну виникає потреба в нових руйнівниках мертвої органіки – і на зміну бактерій приходять гриби.

6. Для підтримки стовбура у вертикальному положенні (в умовах дії сили тяжіння і вітрів) почала розвиватись коренева система: ризоїдів, як у водоростей і мохоподібних, вже не

достатньо. Це, в свою чергу, помітно знизило ерозію і створило передумови до появи закріплених ґрунтів.

## Девонський період (система)

Встановлений в 1839 році Р. Мурчісоном і А. Седжвіком на території Великої Британії, в графстві Девоншир на честь якого і був названий. Почався девонський період за новітніми даними 416 млн років тому, а закінчився 359 млн років тому, мав протяжність 57 млн. років. Розчленування девонської системи спочатку було проведене в Арденнах, на території Бельгії і Франції та на розрізах Рейнських Сланцевих гір в Німеччині.

| **Девонський період** | |
|---|---|
| *Органічний світ* | Розквіт риб, брахіопод, головоногих молюсків, конодонтів. З'являються перші спорові рослини і перші тетраподи. В середині девону кількість родів і видів було максимальним за весь палеозой. Неодноразові сірководневі зараження призводили до загибелі морських мешканців, в кінці девону – друге Велике Вимирання фанерозою. |
| *Клімат* | В ранньому девоні клімат жаркий, сухий, в пізньому - м'який і вологий.<br>Вміст в атмосфері $O_2$ - 8-15%; $CO_2$ - 2200 ppm; середньорічна температура - 20ºС. |

| | |
|---|---|
| | Рівень моря близько - 189 м вище сучасного, опускався до 120 м |
| *Загальна характеристика* | Ранній девон – геократична епоха «високого стояння» материків, які були зайняті підвищеннями і гірськими системами, розділеними міжгірськими западинами. В середині девону починається обширна трансгресія – починається таласократична епоха. Наприкінці періоду – зледеніння. |
| *Відклади* | Нижній девон складений потужними товщами червоноколірних пісковиків, що утворились при руйнації каледонських гірських споруд; характерні басейни аномальної солоності, в яких накопичувались доломіти, гіпси, ангідрити, солі; серед відкладів верхнього девону поширені органогенні карбонатні породи, характерні чорні сланці |
| *Прояви складчатості* | В ранньому девоні закінчується пізньокаледонська фаза, яка, супроводжувалась формуванням інтрузій переважно кислого складу. В ранньому девоні досягла максимуму регресія, яка почалась ще наприкінці силуру. В кінці періоду починається бретонська фаза герцинської складчастості (від Давньої назви гір Гарц – Герцинія). |
| *Континенти* | Лаврусія, Сибірія, Казахстанія, Китай, Гондвана |
| *Основні корисні копалини* | Нафта – США, Канада, СЄП; осадові залізні руди - США, Іспанія, Турція; калійна сіль – Канада; золото – Гірська Шорія, Кузнецький Алатау, Північний Казахстан; боксити – Тіман, східний Урал. |

Протягом девону площа морських басейнів скорочувалась, а суші – збільшувалась. Серед водних тварин крім безхребетних великого поширення набули риби. Тоді ж з’являються всі основні їх групи. Placodermi (пластиношкірі) в девоні відмовляються від “броньованого корпуса” в обмін на швидкість і переходять до активного хижацтва. Разом з панцирними були поширені і справжні акули; появляються і кісткові риби: дводишні, кистепері і променепері. Кісткові риби були мешканцями прибережних ділянок моря у відкладах яких і знаходять їхні рештки.

Існує думка, що суходіл мав вкритися рослинністю наприкінцю раннього девону, оскільки до того часу

континентальні осади практично відсутні, і, ймовірно це пов'язано з їхнім постійним вторинним розмивом в результаті нерегульованого стоку тимчасових потоків.

Протягом девону густа «щітка» з гелофітів («рініофітний очерет»), яка виникає в прибережних амфібіотичних ландшафтах починає діяти як фільтр, що регулює площинний стік. Ця сітка інтенсивно відціджує (і осаджує) уламковий матеріал, який зноситься з суші, і таким чином формується стабільна берегова лінія. Саме завдяки судинній рослинності амфібіотичні ландшафти в девоні розділяються на «справжню сушу» і прісноводні водойми.

З початку девону стає багато різноманітних кущових форм рініофітів (роди *Psilophyton, Rhynia* та ін.) а з празького віку чітко уособлюються дві еволюційні лінії – одна з них дає початок плауноподібним, хоча найдревніші відбитки плаунів на сьогодні відомі з відкладів верхнього силуру; друга веде до хвощеподібним, папоротям і насінним рослинам.

До пізнього девону з'являються перші дерева. Стабілізація ґрунтів за допомогою складних кореневих систем, імовірно, була значно поширена і сприяла зміні ландшафту. Подальша потужна радіація судинних рослин в середньому-пізньому палеозої здійснила глибокий вплив на формування біосфери Землі. Відбулись зміни в атмосфері і поверхні Землі, зокрема знизилась концентрація вуглекислого газу в атмосфері, почалась стабілізація берегів і заплав річок, збільшилась кількість ґрунтів. Всі ці зміни були пов'язані з колонізацією наземних ландшафтів рослинами.

Саме з прісноводними водоймами пов'язана поява в пізньому девоні перших тетрапод (всі крім риб і рибоподібних) – групи хребетних, що мали дві пари кінцівок. На сьогодні вчені вважають, що тетраподи походять від кистеперих риб (рис. 8).

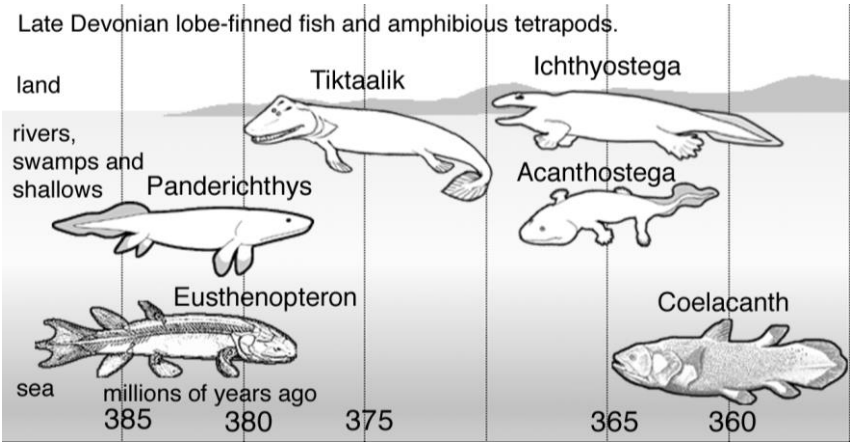



**Рис. 8. Походження тетрапод.** ***З сайту***
**https://www.physics.unlv.edu/~jeffery/astro/biology/devonian_speciation**

Предки тетрапод (Tiktaalik) жили в мілководних, сильно зарослих рослинністю водоймах непостійної конфігурації, які до того ж часто пересихали. Кінцівки, імовірно з’явились для того щоб зручніше пересуватись по дну цих водойм і продиратись скрізь щільні зарості рослин. Особливо вони стали в нагоді, щоб переповзти в сусідню водойму, коли власна пересихала.

Перші тетраподи були примітивними амфібіями-лабіринтодонтами. Назва походить від їхніх зубів з лабіринтоподібними складками емалі – структура, прямо успадкована від кистеперих. В захороненнях їхні рештки завжди трапляються разом з рештками риб, якими вони судячи з усього, харчувались.

І іхтіостеги, і акантостеги були вкриті лускою, мали хвостовий плавник (як у сома або миня), органи бокової лінії і в деяких випадках зябровий апарат. Кінцівка ще не п'ятипала (кількість пальців 8), і за типом зчленування з осьовим скелетом – типова плавальна, а не опорна. Це говорить про те, що ці істоти були суто водними і з'являлись на суходолі при якихось виключних обставинах (пересихання водойми) та не були складовими наземних екосистем.

В кінці періоду – друге з п'яти масових вимирань фанерозою. Перший (і найсильніший) пік вимирання стався на початку фаменського віку – останнього віку девонського періоду, близько 372 млн років тому, коли зникли майже усі безщелепні; основні рифобудівники того часу – строматопорати і корали-табуляти.

Другий імпульс завершив девонський період (близько 359 млн років тому). Вимирають плакодерми і остракодерми. Скорочується чисельність брахіопод, трилобітів, конодонтів, амонітів, акритарх і деяких інших, передусім бентосних тварин.

Всього вимерло 19 % родин і 50 % родів (за іншими даними 57% родів і 75% видів).

Дехто припускає, що вимирання складалося щонайменше з семи окремих подій, які відбувалися впродовж 25 млн років, включаючи найбільш помітні вимирання у кінці живетського, франського і фаменського віків.

Причини: 1) аноксія і підйом вод, заражених сірководнем; 2) активізація вулканізму і тектонічні процеси (каледонська складчастість); 3) падіння метеориту; 4) еволюція рослин і ефект ерозії; 5) зміна рівня океану і зміна океанічних течій;

**Кам’яновугільний (карбоновий) період (система)**

Кам'яновугільна система була встановлена в 1822 році Вільямом Конібіром і Вільямом Філіпсом на території Англії. Почався період 359 млн років тому назад, закінчився 295 млн років назад, мав протяжність 64 млн р. Назва походить від великої кількості верств кам'яного вугілля в товщах, що описувались. Регіональні стратиграфічні підрозділи суттєво розрізняються в стратиграфічних шкалах різних регіонів.

| **Кам'яновугільний (карбоновий) період** | |
|---|---|
| *Органічний світ* | Бурхливо розвивається наземна рослинність (папороті, хвощі, плавуни). Наприкінці періоду появляються голонасінні, перші рептилії. Комахи починають освоювати повітряне середовище. З морських безхребетних найбільш характерними є фузулініди (кл. Foraminifera), корали, головоногі молюски, брахіоподи, конодонти |
| *Клімат* | Ранній карбон (міссісіпій) – клімат теплий, вологий, кліматична зональність мінімальна; середній і пізній (пенсільваній) – характерна різка кліматична зональність: на Протогондвані почалось покривне континентальне зледеніння, в тропіках і субтропіках клімат залишався теплим і вологим.<br>Вміст в атмосфері $O_2$ - 32-33%; $CO_2$ - 800 ppm;<br>середньорічна температура на початку - 20ºС, в кінці - 12ºС.<br>Рівень моря опускався з початку періоду до башкирського віку від 120 м до 0 м; потім збільшився до 80 м вище сучасного |
| *Загальна характеристика* | Для міссісіпію характерна обширна морська трансгресія; на Протогондвані зберігаються континентальні умови, морські басейни існують лише на окраїнах |
| *Відклади* | Широкий розвиток морських умов в ранньому карбоні сприяв накопиченню карбонатних і теригенних порід. Пенсільваній характеризується потужними процесами вугленакопичення, послабленням ефузійної і посиленням інтрузивної магматичної діяльності |
| *Прояви складчатості* | Наприкінці міссісіпію проявилась судетська фаза герцинської складчатості, на межі з пенсильванієм – астурійська фаза, і на межі карбон-перм – уральска |
| *Континенти* | Лаврусія, Сибірія, Казахстанія, Північний Китай, Гондвана |
| *Основні корисні копалини* | Нафта – США, СЄП; вугілля (27% світових запасів) – Україна, Західна Європа, США, РФ; золото – Урал; боксити – Китай, РФ; східний Урал |

Після девонського вимирання в морських спільнотах з'являються нові роди брахіопод (*Gigantoproductus*) і хрящових риб (*Stethacanthus, Helicoprion*).

В ранньому карбоні (як і в девоні) флористичні комплекси на різних материках були однаковими, внаслідок мінімальної кліматичної зональності, а клімат достатньо теплий на всіх континентах – на користь цього свідчать знахідки у відкладах нижнього карбону Європи, Шпіцбергену і Сибіру товстих багаторічних стовбурів плавуновидних дерев.

Причини кліматичних відмін, які існували в головних палеофлористичних областях (починаючи з середнього карбону і до кінця палеозою) полягають в тому, що Єврамерика (територія сучасної Європи і Північної Америки) і Катазія (Китай і Індокитай) були розташовані на тогочасному екваторі, а Гондвана (материки південної півкулі і Індія) і Ангарида (північна Азія) – поблизу полюсів (рис. 9).

Для тропічного поясу тих часів (Єврамерика і Катазія), де панував жаркий і вологий клімат, характерні заболочені ліси з деревовидних плавуноподібних (лепідодендронів), папороті і хвощеподібних (каламітів).

**Рис. 9. Головні палеофлористичні області пізнього палеозою. А-Ангарська; Є – Єврамерійська; К – Катазіатська; Г – Гондванська;**

Екологічна структура цих лепідофітових лісів не має сучасних аналогів. Вони представляли собою неглибокі (перші метри) водойми, переповнені органічними рештками, а стовбури дерев, що формували ці «ліси» були значною мірою занурені у воду. З іншого боку вони не були і болотами, подібними до сучасних, оскільки кореневі системи (стігмарії) лепідофітів розташовувались нижче торфоподібної органічної маси, а самі дерева проростали крізь неї і багатометровий шар відмерлої і відпалої деревини. Фотосинтезуючою структурою було не листя, а товста зелена кора, яка періодично опадала. В зв'язку з цим такі карбонові ліси іноді називають коропадними – за аналогією з сучасними листопадними лісами.

Лепідофитові «ліси-водойми» розташовувались на тих приморських низовинах, які спочатку були зайняті ціанобактеріальними і водоростевими матами, а потім «рініофітним очеретом». Саме в цих приморських басейнах, які називаються паралічними, і відбувались основні процеси вуглеутворення.

Типовими рослинами раннього карбону Ангариди, коли клімат був ще безморозним є плавуновидні томіодендрони – палицеподібні рослини (2-3 метри висотою і 10-15 см в діаметрі), які формували щіткоподібні зарості.

З середнього карбону основу рослинності складали хвойні з підкласу кордаїтів – дерева до 20 м заввишки, деревина яких має чіткі річні кільця, що підтверджує зміну сезонів.

В цей же час на півдні (в Гондвані) рослинність була представлена глоссоптерієвими – листопадними ґінкговими (рис. 10).

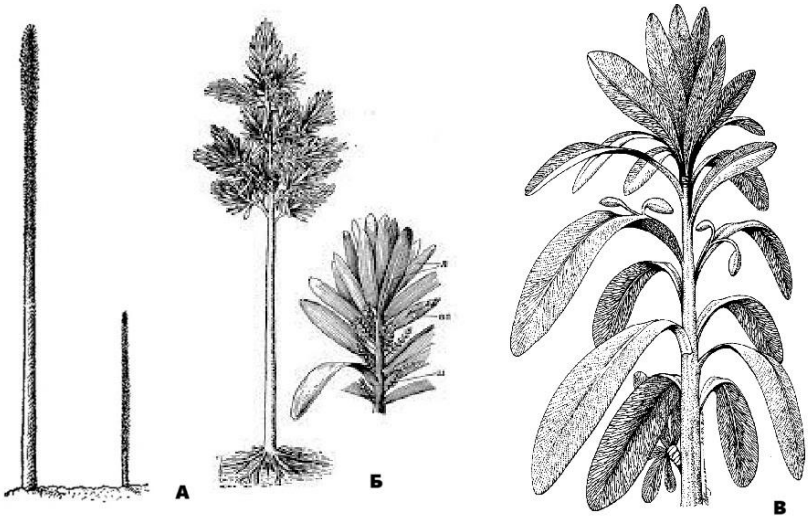



**Рис. 9. Представники карбонової флори (за Мейен, 1981).**
**А – томіодендрони; Б – кордаїт; В – глосоптеріс.**

Первинно і кордаїтові, і глосоптерієві появились в тропіках, а вже потім розселились в позатропічних зонах, де і відбувся їхній пізньопалеозойський розквіт.

В підстилці тропічних лепідофітових лісів карбону вже існувала багата фауна членистоногих – паукоподібних і багатоніжок (максимальні розміри останніх могли сягати до 1 метру), які на той час були ледь не єдиними споживачами відмерлої деревини. Вважають, що вони вели напівводний спосіб життя. І саме поява різноманітної фауни амфібіотичних і наземних членистоногих, а трохи пізніше і комах, імовірно, призвела до того, що серед карбонових амфібій з'являються невеличкі (довжина <1м) антракозаври (схожі на сучасних саламандр) які мали пристосування до наземного життя і орієнтовані на харчування безхребетними, а не рибою. Саме їх вважають предками рептилій. А в пізньому карбоні з'являються і справжні рептилії – капторініди, які (рис. 10) зовні нагадували великих ящірок і, судячи з будови їхніх щелеп вони спеціалізувались саме на харчуванні комахами.

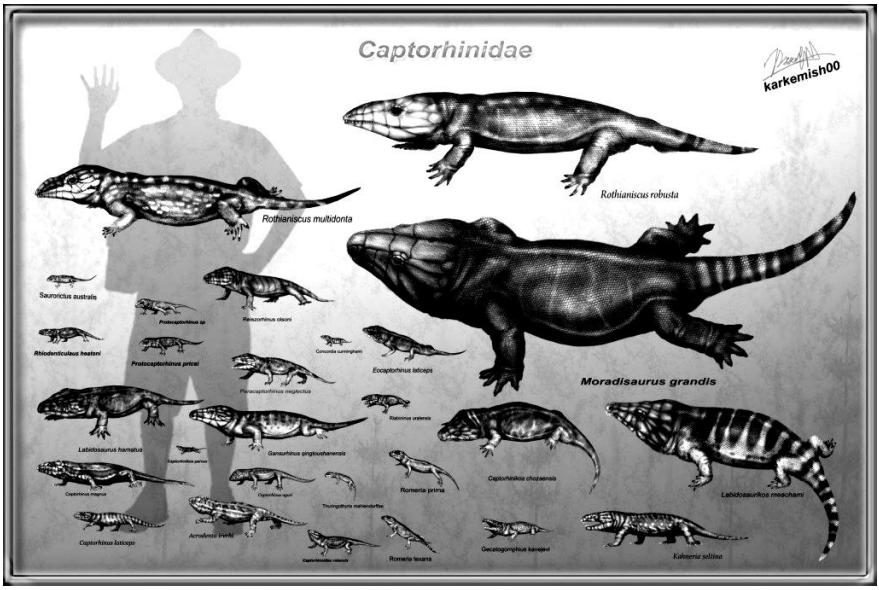



**Рис. 10. Карбонові капторініди – перші рептилії.** ***З сайту***
**https://www.deviantart.com/karkemish00/art/Captorhinidae-309263970**

Захоронення великою кількості неокисленої органіки в «лісах-водоймах» кам’яновугільного періоду (що відбувалось в процесі вуглеутворення) призводило до зменшення кількості $CO_2$ в атмосфері і, відповідно, до збільшення кількості кисню. Саме з цим пов’язана, за думкою вчених, та обставина, що комахи в карбоні досягли розмірів, максимальних за всю історію існування свого класу. Наприклад «бабка» *Meganeura* мала розмах крил до 1 м, а комахи-діктионевриди, якими вона харчувалась були розміром з голуба.

## Пермський період (система)

Пермська система була вперше описана в 1841 році Родеріком Мурчісоном (в складі геологічної дослідницької експедиції і при участі Філіпа де Вернеля) на північному Приураллі. Назва дана на честь середньовічного князівства “Велика Перм”, яке колись існувало на території сучасної республіки Комі. Почався період 299 млн років тому назад, закінчився 251 млн років назад, мав протяжність 48 млн р. Згідно стратиграфічного кодексу України пермська система поділяється на три відділи: приуральський, гваделупський, лопинський.

| **Пермський період** | |
|---|---|
| *Органічний світ* | Зміна фізико-географічних умов після карбону спричинила значні зміни у складі органічного світу. Вимирали типово палеозойські групи фауни та флори, на зміну їм приходили нові, характерні вже для мезозою. Наприкінці періоду зникає близько 80% родів морських організмів. Вимерли фузуліниди, табуляти, ругози, трилобіти, ортоцератіти, гоніатіти, древні голкошкірі, більшість брахіопод і моховаток, багато древніх риб, ряд хребетних;<br>Вимирають деревовидні хвощі, плавуни; провідна роль переходить до голонасінних рослин. |

| | |
|---|---|
| *Клімат* | Характерна різко виражена зональність. Протягом пермі відбувається розширення арідних зон, в цілому клімат жаркий, посушливий, зникають льодовики на Гондвані (крім Австралії). Вміст в атмосфері: $O_2$ - 23(21-30)%; $CO_2$ - 900 ppm; середньорічна температура - 16ºС. Рівень моря опускався з 60 м до -20 м відносно сучасного рівня. |
| *Загальна характеристика* | Пермський період є геократичним; відбувалось поступове обміління морських басейнів; на другу половину періоду припадає максимум палеозойської регресії. |
| *Вілклади* | Для пермі характерні червоноколірні, соленосні і вугленосні товщі |
| *Прояви складчатості* | У пермському періоді продовжується і завершується герцинська складчастість. Її останні фази проявилися у деяких районах Середземноморя (Великий Кавказ, Західні Альпи) і в Австралії. Наприкінці пермі всі платформи об'єднуються в єдиний материк - Пангею |
| *Континенти* | Ангарида (Лавразія), Гондвана |
| *Основні корисні копалини* | Нафта – США, СЄП (Волго-Уральська провінція); вугілля (25% світових запасів) – Китай, Австралія, ПАР; газ – Нідерланди, США, Іран; кам'яна сіль – Україна; калійні солі – Німеччина, США; мідь – Німеччина; мідно-молібденові руди – Казахстан, ртуть – Киргизія |

За найбільш сучасними уявленнями, декілька (мінімум дві) еволюційні лінії амфібій на початку пермі незалежно досягли рептилійного рівня організації (будова щелеп, грудної клітки, нирок, суха шкіра з роговим покриттям тощо), що дозволило їм позбутися облігатного зв'язку з водою. На сьогодні, загальноприйнятим є існування двох незалежних еволюційних гілок амніот (чотириногі, які мають зародкові оболонки) – тероморфної (від грецького *«теріон»* - звір) і завроморфної (від *«заурос»* - ящір). Першу еволюційну гілку в сучасному органічному світі вінчають - ссавці, другу – птахи (рис. 12Б). І всю історію наземних хребетних (300 млн років) можна визначити як історію "змагання" тероморфів і завроморфів.

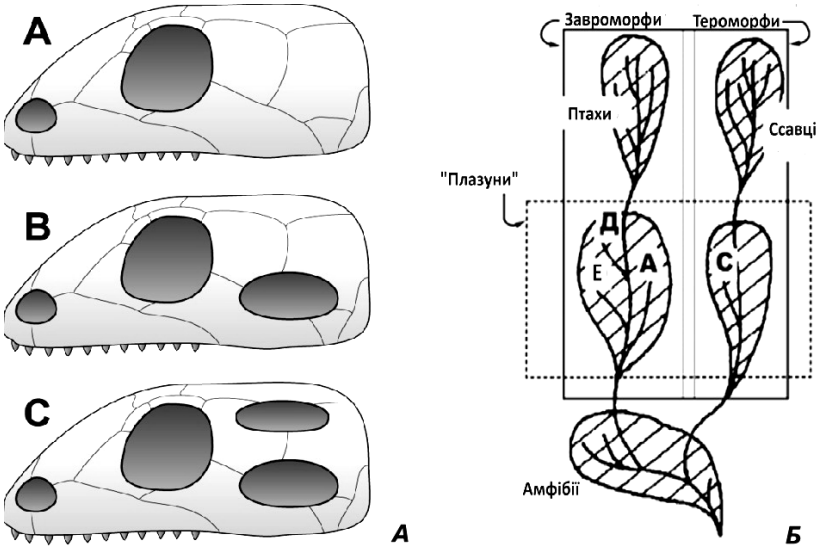



**Рис. 12. А – варіанти черепів амніот; Б - схема філогенії тетрапод.**

Крім того, в залежності від трансформації вихідного (дахоподібного) черепу лабіринтодонта виділяють наступні групи, яким часто надають статус підкласів – анапсіди, діапсіди, сінапсіди і евріапсіди (рис. 12А). У **анапсід** (черепахи і ряд вимерлих груп, таких як парейазаври) зберігається вихідний тип черепа – масивний, без будь-яких отворів, які б полегшували всю конструкцію. У **синапсид**, «звіроподібних ящірів», які мали диференційовані зуби (пелікозаври і предки ссавців) виникає одне скроневе віконце, у **діапсид** – два; до цієї групи належить більшість плазунів як сучасних (ящірки, змії, крокодили, гаттерії), так і вимерлих (динозаври і птерозаври). До **евріапсидів** відносять декілька вимерлих морських груп рептилій (іхтіозаври, плезіозаври і їхні родичі – нотозаври і плакодонти). Їхні черепи мають одне скроневе віконце, але утворюється воно інакше ніж у синапсид.

В органічному світі пермі помітну роль грають тероморфи-пелікозаври, багато з яких мали «вітрило» з остистих відростків хребців. Вітрило, яке мало величезну площу поверхні при малому об’ємі, як вважається, слугувало для

швидкого поглинання або віддачі тепла тілом. В ранній пермі пелікозаври складали 70% від всіх наземних хребетних. Вітрило виникало багаторазово і незалежно – як у хижих, так і у рослиноїдних форм.

Пелікозаври мали потужні ікла і велику непропорційну голову, що говорить на користь того, що первинно пелікозаври були орієнтовані на харчування великою здобиччю і були першими м'ясоїдними наземними хижаками. Разом з тим, багато пелікозаврів переходить до харчування рослинами – і це також перший досвід серед наземних хребетних. Саме в ранньопермських пелікозаврових спільнотах вперше створюється чисельне співвідношення між рослиноїдними і хижаками таке ж саме, як і в сучасній біосфері.

В пізній пермі головну роль починають грати більш «просунуті» тероморфи, серед яких були і спеціалізовані рослиноїдні форми (наприклад діцинодонти, що малі «моржові» ікла у верхній щелепі і були розміром з бика), і великі хижаки, такі як горгонопсіди, трохи схожі на шаблезубого тигра. Сьогодні у вчених є підстави вважати, що просунуті терапсіди були майже напевно вкриті хутром, а значить були теплокровними; мали, крім диференційованих зубів, розвинений нюх, слинні залози, органи дотику – вібріси (як у сучасних кішок) тощо; за рівнем метаболізму були подібні до найбільш примітивних ссавців, таких як качконіс і єхидна.

Представники завроморфної гілки амніот протягом пермі займали підпорядковане положення і за невеликим виключенням (парейазаври в пізній пермі) помітної ролі в тогочасних екосистемах не грали.

Комахи в пермі освоюють харчування соками рослин, висмоктуючи їх за допомогою хоботка, а також деревиною, яка попередньо вже була розкладена грибами (жуки).

Наприкінці пермського періоду відбулось найбільше з п'яти Масових Вимирань фанерозою. Воно стало однією з найбільших катастроф органічного світу в історії планети, яка

призвела до вимирання 96% усіх морських видів і 70% наземних видів хребетних.

Серед причин цієї катастрофи називають траповий вулканізм Сибіру, падіння одного або декількох метеоритів що могло призвести до підвищення середньорічної температури («парникового» ефекту), і як наслідок до аноксії, закисання вод, викидів метану з дна морських басейнів в атмосферу. З іншого боку, результати деяких досліджень останніх років, навпаки, говорять на користь різкого зниження температури і наступу «ядерної» зими. Що цікаво, масове вимирання ніяким чином не позначилось на комахах і наземній флорі.

**Контрольні запитання**

1. Яка складчатість відбувалась протягом трьох перших періодів палеозою?
2. В чому полягає суть кембрійського вибуху?
3. Що таке велика ордовицька біодиверсифікація?
4. В чому полягає концепція Великих вимирань?
5. До складу якої системи входив силур?
6. Назвати основні події в органічному світі силуру.
7. До чого призвела поява судинних рослин?
8. Назвати головні тектонічні події девонського періоду.
9. Від кого походять тетраподи.
10. Який період називають «віком риб»?
11. Чому в карбоні існували найбільші за всю історію комахи?
12. Які континенти існували в пермі?
13. Чим закінчується пермський період?

**Рекомендована література**

*Єськов К.* (2011). Дивовижна палеонтологія. Київ: Ранок. 312.

Стратиграфічний кодекс України. (2012). Відп. ред. П.Ф. Гожик, 2-е вид. К. 66.

*Benton, M. J.; Newell, A. J.* (2014). Impacts of global warming on Permo-Triassic terrestrial ecosystems. Gondwana Res. 25. 1308–1337.

*Burgess, S.D. et al*. (2014). High-precision timeline for Earth's most severe extinction, Proceedings of the National Academy of Sciences 111(9).

*Endress, M-G. A.; Penn J. L. et al.* (2024). Thermal optima in the hypoxia tolerance of marine ectotherms: Physiological causes and biogeographic consequences). PLOS. 22(1): e3002443.
*Raup, D. M., Sepkoski, J. J.* (1982). Mass extinctions in the marine fossil record. Science. V. 215 (4539). 1501—1503.
*Scotese Ch. R.* PaleomapProject. http://www.scotese.com/earth.htm.
*Servais, T.; Owen, A. W.; Harper, D. A. T.; Kröger, B. R.; Munnecke, A.* (2010). "The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): the palaeoecological dimension". Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 294 (3–4): 99–119.
*Shubin, Neil* (2008). Your Inner Fish: A Journey Into the 3.5 Billion-Year History of the Human Body New York: Panteon Books.
*Wicander, R., Monroe, J.S.* (2010, 20007). Historical Geology: Evolution of Earth and Life Through Time, Sixth Edition. Brooks/Cole, Cengage Learning. 463.
*Xue et at.* (2016). Belowground rhizoms in paleosols: The hidden half of an Early Devonian vascular plant. PNAS. 113 (34): 9451-9456.

## Розділ 5. Мезозойська історія розвитку Землі

Під назвою мезозой у 1841 р. британський геолог Дж. Філліпс об’єднав три періоди - тріасовий, юрський та крейдовий.

Важлива особливість ери – просторовий перерозподіл материкових глиб та океанічних западин на планеті.

Активність земної кори викликала неодноразові трансгресії та регресії морів на континенти. Чітким таласократичним характером відзначилися пізня юра та пізня крейда. Геократичним режим був у тріасі.

Мезозой відрізнявся теплим і вирівняним по всій Землі кліматом, з ослабленим температурним градієнтом між тропіками і полюсами.

Основні події в органічному житті Землі – це розквіт і панування плазунів, серед безхребетних-головоногих молюсків, у флорі – голонасінних рослин. У тріасі з’явились перші ссавці, в юрі – птахи, в крейді – справжні квіткові.

Основу світу мезозою складали голонасінні – хвойні: гінкгові, саговники і їхні родичі бенетитові; на суші в спільноті хребетних домінували архозаври: динозаври на суходолі, птерозври в повітрі; в морях риби були представлені, головним чином, кістковими ганоїдами, роль головних хижаків виконували рептилії (іхтіозаври і плезіозаври) і головоногі (амоніти і белемніти). Серед комах домінували таргани, цикади, сітчастокрилі і скорпіониці, які зараз займають підпорядковане положення.

**Тріасовий період (система)**

Тріасова система була виділена бельгійським вченим і державним діячем Ж.-Б. д'Омаліусом д'Аллуа в 1831 році під назвою «кейперовські відклади». Під цією назвою він об'єднав континентальні відклади райдужних мергелів і пісковиків; морський черепашняк і континентальні строкаті пісковики, що розвинені в Германській западині. Пізніше, в 1834 році німецький геолог і гірничий інженер Фрідріх Август фон Альберті запропонував об'єднати ці три товщі під назвою «тріас» (з грецької - трійця), на відміну від пермських, які в той час в Західній Європі називались «діасом» (внаслідок їхнього

двочленного поділу). Почався тріасовий період 251 млн р тому, закінчився – 200 млн років тому, мав протяжність 51 млн років.

| **Тріасовий період** | |
|---|---|
| *Органічний світ* | В морях з безхребетних домінували цератити, які вимирають в кінці періоду, численні пелецеподи, різноманітні плазуни. З'являються шестипроменеві корали і коколітофориди. На суші панують архозаври, в пізньому тріасі з'являються ссавці. Серед рослин – панування голонасінних.<br>В кінці періоду – Масове вимирання. |
| *Клімат* | В цілому для тріасу характерний жаркий, посушливий клімат, в пізньому тріасі в окремих районах стає гумідним (Германська западина, Західний Сибір та ін.).<br>Вміст в атмосфері: $O_2$ - 16%; $CO_2$ - 1750 ppm; середньорічна температура - 17ºС; температура біля поверхні в морях могла досягати 40ºС |
| *Загальна характеристика* | Тріас, як і перм є геократичним періодом; на материках панують континентальні умови (пустелі); почався (і продовжувався) розпад Гондвани |
| *Відклади* | Для тріасу характерні континентальні теригенні червоноколірні і вугленосні утворення, евапорити, формування трапів |
| *Прояви складчатості* | Активізуються древні розломи і виникають нові; утворюються рифтові зони. В кінці періоду в районі Середземномор'я проявляється кімерійська складчастість |
| *Континенти* | Пангея (Лавразія, Гондвана) |
| *Основні корисні копалини* | Вугілля – Китай, Австралія, РФ; нафта США, РФ; газ – Канада, Австралія, Сахара; уран – США; золото, срібло, свинець цинк, мідь, олово - Австралія |

В тріасі починається так звана Мезозойська перебудова морських екосистем (англ. - *Mesozoic Marine Revolution, MMR*); викликана тим, що у цілого ряду морських хижаків з'явились адаптації, що дозволяли харчуватись безхребетними, які мешкали в міцних мушлях.

Якщо в палеозої більшість донних організмів були нерухомими або рухались дуже повільно, то в мезозої перевагу отримали ті, що вели активний спосіб життя і навчились швидко пересуватись, захищатись і залічувати рани. Найрізноманітніші тварини вступають в симбіоз з

найпростішими та бактеріями, які забезпечували їх харчуванням.

З тріасу відомі різноманітні морські рептилії, а амфібії-лабіринтодонти роблять спробу освоїти море. Багато дослідників вважають, що перехід до водного способу життя у нижчих амніот відбувається дуже легко внаслідок низької інтенсивності їхнього метаболізму, тобто рептилії стають вторинноводними кожного разу, коли жити у воді ставало більш вигідним (їжа, вороги, конкуренти тощо), ніж на суші.

На суходолі лідируюче положення з тріасу починає належати архозаврам, яких називають вінцем завроморфної лінії еволюції. До цього підкласу належать сучасні крокодили; а з вимерлих груп - текодонти, динозаври та птерозаври. Архозаври мають цілу низку прогресивних рис, таких як розділені правий і лівий шлуночки серця, зуби альвеолярного типу (такі, що сидять в окремих комірках), вторинне піднебення (додаткова кісткова перемичка, що відділяє дихальні шляхи від ротової порожнини). І, ймовірно, найбільш суттєвою обставиною став перехід до швидкісної біпедальної локомоції – пересуванню на двох кінцівках. Саме «двоногість», як вважають, дозволила динозаврам протягом близько 140 млн років панувати на суші. Серед наземних хижаків ця життєва форма стала єдиною і незмінною на протязі всього мезозою.

В другій половині тріасу від текодонтів уособились крокодили, птерозаври і два ряди динозаврів – ящеротазові (Saurischia) и птахотазові (Ornitischia).

Цікаво, що в тріасі нижчі діапсіди - «ящірки» здійснили цілу низку спроб освоювання повітря; деякі з яких були вкрай незвичайними (найекзотичніша з яких – *Longisquama insignis*), але все це були варіанти плануючого польоту (рис. 13).

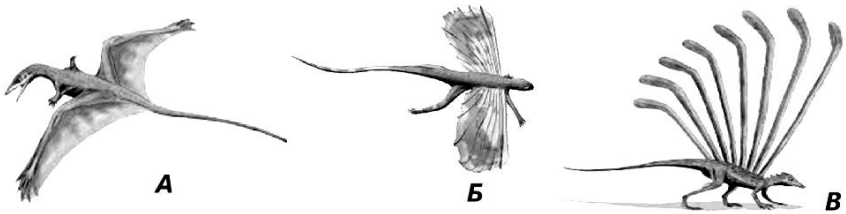



**Рис. 13. «Ящірки» тріасу: А – шаровіптерікс; Б – ікарозавр; В лонгісвама.** ***З*** **https:// wikipedia.org/wiki**

Що стосується тероморфів, то в кінці тріасового періоду виникає найбільш просунута група, яка в наступній кайнозойській ері буде визначати вигляд спільноти хребетних – ссавці (мамалії).

Закінчується тріасовий період 4-м Масовим Вимиранням. Серед його причин називають аноксію, падіння метеориту, зниження рівня моря і вулканічну активність.

## Юрський період (система)

Юрська система в її сучасному об’ємі була виділена в 1822 році О. фон Гумбольтом в горах Юра на границі Франції і Швейцарії. Почався юрський період 200 млн років тому,

закінчився 145 млн років тому. Протяжність 55 млн років. Але, вперше термін “юрскі ландшафти” зустрічається в книзі французського натураліста О. Броньяра де він описує різні ландшафти, що складають земну кору, таким чином саме Броньяру належить авторство назви юрської системи.

Первинно, кожний відділ юрської системи мав власну назву. Нижня юра – **лейас** (чорна юра) складена чорними глинистими сланцями з прошарками вапняків. Середня юра – **доггер** (бура юра) складена бурими залізистими пісковиками, піщанистими вапняками і глинами. Верхня юра – **мальм** (біла юра) представлена різноманітними вапняками, мергелями і доломітами світлого забарвлення. Але, сьогодні ці назви в МСШ не використовуються.

| **Юрський період** | |
|---|---|
| *Органічний світ* | В морях з безхребетних переважають амоніти, численні белемніти, пелецеподи з’являються перші кальмари, планктонні форамініфери і діатомові водорості. На суші, в морі і повітрі скрізь домінують плазуни, в кінці періоду з’являються перші птахи (*Archaeopteryx*).<br>Серед вищих рослин – панування голонасінних. |
| *Клімат* | На початку і протягом більшої частини юрського періоду клімат гумідний, в кінці змінюється на арідний.<br>Вміст в атмосфері: $O_2$ - 26%; $CO_2$ - 1950 ppm;<br>середньорічна температура – 16.5ºС, за деякими даними – 26.5ºС |
| *Загальна характеристика* | Протягом юри наростає трансгресія, яка досягає свого максимуму в пізньоюрську епоху. В межах древніх платформ – процеси рифтогенезу. Продовжується розпад Гондвани, закладаються сучасні океанічні западини. Юра – один з періодів в якому відбувалось формування великої кількості залізорудних родовищ. |
| *Відклади* | Широко розвинені теригенні і карбонатні морські відклади; в западинах – континентальні і вугленосні товщі |
| *Прояви складчатості* | Інтенсивні орогенічні рухи в юрі призвели до утворення низки складчастих споруд – Кордильєри, Анди, Кавказ, Крим, Памір, Тибет тощо |
| *Континенти* | Лавразія, Гондвана |
| *Основні корисні копалини* | Вугілля – Китай, Австралія; нафта - Саудівська Аравія; оолітові залізні руди - Західний Сибір, Германська западина; |

| | |
|---|---|
| | рудні родовища– Індонезія, Кордільєри, Чукотка та ін. |

В юрі з’являються діатомові водорості - важливі породотвірні організми, які в сучасній біосфері знаходяться на стадії біологічного прогресу, і є домінуючою групою у морських та прісноводних біотопах.

В морях помітну роль грали *пліозаври* (мали великий череп і коротку шию), *нотозаври* і *плакодонти*, які були схожі на тюленів; також виникли морські крокодили, що мали спеціальний хвостовий плавник, а ноги перетворились на справжні ласти. В цей період водні рептилії вінчають трофічні ланцюги морських екосистем, харчуючись рибою і головоногими.

В освоєнні повітря успіху досягли вищі архозаври що мали найактивніший метаболізм – птахи і птерозаври, які майже напевно були теплокровними; наприклад, дрібний птерозавр *Sordes pilosus* A. Sharov, 1971 був вкритий маленькими волосинками, і, єдиним поясненням їхнього існування, вчені вважають функцію теплоізоляції (рис. 14).

**Рис. 14. *Sordes pilosus* A. Sharov, 1971 (зліва – відбиток; справа - реконструкція)**

Першими птерозаврами були хвостаті *рамфоринхи*, розміром від горобця до ворони; в подальшому розмір птерозаврів збільшувався. Харчувались вони частково комахами, частково рибою.

На суші беззаперечно домінують динозаври. Зараз більшість вчених вважають, що за своїм метаболізмом

динозаври займали якби проміжне положення між «теплокровними» і «холоднокровними» тваринами, але при цьому принципово відрізняючись від обох цих груп.

## Крейдовий період (система)

Крейдова система в її сучасному об'ємі була виділена в 1822 році Ж-Б д'Омаліус д'Аллуа в межах Паризького басейну. Назва дана за значним поширенням відкладів писальної крейди. Почався крейдовий період 145 млн. років тому, закінчився 65 млн років. Протяжність – 80 млн років. Крейдовий період – одна з головних епох утворення писальної крейди і вугілля.

| **Крейдовий період** | |
|---|---|
| *Органічний світ* | В морях характерні незвичайні форми (амоніти з примхливими черепашками; двостулкові, які були подібні до коралів і формували рифи; незвичайні плазуни) і гігантізм. Численні форамініфери, губки, двостулкові, морські їжаки, белемніти рептилії тощо; з'являються змії і справжні птахи.<br>В другій половині крейди – перші покритонасінні.<br>В кінці періоду – Велике Вимирання. |
| *Клімат* | Клімат дуже теплий, вологий.<br>Вміст в атмосфері: $O_2$~30% (150 % від сучасного рівня), але за останніми даними (дослідження бурштину) - 10-15%;<br>середня концентрація $CO_2$~1700 ppm (у 6 разів більше ніж у |

| | |
|---|---|
| | XIX ст.);<br>середня температура поверхні впродовж періоду близько 18°С, за деякими джерелами 19-21°С (на 4 С вище сучасного рівня).<br>Температура води в океанах –15-20ºС |
| *Загальна характеристика* | Слабка регресія в ранній крейді і обширна трансгресія в пізньокрейдову епоху. Відбувся остаточний розпад Гондвани, продовжується формування сучасних океанічних западин |
| *Відклади* | В межах рухливих поясів спостерігається максимум флішенакопичення за всю історію Землі; формуються наземні трапи. Накопичуються континентальні теригенні і вулканогенні товщі. В морях – накопичення потужних товщ писальної крейди |
| *Прояви складчатості* | Виникають рифтові зони (Західна Африка, Бразилія тощо). Завершився кімерійський орогенез, сформувались складчасті споруди – Внутрішні Кордильєри, Чукотка, Сіхоте-Алінь, Трансгімалаї тощо.<br>В другій половині періоду почалась альпійська складчастість |
| *Континенти* | Північна і Південна Америки, Євразія, Індостан, Австралія, Африка, Антарктида |
| *Основні корисні копалини* | Вугілля – США, РФ; нафта і газ - Кувейт, Канада, РФ; оолітові залізні руди - Західний Сибір, Германська западина; рудні родовища (золото, свинець, олово тощо) – США, РФ; боксити - Франція, Іспанія; фосфорити – Марокко, Сирія; .алмази – Півд. Африка, Індія |

Типовими явищами в крейдовому періоді були океанічні аноксичні події (ОАЕ – *oceanic anoxis event*), що стали наслідком тропічного клімату. Нестача кисню могла охоплювати або тільки придонну частину басейнів, або поширюватись на значну частину водної товщі. Вуглеродисті прошарки – свідки цих умов, трапляються по всій земній кулі. Сліди однієї і тієї ж аноксичної події виявляються в розрізах Європи, Північної Америки, північної Африки, Тибету, Японії, а також в свердловинах глибоководного буріння в океанах, що говорить про їхній глобальний характер. Найбільше таких подій припадає на середню частину крейдового періоду.

В ранній крейді в морях з’являються морські черепахи, близькі до сучасних, а в пізній крейді – *мозозаври,* велетенські (до 12 м довжиною) морські ящіри-варани.

З середини крейди поширюється квіткова рослинність. Її експансія була настільки стрімкої (зайняла всього 7 млн років), що Ч. Дарвін називав цей епізод палеонтологічної історії огидною таємницею (“abominable mistery”). Не виключено, що саме квіткові рослини призвели до грандіозного за своїми масштабами перетворення всієї крейдової біосфери.

Всю пізню крейду з більш-менш постійною швидкістю йде вимирання динозаврів, але починаючи з певного моменту воно перестає компенсуватись виникненням нових видів: «старі» види вимирають, а нових їм на зміну не з’являється, і так аж до повного зникнення цієї групи. Багато авторів вважають, що причина в кліматичних змінах. Але більш перспективними здаються біотичні гіпотези, які стосуються екосистемних перебудов.

З появою нового харчового ресурсу (квіткової рослинності) серед рослиноїдних ссавців з’являються і його споживачі, які мали суттєво вищій рівень метаболізму ніж їхні тріасово-юрські попередники і, відповідно, більші розміри (тваринка на кшталт щура). Це, в свою чергу, значно розширило харчову базу і зумовило появу спеціалізованих хижаків, які вже мали бути розміром з собаку. З цього моменту серед хижих ссавців з’являються справжні м’ясоїдні форми (до того були тільки комахоїдні і неспеціалізовані хижаки типу їжаків або опосумів). А з появою таких активних хижаків, дитинчата динозаврів, батьки яких просто не були здатні належним чином піклуватись про нащадків (внаслідок своїх занадто великих розмірів) були приречені стати їхньою здобиччю, що і призвело, можливо, до поступового згасання групи.

Закінчується крейдовий період Великим Вимиранням під час якого, крім динозаврів, зникає величезна кількість мезозойських тварин, таких як енанциорніси, морські плазуни, хрящові риби, амоніти, белемніти, іноцерами, планктонні форамініфери і багато інших, в тому числі і ссавців. За даними Longrich et al, 2016 (для низки родовищ Північної Америки) на

границі крейди і палеогену з 59 видів ссавців вижило лише чотири.

Серед причин вимирання морської фауни на границі крейди і палеогену, найбільш популярною є гіпотеза про падіння Чиксулубського астероїду на півострові Юкатан.

**Контрольні запитання**

1. Яка епоха складчастості відбувалась протягом мезозойської ери?
2. Який був клімат в тріасовому періоді?
3. Коли з'являються перші динозаври?
4. Кого можна віднести до домінантів мезозойських морів?
5. Як пов'язані вимирання динозаврів і поява квіткових рослин?
6. Який період мезозою характеризується численними аноксичними подіями?

**Рекомендована література**

Стратиграфічний кодекс України. (2012). Відп. ред. П.Ф. Гожик, 2-е вид. К. 66.

*Grossnickle, DM; Newham, E.* (2016). Therian mammals experience an ecomorphological radiation during the Late Cretaceous and selective extinction at the K-Pg boundary. Proc. R. Soc. B 283: 20160256.

*Khramov, A. V., Lukashevich,* E. D. (2019). A Jurassic dipteran pollinator with an extremely long proboscis. Gondwana Research. 71: 210–215.

*Percival, L. et al*. (2017). Mercury evidence for pulsed volcanism during the end-Triassic mass exstinction. PNAS. 114 (30) 7929-7934.

*Schlanger S. O., Jenkyns H. C.* (1976). Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences. Geologie en Mijnbouw. . 55. 179–184.

*Schulte, P. et al.* (2010). The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary. Science. 327 (5970): 1214—1218.

*Scotese Ch. R.* PaleomapProject. http://www.scotese.com/earth.htm.

*Vermeij G. J.* (1977). The Mesozoic Marine Revolution: Evidence from Snails, Predators and Grazers. Palaeobiology: journal. 3. 245—258.

*Wicander, R., Monroe, J.S.* (2010, 20007). Historical Geology: Evolution of Earth and Life Through Time, Sixth Edition. Brooks/Cole, Cengage Learning. 463.

# Розділ 6. Кайнозойська історія розвитку Землі

Кайнозойська ера або ера нового життя — це етап геологічної історії Землі, що продовжується донині. Тривалість ери 65 млн років. Протягом кайнозою продовжується альпійський цикл тектогенезу – один з найбільш напружених в історії Землі. Горотворчі процеси постійно змінювали та ускладнювали структури земної кори. Протягом кайнозою остаточно сформувався сучасний вигляд поверхні планети та її фізико-географічні умови.

Основою кайнозойського органічного світу є квіткові рослини і екологічно пов’язані з ними групи комах-запилювачів (бджоли, метелики, мухи тощо), а також комахи, що ведуть суспільний спосіб життя – мурахи і терміти. Найбільш значущими елементами спільноти хребетних є плацентарні ссавці і птахи. У водоймах домінують кісткові риби; харчові піраміди в морях очолюють ссавці (китоподібні і ластоногі) та сучасні акули.

У кайнозої з'явилась людина, діяльність якої стала одним з ключових факторів перетворення біосфери і поверхні Землі.

Кайнозойська ера поділяється на три періоди: палеогеновий, неогеновий і четвертинний (антропогеновий).

## Палеогеновий і неогеновий періоди (системи)

Палеогенова система була виділена в 1866 році Карлом Ф. Науманном. Але своєю назвою завдячує австрійському геологу і палентологу Морицу Гернесу, який в 1864 році, під час дослідження викопних молюсків Віденського басейну виявив подібність черепашок у відкладах міоцену і пліоцену при суттєвій відмінності від черепашок більш древніх верств. Він назвав більш молоду товщу неогеном, а більш древню – палеогеном. На ІІ-му Міжнародному геологічному конгресі (1881) палеоген був затверджений як нижній відділ третинної системи. Почався 65 млн років тому, закінчився 23 млн років тому. Протяжність 42 млн років.

| **Палеогеновий період** | |
|---|---|
| *Органічний світ* | В органічному світі помітну роль грали форамініфери (нумуліти, були породоутворюючими), радіолярії, губки (формували породи спонголіти), шестипроменеві корали (сучасні рифові масиви починають формуватись в кінці еоцену); двостулкові і черевоногі молюски.<br>Панівне положення зайняли ссавці, птахи і покритонасінні рослини. |
| *Клімат* | Клімат в ранньому палеогені м'якіший за сучасний, наприкінці періоду стає прохолоднішим, з більш вираженою кліматичною зональністю, в Антарктиді з'явились перші льодовики.<br>Вміст в атмосфері: $\mathbf{O_2}$~26%;<br>середня концентрація $\mathbf{CO_2}$~500 ppm (сучасна 300 (350)-400 (415) ppm);<br>середня температура поверхні впродовж періоду близько 18°С, (на 4 С вище сучасного рівня). |
| *Загальна характеристика* | Характерні потужні розколи земної кори, виникають рифтові зони (Ґренландія, Індостан, Східна Африка). Відбувається остання (на сьогоднішній день) обширна трансгресія в історії Землі з максимумом в еоцені; в кінці періода - регресія. Циркумконтинентальна течія ізолювала Антарктиду від більш теплої частини земної кулі. |
| *Відклади* | Накопичуються потужні моласові товщі в міжгірських западинах та передгірських прогинах. Формуються потужні інтрузії, трапи і підводні вулканогенні утворення. Широко розвинені карбонатні органогенні відклади (нумулітові вапняки). |
| *Прояви* | Для першої половини характерна відносна стабільність; в кінці |

| | |
|---|---|
| *складчастості* | еоцену активізуються альпійські складчасті рухи, починається формування складчастих споруд Альпійського поясу (Піренеї, Альпи, Карпати, Кавказ, Гімалаї тощо). |
| *Контненти* | Північна і Південна Америки, Євразія, Індостан, Австралія, Африка, Антарктида |
| *Основні корисні копалини* | Вугілля – Японія, Китай, РФ; нафта і газ- Іран, Ірак, Венесуела тощо; боксити -Австралія, Гвінея, Ямайка; фосфорити – Марокко, Алжир, Туніс; самородна сірка – Іран, США, Аргентина; ртуть – Іспанія; уран – США; мідь – США, Чілі, Болівія. |

Неогеновий період почався 23 млн років тому, закінчився 2.1 млн років тому. Протяжність 21 млн років. До кінця 60-х років XX ст. обидва підрозділи входили до складу третинної системи (виділеної в свій час Джованні Ардуіно) в якості більш дрібних підрозділів.

Відділи палеогену і неогену мають власні назви, які досить широко застосовуються.

Для більш детального поділу і кореляції відкладів в Україні крім підрозділів МСШ часто використовують і регіональні стратиграфічні підрозділи (згідно «Стратиграфічного кодексу України», 2012).

| **Неогеновий період** | |
|---|---|
| *Органічний світ* | За складом фауни і флори наближається до сучасного, |

| | |
|---|---|
| | відрізняється тільки географічне поширення. З'являються рослини з $C_4$ типом фотосинтезу, завдяки цьому сформувався новий біом – степи.<br>З пізнього пліоцену відомі представники роду *Homo* – до якого належить сучасна людина |
| *Клімат* | Клімат стає все більш посушливішим і холоднішим (крім середньоміоценового температурного максимуму), все більше територій займають обширні степи; наприкінці періоду Антарктида вкривається потужним льодовиковим щитом.<br>Вміст в атмосфері: $\mathbf{O_2}$~21,5%;<br>середня концентрація $\mathbf{CO_2}$~280 ppm (сучасна 300 (350)-400 (415) ppm);<br>середня температура поверхні впродовж періоду близько 10°С, (на 4 С нижче сучасного рівня). |
| *Загальна характеристика* | Геократична епоха. Характерні потужні процеси складкоутворення (в межах рухливих поясів) і епіплатформний орогенез в областях древніх складчастих споруд (Алтай, Саяни, Тібет тощо).<br>Продовжується заглиблення океанічних і морських западин а також розвиток рифтових зон (Байкальська, Африкано-Аравійська та інші). Утворюються басейни з аномальною солоністю, такі як Середземне і Каспійське моря. |
| *Відклади* | Масове формування континентальних відкладів, в тому числі моласових товщ; в межах складчастих споруд – потужні вулканогенні утворення |
| *Прояви складчастості* | Альпійська складчастість досягає свого максимуму, утворились Альпійсько-Гімалайські гірські ланцюги, в Середземноморському рухливому поясі горотворчі процеси затухають. Сформувались Кордильєри і Анди. |
| *Платформи* | Північно- і Південно-Американські, Євразійська (СЄП, Сибірська, Китайська), Індійська, Австралійська, Африканська, Антарктична |
| *Основні корисні копалини* | Вугілля – майже на всіх континентах; нафта і газ – Іран, Ірак, Саудівська Аравія, Кувейт тощо; залізо, марганець, боксити, нікель, кобальт – Австралія, Африка, Південна Америка тощо; сіль, фосфорити, глини, будівельні матеріали – повсюдно; |

В палеоцені і еоцені кліматична ситуація залишається такою ж як і на протязі всього мезозою, а з олігоцену починаються зміни, які в кінці кінців і призвели до сучасного клімату, причинами чого вважають перебудову системи

морських течій, яка була викликана зміною конфігурації континентів.

Наприкінці еоцену Індія, що рухалась на північ стикається з Азією, що призводить до утворення Гімалаїв. Пізніше, Африка (разом з Аравією, яка ще не відділилась) стикається з Євразією, результатом чого є гірські споруди південної Європи та Іранське нагір'я. Від океану Тетіс залишаються ізольовані реліктові басейни (Середземне, Чорне і південна частина Каспійського моря).

В південній півкулі в еоцені Антарктида відривається від Австралії, а в олігоцені – від Південної Америки, одночасно дрейфуючи до Південного полюсу; в результаті - навколо неї формується замкнута циркумантарктична течія. Внаслідок цього в олігоцені в горах Антарктиди виникають перші льодовики, які в міоцені поширюються на весь материк, вкриваючи його єдиним щитом. В пліоцені виникає Панамський перешийок, який з одного боку, з'єднав Північну і Південну Америки, з іншого - розділив Атлантичний і Тихий океани, в результаті чого екваторіальна циркуляція повністю зруйнувалась.

В еоцені виникають, а в неогені остаточно формуються тропічні ліси сучасного типу. Що стосується холодолюбивих лісів з домінуванням хвойних (на кшталт тайги), то, судячи з усього, вони сформувались в палеогені як висотний пояс в горах, а під час неогенового похолодання поширились на рівнинах Північної півкулі.

Протягом палеогену і неогену починають формуватися і трав'яні біоми типу степів і саван, яких до еоцену на Землі не існувало. Їхнє виникнення, імовірно, пов'язане з появою рослин з більш досконалим (С4-типу) фотосинтезом (рис. 15) і подальшій коеволюції злаків і крупних травоїдних ссавців (оскільки, в деяких посушливих і малородючих районах тварини в змозі перешкоджати відновленню лісової рослинності).

Спільноти наземних хребетних протягом палеогену і неогену розвивались незалежно на трьох розділених територіях, які не мали між собою фауністичних контактів, що

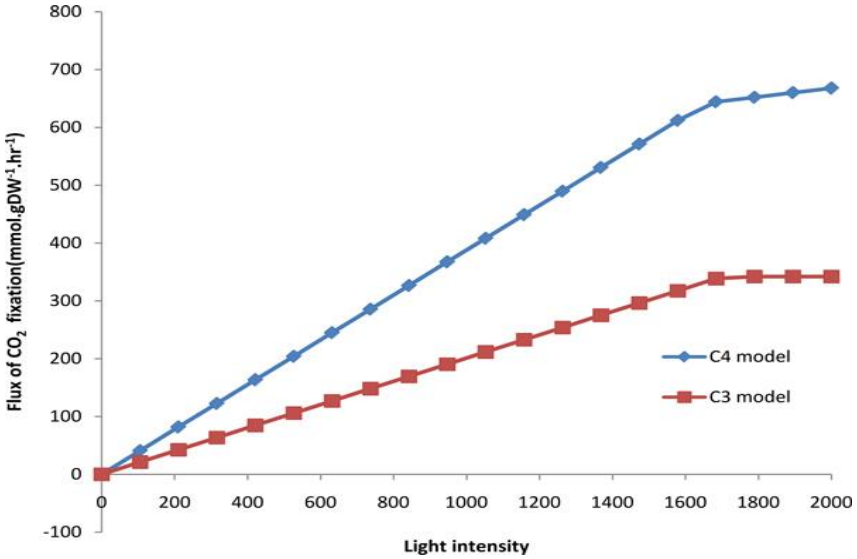



**Рис. 15. Вплив інтенсивності світла на фіксацию $CO_2$ в моделях С3 і С4 (За *Wang et al., 2012*)**

зумовило сучасний поділ світу на три зоогеографічні області - Нотогея (Австралія), Неогея (Південна Америка), Арктогея (Євразія, Африка і Північна Америка). Австралія з її унікальною фауною сумчастих і однопрохідних залишається ізольованою до сих пір, а Південна Америка зберігала свою окремість до появи Панамського перешийка.

За думкою вчених в цих трьох областях трав'яні біоми виникали незалежно, на базі абсолютно різних комплексів великих ссавців.

Спочатку, в середньому еоцені, цей процес починається в Південній Америці. Серед первинно листоїдних форм виникають перші травоїдні. На користь формування трав'яного біому говорять знахідки у відкладах середнього еоцену Південної Америки великої кількості пилку злакових,

палеоґрунти степового типу, фосилізовані сліди життєдіяльності жуків-гнійників. Пізніше, в олігоцені і особливо в міоцені тут виникає вельми своєрідний комплекс пасовищних травоїдних.

Хижаки в цій древній південноамериканській фауні з палеоцену по міоцен були представлені себекозухіями – сухопутними крокодилами, довжиною до 6 м; спосіб життя нагадував сучасних комодських варанів; в плейстоцені з'являються фороракоси – гігантські (до 3 м заввишки) хижі нелітаючі птахи – родичі сучасних журавлів (рис. 16).

**Рис. 16. Головні хижаки південноамериканської фауни в P-N; А - себекозухій; Б - фороракос.** ***З*** **https://wikipedia.org/wiki**

В Австралії формування трав'яного біому почалось значно пізніше – в неогені. Це було зумовлене, імовірно, дрейфом континенту від полюса до екватора, в результаті чого значна частина території потрапила в умови посушливого клімату. Основу пасовищних ссавців складали великі травоїдні сумчасті – кенгуру і *діпротодонти* (які були схожі на велетенських кроликів і вимерли вже на пам'яті людства). Хижаки представлені ссавцями (тасманійські сумчасті вовки-*тілацини* і «сумчасті леопарди» – *тілаколео*, що жили на деревах) і рептиліями – велетенськими варанами-*мегаланіями* (довжиною до 7м) і сухопутними крокодилами схожими на себекозухій. Хижих птахів тут не було, але деякі австралійські страуси, схоже, виконували роль подальщиків.

В Арктогеї трав'яний біом формується на єдиній таксономічній основі, але, судячи з усього, незалежно в Євразії та в Північній Америці. Спільноту пасовищних ссавців

спочатку складають непарнокопитні, пізніше до них приєднуються примітивні трипалі коні і жвачні парнокопитні (олені). Комплекс північних копитних має американське походження – всі групи потрапляли в Євразію через Берингію (області навколо Берингової протоки, де в той час висихали великі ділянки шельфу). Але, трав'яні біоми за їх участю в Азії починають формуватись значно раніше ніж в Америці, оскільки савани в Центральній Азії виникають в кінці еоцену, а в Америці – в олігоцені.

В Африку парно- і непарнокопитні проникли відносно пізно і до міоцену трав'яних біомів тут не існувало. Що стосується хижих ссавців, то на півночі вони представлені тільки плацентарними. Яскравим представником є своєрідні копитні – мезоніхіди (рис. 17). Були всеїдними, часто досягали розмірів гієни, найяскравіший представник – ендрюсарх, відомий з відкладів палеоцену Монголії, був на той час крупнішим наземним хижим ссавцем (його череп досягав в довжину 85 см). Цікаво, що саме від цієї групи ведуть своє походження китоподібні.

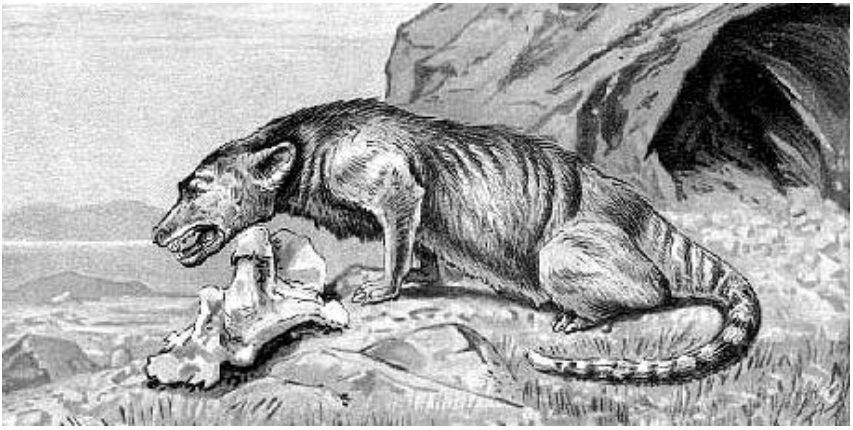


**Рис. 17. Ряд Mesonychia van Valen, 1966 (реконструкція). З https://en.wikipedia.org/wiki/Ankalagon**

В міоцені виникає транссередземноморський контакт між Європою і Африкою, зникає Тургайське море на місті

Західносибірської низовини, що суттєво полегшує міграцію між Європою і центральною Азією, виникають відкриті ландшафти в Берінґії, яка до того часу була повністю вкрита лісами. З цього моменту трав'яний біом стає практично однорідним по всій Арктогеї, і кожна територія вносить свій вклад в становлення фауни, яка починає набувати цілком сучасний вигляд.

З другої половини міоцену (10-4.5 млн років назад) починає формуватись Панамський перешийок, що призвело до встановлення сухопутного зв'язку між Північною і Південною Америками. Відбулась взаємна міграція фаун – Великий Міжамериканський Біотичний обмін, що стало справжньою катастрофою для південно-американського комплексу травоїдних тварин.

**Четвертинний період (система)**

Був виділений Ж.-П. Денуає, французським геологом і археологом в 1829 році. Досліджуючи басейн р. Сени він звернув увагу на те, що породи які залягали на альпійських третинних виглядали суттєво молодше. Четвертинний період – останній період кайнозойської ери, який почався близько 2

(ізотопні датування постійно уточнюються, зараз це 2.58 в МСШ) млн років тому. Найяскравіша риса цього періоду – існування у високих широтах нашої планети покривних зледенінь, які під час максимумів льодовикових епох доходили на південь до 40-х широт, а під час міжльодовикових проміжків зменшувались приблизно до сучасного стану. Поділ періоду на плейстоцен («Велике зледеніння») і голоцен, що почався 10-12 тисяч років тому до певної міри умовний – вчені вважають, що голоцен це одна з чергових епох міжльодовиків'я, до того ж не найбільша і найтепліша.

| **Четвертинний період** | |
|---|---|
| *Органічний світ* | Панують покритонасінні і ссавці.<br>Для стратиграфії морських осадів найбільш важливі діатомові, форамініфери, коколітофоріди.<br>Все більше посилюється геологічна роль людської цивілізації. В зв'язку з цим змінюються ареали поширення видів, що призводить до їх зникнення. Скорочується площа лісів, натомість збільшуються площі, що обробляються. Вважається, що поява людини, в якості потужного фактора зміни біосфери спричинила вимирання мегатеріофауни. |
| *Клімат* | Чергування зледенінь і коротких проміжків відносних потеплінь (міжльодовиковій); найбільш обширне зледеніння відбулось в середині періоду.<br>Вміст в атмосфері: $O_2$~21%;<br>концентрація $CO_2$~250-415ppm (збільшилась протягом індустріальної революції);<br>середня температура поверхні близько 14°С. |
| *Загальна характеристика* | Різкі і часті коливання клімату. Неодноразові суттєві зміни рівня Світового океану, що призводили до регресій і трансгресій в межах шельфу і берегових зон материків. |
| *Відклади* | Четвертинні континентальні відклади повсюдно поширені, мають незначні потужності при відносно великій швидкості осадонакопичення; складна будова розрізів, швидка мінливість літологічного складу і генезису. |
| *Прояви складчастості* | Продовжуються інтенсивні підняття складчастих споруд, і прогинання в крайових прогинах і внутрішніх западинах; зберігається активна магматична діяльність в окремих регіонах (Японія, Зондська дуга, Гімалаї тощо). |
| *Основні корисні* | *Розсипні* (золото, платина, алмази тощо); *осадові руди*: озерні |

| | |
|---|---|
| *копалини* | і озерно-болотні (бобові залізні руди), морські (залізо-марганцеві, фосфоритові конкреції); кори вивітрювання (руди кобальта, нікелю, міді, марганцю, бокситів); нерудні (гравійно-піщані суміші, кварцові піски, бентонітові і діатомові глини, будівельне каміння, торф тощо), підземні води і лід. |

Встановлено, що в плейстоцені Гольфстрім періодично зникав; при цьому з'ясувалось, що Гольфстрим посилюється в періоди похолодань, і навпаки.

На територіях, що оточували льодовики клімат був холодним і сухим (що повністю підтверджується палеонтологічними даними). У таких умовах склався вельми специфічний фауністичний комплекс, який назвали тундростепом, особливостями якого є поєднання холодолюбивих і сухолюбивих складових, а типово тундрові (вологолюбиві) елементи в таких умовах трапляються тільки поблизу водних джерел.

В сучасних умовах подібні угрупування зберіглися у вигляді острівків так званих реліктових степів серед тайги і лісотундри, що приурочені до південних схилів гір північно-східного Сибіру і Аляски і в холодних посушливих високогір'ях Центральної Азії (їх тут називають «пасовиськами яків»). Для тундростепу характерним є те, що трав'яний ярус представлений не мохами, як в тундрі, а злаками; тут сформувався кріофільний різновид трав'яного біому, про який говорилось вище. В складі його фауни були представлені види, які сьогодні існують в умовах тундри (наприклад північні олені, лємінги, овцебики тощо), степу (сайгаки, коні, верблюди, бізони, ховрахи тощо) і види, що були характерними тільки для цієї спільноти, і які зникають разом з цим біомом (мамонт, шаблезубий тигр, шерстистий носоріг, гігантська гієна). Зникла мамонтова фауна на початку голоцену, що одні дослідники пов'язують з потеплінням, інші – з діяльністю людини. Хоча, вимерли не тільки великі травоїдні, а і велика кількість дрібних ссавців, на яких навряд чи полювали кроманьйонці.

Але, це не відміняє того факту, що поява людини стала потужним чинником, що впливає на біосферу Землі, клімат і геологічне середовище.

Перші гоминіди – австралопітекі з'явились наприкінці міоцену на території Східної Африки. Були невеличкими істотами, що вже рухались на двох кінцівках, мали вагу 25-50 кг; самці були майже вдвічі крупніші за самиць. Такий суттєвий статевий диморфізм вказує на те, що вони подібно до багатьох сучасних приматів жили зграями, не утворюючи постійних родин.

На початку четвертинного періоду серед австралопітеків уособились дві гілки. Представники першої (робустні види, такі як *Australopithecus robustus, A. boiseni, A. crassidens*) майже всі були рослиноїдними, мали масивний скелет і виступаючу щелепу з великими зубами. Представники другої (грацильні види – *A. afarensis, A. africanus*) стали широко використовувати тваринну їжу, мали «полегшену» будову скелету і відносно великий об'єм черепної коробки.

Саме серед грацильних австралопітеків 2.5 млн років тому виділились перші представники роду *Homo* – *Homo habilis*, що були названі так за здатність виготовляти кам'яні знаряддя. Від австралопітеків вони відрізнялись більшим об'ємом черепу і такою будовою тазу, що забезпечувала більш досконалу біпедальність і народження дітей з більш великою головою.

Перші люди, імовірно, були падалеїдами на кшталт гієн і використовували свої кам'яні знаряддя (що дало їм перевагу в конкурентній боротьбі) для розділу туш великих товстошкірих ссавців, чию шкіру не могли прокусити інші хижі тварини.

В ранньому плейстоцені (1,6 млн років тому) на зміну *Homo habilis* приходить *Homo erectus* (людина прямоходяча) і, в цей же час вимирають австралопітекі. Приблизно 1.2-1.0 млн років тому *Homo erectus* вийшов за межі Африки і заселив південну Азію і Європу, а 400 тис років тому зник, звільнивши місце для виду *Homo sapiens* – «людини розумної».

*Homo sapiens* сучасного типу (кроманьйонці) з'явився близько 100 тис років тому також у Східній Африці; їхня експансія в Європу відбулась близько 30-40 тис років тому.

**Контрольні запитання**

1. Назвати основні події кайнозойської ери.
2. Яка епоха складчастості продовжується донині?
3. Які геологічні події призвели до похолодання клімату?
4. З чим пов'язане формування степових біотопів?
5. Коли на місці Середземного моря була савана?
6. Що в кліматичному відношенні представляє собою четвертинний період?
7. Які тварини жили в тундростепу?
8. Коли з'явились перші представники роду *Homo*?

**Рекомендована література**

*Єськов К.* (2011). Дивовижна палеонтологія. Київ: Ранок. 312.

*Жерихин В.В.* (1993). Природа и история травяных биомов. З.В. Карамышева (ред.). Степи Евразии: проблемы сохранения и восстановления. СПб-М.: Ин-т географии РАН, Ботанич. ин-т РАН. 29-49.

Стратиграфічний кодекс України. (2012). Відп. ред. П.Ф. Гожик, 2-е вид. К. 66.

*Guthrie, R.D.* (1990). Frozen Fauna of the Mammoth Steppe. The University of Chicago Press, Chicago. 338.

*Montes et al.* (2015). Middle Miocene closure of the Central American Seaway. Science. 348(6231). 226-229.

*Scotese Ch. R.* PaleomapProject. http://www.scotese.com/earth.htm.

*Wang, C., Guo, L., Li, Y., Wang, Z.* (2012). Systematic comparison of C3 and C4 plants based on metabolic network analysis. BMC Systems Biology. 6(2):S9.

*Wicander, R., Monroe, J.S.* (2010, 20007). Historical Geology: Evolution of Earth and Life Through Time, 6$^{Ed}$. Brooks/Cole, Cengage Learning. 463.

# Розділ 7 Основи палеонтології

## 7.1 Основні положення.

**Палеонтологія** – це наука, яка вивчає органічний світ геологічного минулого та закономірності його історичного розвитку. *Palaios* – давній, *ontos* – істота, *logos* – вивчати. Уперше цей термін застосував французький зоолог Бланвіль у 1822 р. Хоча палеонтологія по своїй суті та за методами дослідження належить до біологічних наук, ось уже понад два сторіччя вона нерозривно пов'язана з геологією. Саме палеонтологічний метод установлення відносного віку геологічних тіл визначив становлення і розвиток стратиграфії, завдяки якій геологія стала послідовною історичною наукою. Діюча стратиграфічна шкала фанерозою, яка має для геології приблизно таке ж значення, як таблиця Менделєєва для хімії, побудована з використанням саме палеонтологічного методу.

Люди здавна знаходили скам'янілі рештки організмів і тлумачили їх по-різному. Наприклад, череп викопного слона з великою одинарною носовою западиною став основою для створення міфу про гігантів-циклопів, белемніти в народі називають «чортові пальці», черепашки амонітів, які мають спіральну форму і нагадують баранячий ріг, знаходили в Єгипті біля храму бога Амона, якого єгиптяни зображали з головою барана із закрученими рогами. Звідти і пішла назва – «роги Амона» або амоніти. Перші наукові письмові документи про викопні організми належать давньогрецьким філософам і натуралістам – Ксенофану та Арістотелю.

Як будь-яка самостійна наука, палеонтологія має свої об'єкти, задачі та методи досліджень.

Об'єкт палеонтологічного дослідження – це будь-які викопні рештки органічного походження (власне організми, їхні біохімічні компоненти та сліди життєдіяльності).

Задачі палеонтології в різних розділах палеонтології відрізняються, але основною метою є відновлення еволюції органічного світу геологічного минулого Землі та з'ясування загальних і окремих закономірностей розвитку життя.

Методи палеонтологічних досліджень різноманітні і залежать від типу збереженості, будови об'єкта, а також від завдань дослідження. Розділяють польові збори і камеральну обробку (тобто підготовку викопного організму до дослідження – відмивку, механічне і хімічне препарування, виготовлення шліфів тощо). Сучасне дослідження палеонтологічних об'єктів обов'язково ведеться з використанням різноманітних світлових, поляризаційних та електронних мікроскопів.

## Органічні рештки та їхня класифікація за категоріями збереженості

Будь-які рештки організмів геологічного минулого прийнято називати викопними рештками, скам'янілостями або фосиліями. Умови поховання давніх організмів вивчає розділ палеонтології – тафономія, який започаткував палеонтолог і відомий письменник Іван Єфремов. Виділяють три основні етапи утворення місцезнаходження викопних решток: 1) накопичення органічних решток (танатоценоз); 2) поховання (тафоценоз); 3) фосилізація (ориктоценоз).

**Біоценоз** (взаємообумовлений комплекс живих і неживих компонентів, пов'язаних між собою обміном речовин та енергії) **→ танатоценоз → тафоценоз → ориктоценоз**.

Вчені вважають, що у викопному стані залишається не більше 10% решток організмів, які колись входили до біоценозів.

За **категоріями збереженості** розрізняють такі форми викопних решток:

1. **Повна збереженість організма** (субфосилії) зустрічається виключно рідко. Це мамонти у вічній мерзлоті, носороги в озокериті, комахи в бурштині, горіхи, шишки в торф'яниках;
2. **Скелети та їхні фрагменти** (більшість викопних решток) можуть бути незмінені або змінені (мінералізовані –

скременілі, фосфоритизовані, піритизовані, або вуглефіковані);

3. **Відбитки** зберігаються як від рослин, так і від тварин (м'які і тверді частини);
4. **Зліпки (ядра)** – об'ємні утворення, можуть бути зовнішніми та внутрішніми. Розрізняють за наявністю відбитків зовнішніх скульптурних елементів;
5. **Слідами життєдіяльності (іхнофосиліями)** називаються скам'янілі сліди руху по поверхні та всередині ґрунту: повзання, ходіння, свердлування, зуби хижаків та ін.
6. **Продукти життєдіяльності** копроліти та ін.

При описі органічного світу часто використовують поняття «фауна» і «флора». Фауна – це сукупність видів тварин, що історично склалась, флора – рослини, які пристосовані до певного місця існування або до певного геологічного часу. Спосіб життя та умови формування організмів суттєво відрізняються у водному та наземному середовищі. Організми, які можуть існувати при широких коливаннях факторів середовища, називаються *еврібіонтними*, а організми, які не можуть переносити навіть незначні коливання того чи іншого фактора середовища, називаються *стенобіонтними*. За способом життя організми поділяються на пасивні (в основному це фільтратори) та активні (самостійно пересуваються у пошуках їжі тощо). Залежно від зони акваторії, в якій вони мешкають, виділяються такі групи: бентос, нектон і планктон.

Важливу роль у палеонтології відіграють ті групи організмів, які існували протягом короткого проміжку геологічного часу і водночас були поширені по всіх морях та океанах або різних континентах. Такі роди та види стали своєрідними реперами в геологічній історії й отримали назву *керівних викопних*. Для континентальних відкладів це хребетні тварини, а також рештки рослин; у морських умовах це трилобіти, брахіоподи, амоніти та ін. Але великі організми трапляються рідко, тому зараз такі форми стали шукати серед

дрібних організмів, які належать до планктону і нанопланктону. Серед рослин використовують спори та пилок.

Усі рослини і тварини займають визначені території, які називаються ареалом. **Ареал** – це область поширення виду або будь-якої іншої таксономічної групи. Види, що поширюються повсюдно на великих територіях, називаються **космополітами.** Види, що існують на обмеженій території, називаються **ендеміками**. Види, які є рештками групи, що колись була дуже поширена, називаються **реліктовими**.

## Класифікація органічного світу, її таксономічні одиниці. Бінарна номенклатура Ліннея.

Під класифікацією розуміють поділ множини на окремі групи. А наука про класифікацію організмів називається систематикою або таксономією (Taxis – порядок, nomos – закон). Органічний світ можна класифікувати з різних позицій, наприклад, відповідно умов існування, або родинних чи харчових зв'язків. Але тільки класифікація, основана на родинних зв'язках дає можливість побудови цілісної картини органічного світу. Основними підрозділами є: *Царство (Regnum) – Тип (Phylum) – Клас (Classis) – Ряд (Ordo)* – (в ботаниці – порядок) – *Родина (Familia) – Рід (Genus) – Вид (Species).*

Ці підрозділи називаються таксономічними одиницями. Якщо недостатньо основних, вводять допоміжні – підтип, надклас і т.д. Остаточні правила і принципи класифікації та побудови систематики органічного світу були сформовані шведським натуралістом Карлом Ліннеєм у XVIII ст., який дав єдину систематику для всіх відомих на той час сучасних і викопних тварин та рослин. Основою класифікації є вид, який має подвійну назву: перше слово відповідає назві роду, друге – власне назві виду, наприклад *Betula alba* – береза біла. Це так звана бінарна номенклатура (binaries – такий, що складається з двох частин, nomenclatura – перелік імен). У кінці видової назви має стояти прізвище автора в латинський транскрипції, який уперше описав даний вид. Перша запропонована назва

згідно з правилом пріоритету зберігається за видом. Назва виду дається за якою-небудь характерною ознакою, або використовується географічна назва, або вид називають на честь якоїсь людини.

Назва таксонів від роду і вище складаються з одного слова. Це іменник у множині, написаний з великої літери. Щоб ранг таксона можна було зрозуміти за його назвою вони у багатьох випадках мають закінчення відповідно кодексам номенклатур. Наприклад у зоології назви родин закінчуються – idea.

*Insertae sedis* – невизначене місце, використовують, коли екземпляр не можуть віднести ні до одного з відомих таксонів;

*sp. (spesies)* – екземпляр не визначений до виду;

*cf. (conformis)* – схожий з якимось видом;

*aff. (affinis)* – близький до якогось виду.

## Породотвірна роль викопних організмів

Породотвірними називають такі викопні організми, які становлять 30 – 40 % об'єму породи. Їхня породотвірна роль проявляється у трьох напрямках: 1) накопичення мінеральних утворень за рахунок масового скупчення скелетів організмів; 2) збагачення осаду магнієм, калієм, фосфором залізом та ін.; 3) зміна механічного складу порід за рахунок свердлувальників та інших руйнівників. Бактерії в результаті своєї життєдіяльності утворюють марганцеві руди, фосфати, нафту тощо. Із решток рослин утворюються сапропель, торф, вугілля, горючі сланці, бурштин. Мінеральні скелети є основою таких порід як, наприклад, діатоміти та крейда. Крім цього, організми беруть участь в утворенні особливих вапнякових форм підводного рельєфу, які називаються рифами і мають велику потужність, протяжність і пристосовані до тропічних та субтропічних поясів морів.

## Деякі правила вимови латинських букв та буквосполучень:

| | | |
|---|---|---|
| **Aa – а**<br>**Вв – б**<br>**Cc** – перед звуками е, і, у, ае, - **ц;** в інших випадках - **к**<br>**Dd – д**<br>**Ee – е**<br>**Ff – ф**<br>**Gg - ґ**, *gastropoda*<br>**Hh – г**, *homo*<br>**Ii - і** | **Jj - й**<br>**Kk – к**<br>**Ll – ль,** *lagena*<br>**Mm – м**<br>**Nn – н**<br>**Oo – о**<br>**Pp – п**<br>**Qq – кв,** *aqua*<br>**Rr – р** | **Ss – с,** якщо всередині слова між двома голосними – **з**, *rosa*<br>**Tt – т**<br>**Uu - у**<br>**Vv – в**<br>**Xx – кс,** *maxilla*<br>**Yy – і,** тільки в словах грецького походження, *ichthis*<br>**Zz – з,** тільки в словах грецького походження, *zona* |

**ae** – як **е**, phaeophyta (феофіта); **oe** – як російське **ё**, coelenterata; **au** – як **ау**, aulos (аулос – трубка); **eu** – як **еу**, teuthis (теутіс – кальмар); **th** – як **т**, thecoidea; **rh** – як **р**, rhodophyta; **ph** – як **ф**, phyta (фіта – рослина); **ch** – як **х**, chama (хама); **sch** – як **сх**, schema (схема)

**Вивчити:**

*cranion* – череп, *odontos* – зуб, *vertebra* – хребець, *atlant* – 1-й хребець, *gnathos* – щелепа, *os* – кістка, *gaster* – шлунок, *musculus* – м'яз, *cardium* – серце, *podos* – нога.

### 7.2 Царство Тварини (Zoa/Animalia)

До царства тварин (гетеротрофів) належать одноклітинні та багатоклітинні організми, що живляться готовими органічними речовинами; на відміну від рослин (автотрофів), які використовують неорганічні речовини та сонячне світло. У тварин відсутні целюлозна оболонка і хлорофіл. Тварини на відміну від рослин – рухомі організми. В одноклітинних тварин будова клітини складна, у багатоклітинних – проста, але спеціалізована. Тобто в багатоклітинних у процесі еволюції виникли спеціалізовані клітини, а також тканини, органи, такі функціональні системи, як травлення, видільна, статева, дихальна, нервова, кровоносна, м'язова.

Перші *достовірні* багатоклітинні тварини були подібні до червів, на кшталт коловраток, їхні рештки відомі з відкладів неопротерозою, близько 800 млн років тому ($PR_3$).

Царство тварин ділиться на два підцарства – *Одноклітинні* (Protozoa, Protos − перший) та б*агатоклітинні* (Metazoa).

**Підцарство Protozoa. (Найпростіші)**.

До найпростіших належать дрібні одноклітинні організми, більшість з яких має скелет різної форми, складу та будови, що дає їм змогу зберігатися у викопному стані з докембрію. Серед цих організмів є групи з особливостями рослин і тварин, що вказує на ймовірне спільне походження рослинного і тваринного світу. Розмір тіла найпростіших у середньому сягає 0,1 − 1 мм. Клітина будується із цитоплазми, усередині має різні за розмірами порожнини – вакуолі, які беруть участь у процесах життєдіяльності; видовжені тільця – мітохондрії − основні джерела енергії організму; клітина може мати одне або декілька ядер і пристосована до самостійного життя – вона виконує всі основні життєві функції: обмін речовин, рух, розмноження і т.д. Харчування відбувається не тільки всередині цитоплазми, а й на зовнішній поверхні оболонки. Пересуваються за допомогою органоїдів руху – джгутиків, «вій» або псевдоподій. Зовнішня частина цитоплазми щільніша ніж внутрішня, тому організми в змозі мати відносно постійну форму тіла.

Організми ведуть планктонний або бентосний спосіб життя. Поширені в морських та прісних водоймах. Деякі є паразитами, наприклад, дизентерійна амеба. У викопному стані встановлено близько 25 − 30 тис. видів найпростіших, приблизно стільки ж – сучасних. Найпростіші розмножуються статевим та безстатевим шляхом, деякі групи мають життєвий цикл із чергуванням поколінь.

Систематика. Підставами поділу Найпростіших на типи є будова ядра, цитоплазми, органоїдів руху та будова скелета. Виділяють п’ять типів: Mastigophora, Ciliophora, Sporozoa, Sarcodina, Acantaria. Для геології важливим є тип **Sarcodina**, викопні представники якого відомі з кембрію.

Представники типу саркодових мають найпростішу будову серед одноклітинних. Органоїдами руху є псевдоподії, які виконують і функцію захвату їжі. Мешкають у різних, переважно морських, умовах. Один із найвідоміших

представників – прісноводна амеба. Тип **Sarcodina** поділяється на чотири класи: Rhizopoda, Foraminifera, Heliozoa, Radiolaria. Найбільше значення для біостратиграфії мають форамініфери і радіолярії.

Клас **Foraminifera (Форамініфери).** Є найбільшим класом серед саркодових (рис. 18).

До форамініфер належать більшість саркодових із черепашкою, яка має один отвір або велику кількість дрібних, через які виходить цитоплазма у вигляді тонких ниткоподібних псевдоподій. Основна маса форамініфер є морськими бентосними або планктонними формами, хоча відомі озерні й болотні форамініфери. У морях бентосні форми мешкають на всіх ділянках шельфу, континентального схилу та океанічного ложа до глибин 4 км. Бентосні товстостінні палеозойські фузулініди і кайнозойські нумулітиди мешкали на невеликих глибинах (близько 20 − 40 м) у теплих морях.

**Рис. 18 Планктонна форамініфера**
***З сайту*** **https://www.sciencedirect.com/topics/earth-and-planetary-sciences/foraminifera**

Планктонні пористі тонкостінні форми можуть заноситися морськими течіями в усі зони океану й можуть бути поховані у

відкладах будь-яких глибин, але форамініферові мули все ж таки властиві пелагічним зонам океану й утворюються на великих глибинах до "рівня карбонатної компенсації", нижче за яку розчиняються карбонатні раковини.

Відомо більше 20 тис. видів сучасних і викопних форамініфер. Для крейди і палеогену є породотвірними організмами.

Будова скелета. Більшість форамініфер має черепашку, яка складається з однієї, двох або декількох камер. Зазвичай черепашка утворена продуктами виділення цитоплазми − секреційна, що складається з мінеральних солей та органічної речовини − тектину, рідше – так звана аглютинована, яка складається з піщаного матеріалу скріпленого цементом. За мінеральним складом черепашка форамініфер складається із кальциту та арагоніту. Будова стінки карбонатної черепашки різноманітна. За розмірами та розташуванням кристалів у стінці розрізняють тонко- або грубозернисті черепашки; радіально-променисті, тонкошаруваті або волокнисті; пористі або суцільні. Виділяють три основні типи черепашок: одно-, дво- і багатокамерні.

Систематика. Основним критерієм класифікації викопних форамініфер є будова і склад їхньої черепашки. До примітивних форм належать форамініфери з тектиновою або аглютинованою стінкою, пориста вапнякова стінка характерна для більш розвинених форм. Сьогодні в класі форамініфер виділяють від 13 до 52 рядів.

Клас **Radiolaria (Радіолярії).** До класу радіолярій належать мікроскопічні (від 40 − 50 ммк до 1 мм) морські саркодові. Здебільшого це планктонні одиночні форми.

Клітина за життя має центральну капсулу, яка поділяє цитоплазму на дві частини: зовнішню – ектоплазму та внутрішню – ендоплазму і в якій міститься ядро. В ектоплазмі є краплі жиру та слизу, що зменшує питому вагу та сприяє планктонному способу життя. Псевдоподії дуже довгі та тонкі; мають опорну плазматичну нитку й орієнтовані у вигляді

променів; виконують функції захвату їжі та паріння у вирі води. Радіолярії – переважно мешканці теплих морів. Серед них є організми як еврібатні, які живуть на різних глибинах, так і стенобатні, які приурочені до певних глибин. Проте радіолярієві мули найчастіше накопичуються на дні океану на глибинах більше 4 км.

Відомо 7000 сучасних і близько 1000 викопних видів. *Поширення:* Є?, О-нині.

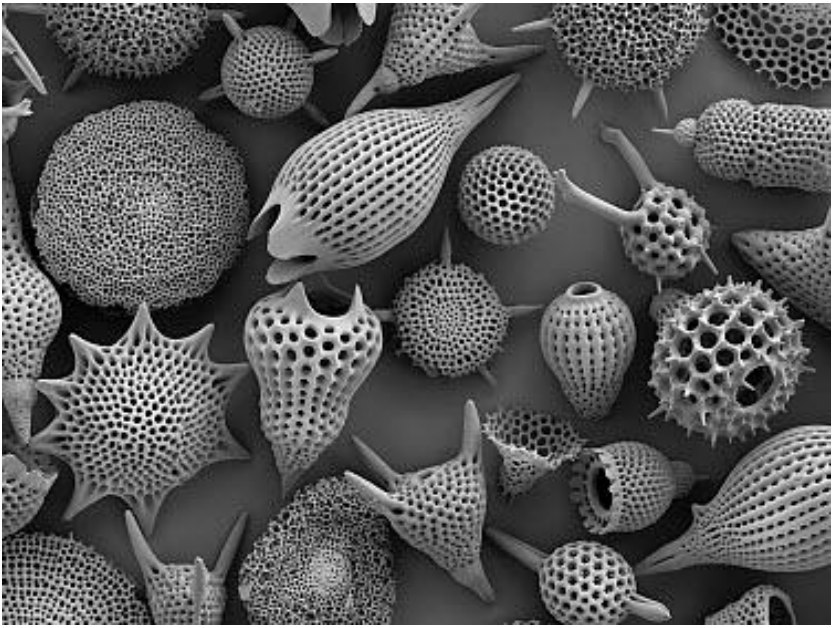


**Рис. 19. Скелети радіолярій**
***З сайту*** **https://www.naturepl.com/search?l=3&o=0&r=3497928234**

Будова скелета. Радіолярії мають витончений складно побудований ажурний кременевий або опаловий скелет, форма якого залежить від гідродинаміки водних потоків та температури морської води (рис. 19). У теплих водах раковина у вигляді ковпачка, шолома або плоского дзвону з гранованими голками. у холодних – вузька, баштоподібна, булавоподібна або проста еліптична з голками округлого перетину. Кулеподібні форми складаються з декількох

вкладених одна в одну решітчастих куль, зіркоподібні мають багато радіальних голок – спікул, які відходять від центра. У викопному стані зберігаються радіолярії тільки з кремнієвим скелетом.

Систематика. В основі поділу радіолярій на ряди лежить будова і форма скелета. На сьогодні в класі радіолярій виділяють два ряди: Spumellaria і Nassellaria.

## Підцарство Metazoa (Багатоклітинні).

До багатоклітинних віднесені організми, тіло яких складає велика кількість клітин згрупованих в тканини і органи, що слугують для виконання різноманітних функцій.

## Тип Spongia (Губки)

Губки є переважно морськими прикріпленими бентосними тварини (рис. 20). Вони займають цілком уособлене положення в системі тваринного царства: є вагомі підстави вважати, що вони походять від іншої групи простіших, ніж решта метазоа. Згідно з гіпотезою Й. Райтнера губки виникли як симбіоз бактеріальної колонії з хоанофлагелятними найпростішими. На симбіотичні мікроорганізми припадає 80% об’єму тіла сучасних губок. Строго кажучи, рівень організації губок не дозволяє називати їх справжніми багатоклітинними організмами. За характером харчування вони належать до пасивних біофільтраторів. Більшість губок відносяться до колоніальних організмів. Губки мають різноманітну форму – шароподібну, мішкоподібну, келихоподібну тощо. Розміри тіла сягають від декількох міліметрів до 1 – 2 м. Багато губок яскраво зафарбовані: частіше всього в жовтий, коричневий, помаранчевий, червоний, зелений та фіолетовий кольори. Якщо пігмент відсутній, губки мають біле або сіре забарвлення. Як і більшість тварин, що мешкають у водному середовищі, губки для дихання використовують розчинний у воді кисень. Харчуються губки головним чином змуленими у воді рештками відмерлих тварин і рослин, а також дрібними одноклітинними організмами. Губки є добрими

біофільтраторами – вони постійно проціджують через своє тіло воду. При цьому в канальній системі створюється доволі сильний напір води (7 – 8,5 см/с).

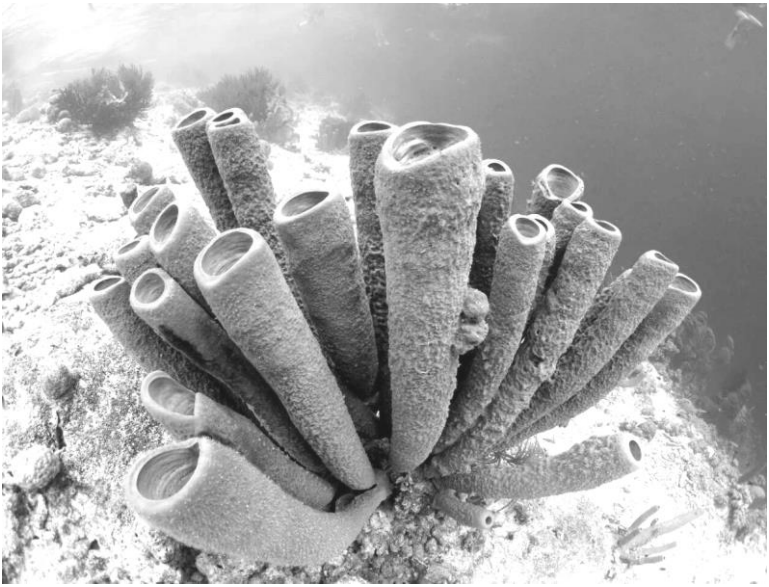


**Рис. 20. Сучасні губки**
***З сайту*** **https://fotkiflo.ru/zhivotnye/gubka-morskoe-zhivotnoe-2**

Тіло складається із двох шарів клітин: зовнішніх пласких покривних клітин, які називаються *дермоцити,* та внутрішніх джгутикових – *хоаноцитів.* Ці два шари клітин розділені безструктурною желеподібною речовиною – *мезоглією*. Тіло губок пронизано численними порами, через які вода разом з поживними речовинами потрапляє в центральну порожнину. Сукупність пор, каналів, внутрішніх камер називається іригаційною системою. Залежно від складності своєї будови іригаційні системи поділяються на асконоїдні, сиконоїдні та лейконоїдні. Крім іригаційної, губки мають ще тільки статеву систему.

Будова скелета. Скелет губок розташований в мезоглії, підтримує м'яке тіло, надаючи йому ту чи іншу форму. За своїм складом він може бути органічним або мінеральним.

Органічний або роговий скелет складається із спонгієвих волокон. Мінеральний скелет складається із кременистих або вапнякових спікул. Спікули поділяються на великі – макросклери та дрібні – мікросклери. Макросклери утворюють основу скелета. Форма визначається як за кількістю осей, так і за кількістю променів: вони можуть бути одно-, три-, чотиривісними та багатовісними, а також двох-, трьох-, чотирьох-, п′ятипроменевими тощо. Мікросклери розсіяні в мезоглеї й кожна з них утворюється всередині однієї клітини. Часто вони мають вигляд багатопроменевих зіркоподібних тіл або зігнутого стрижня з крилоподібними додатками на кінцях. Зазвичай спікули розташовані в мезоглеї не зв′язано між собою, рідше утворюють зв′язаний фаретронний скелет. У викопному стані зберігаються тільки губки з мінеральним скелетом.

Систематика. Класифікація губок основана на будові окремих скелетних елементів. Залежно від складу матеріалу, з якого складаються скелети (кремнезем, карбонат, спонгін), а також від форми скелетних елементів, виділяють три класи губок: Spongia, Sclerospongia, Sphinctozoa.

## Тип Archaeocyatha (Археоціати)

Археоціата (рис. 21) з грецької – давні келихи. Їхня природа довго викликала суперечки. Було навіть не зрозуміло - тварини це чи рослини, а можливо, взагалі окреме царство.

Певний час вважалося що археоціати являють собою продукти життєдіяльності ціанобіонтів. Але останніми роками майже всі дослідники схиляються до думки, що їх слід відносити до губок. Більше того, недавно в Тихому океані була знайдена дивна глибоководна губка *Vaceletia crypta,* яка виявилася під час дослідження археоціатом, що дожив до наших часів і поповнив собою перелік, так би мовити, «сучасних викопних» (на кшталт латимерії або гінкго).

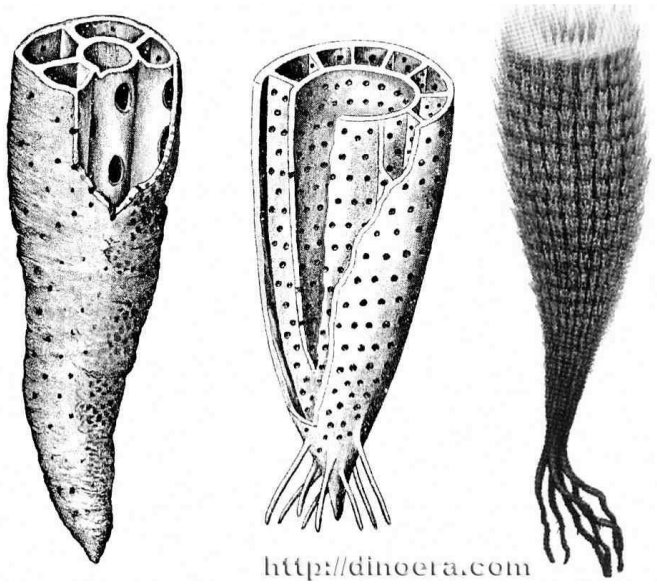



**Рис. 21. Будова археоціат (реконструкція)**

Археоціати були невеличкими прикріпленими до дна (зрідка вільно лежали) келихоподібними організмами з двошаровою стінкою, діаметром їх коливається від декількох міліметрів до декількох сантиметрів, хоча в Сибіру знайдено форми розміром до 1,5 м. Мешкали на мілководді (від 20 до 100 м) теплих морів переважно на карбонатних мулистих ґрунтах.

Вся геологічна історія археоціат (поява, розквіт, вимирання) укладається в крихітний за геологічними мірками відрізок часу – 15-20 млн років. Вже в другій половині кембрію вони зникають, а на зміну ніхто не приходить, так що навряд чи справа в конкурентній боротьбі. Це може бути пов’язано з тим, що в результаті пелетного транспорту (див. 3.4) придонні шари морів збагатились киснем, а на поверхні осаду накопичилась значна кількість органіки.

Будова скелета. Про будову м′якого тіла археоціат майже нічого не відомо. Частіше за все одиночні археоціати мали форму кубків різної ширини, а колоніальні – розгалужену

гілкоподібну форму. Скелет складався із двох пористих стінок: зовнішної та внутрішньої, вставлених одна в одну на кшталт двох конусів. У просторі між стінками – *інтервалюмі* містяться різні скелетні утворення: перегородки, днища, стриженьки, переривчасті або суцільні пористі *тенії* – у різному ступені покривлені пластини, які виконують функції перегородок.

Систематика. Склад і будова скелета – важливіші діагностичні ознаки для класифікації археоціат. Виділяють два класи: Regularis – правильні археоціати та Irregularis – неправильні.

## Тип Cnidaria (Жалячі)

Кнідарії є найбільш низькоорганізованими та найдавнішими серед справжніх багатоклітинних організмів. Ведуть, як правило, прикріплений або планктонний спосіб життя. Представники типу заселяють майже весь океан від поверхні до гіпабісалі, від тропіків до полярних регіонів, деякі види пристосувалися до життя у прісних водах. Майже повсюдно вони відіграють важливу роль в утворенні біоценозів моря. За способом харчування є активними хижаками. Тіло побудовано за типом радіально-осьової симетрії й складається із двох шарів клітин – ектодерми та ентодерми, між якими розташований більш-менш розвинений неклітинний шар, що називається мезоглія. Стара назва цих тварин свідчить про те, що вони мають усього одну порожнину, яка називається кишковою або *гастральною* і один отвір – ротовий або *оральний.* Рот виконує функцію входу та виходу й оточений віночком щупальців, поверхня яких вкрита жалячими (кропивними) клітинами. Дихання відбувається через усю поверхню тіла. Кровоносна та видільна система відсутні, нервова система дифузного типу. Травлення відбувається у дві фази: 1) усередині порожнини, що характерно для багатоклітинних; 2) усередині клітин, що характерно для простіших. Розмноження відбувається статевим і безстатевим шляхом – життєвий цикл складний і включає чергування статевого покоління (медузи) і безстатевого (поліпа).

Наявність у кнідарій двох станів – полипоїдного та медузоїдного, властивість цих організмів утворювати колонії різноманітної форми, а також притаманне їм яскраве забарвлення роблять кишковопорожнинних дуже різноманітною за формами групою тварин, незважаючи на те, що вони мають однаковий, доволі простий, внутрішній план будови.

Тип Cnidaria поділяється на три класи – гідроїдні, сцифоїдні або медузи та коралові поліпи; палеонтологічне значення має тільки клас Anthozoa (Коралові поліпи).

**Клас Anthozoa (Коралові поліпи).** До цього класу належать виключно морські, колоніальні або одиночні організми, які ведуть прикріплений спосіб життя (рис. 22).

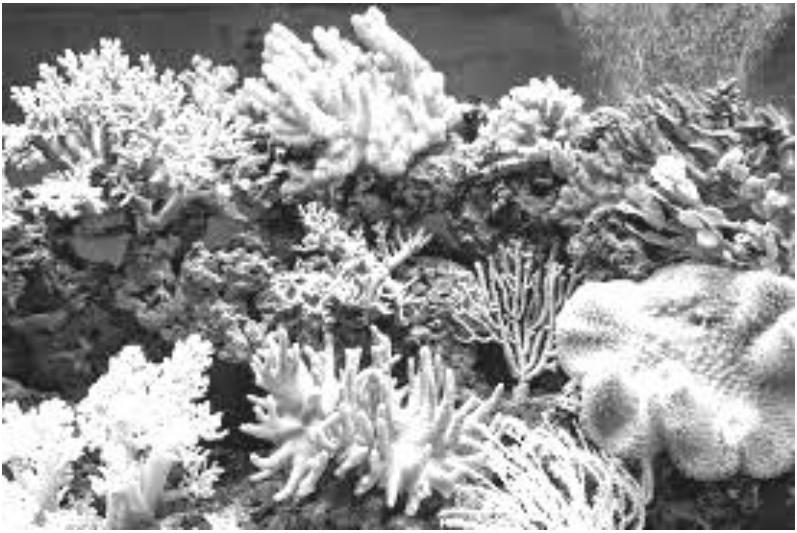


**Рис. 22. Сучасні шестипроміневі корали**
***З сайту*** **https://plus-one.ru/ecology/2021/06/08/pochemu-na-planete-ischezayut-korally**

Окрема особина має форму поліпа, медузи не утворюються. Кишкова порожнина поділена на камери радіальними перегородками. Тіло поліпа зазвичай має циліндричну форму і не поділяється на тулуб і ніжку. У

колоніальних форм нижній кінець тіла поліпу прикріплюється до колонії, а в одиночних форм має прикріплювальну підошву. Ротовий отвір щілиноподібний і оточений щупальцями. Щупальця зібрані в один або декілька зближених між собою віночків. Сучасні корали трапляються нині у морях різних широт, мешкають на різних глибинах від 0 до абісалі. Найбільш сприятливими для них є глибини від 180 до 550 м, де вони численні й різноманітні. Багато коралів звичайно у тропічних морях. Колоніальні коралові поліпи, які будують рифи, живуть на глибинах від 0 до 45 м при температурі від +18,5 до +36°С у чистій насиченій киснем воді нормальної солоності. Корали, що будували рифи, відомі в палеозої (табуляти, чотирипроменеві корали), у мезозої й кайнозої (шестипроменеві та восьмипроменеві корали). У морях минулих геологічних епох коралові поліпи, що не будують рифи, так само як і сучасні, мешкали, очевидно, на самих різних глибинах.

Будова скелета. Більшість організмів мають вапняковий трубчастий скелет. Скелет одного поліпа називається коралітом, скелет колонії – полипняком. В середині кораліту, який має вигляд трубки, розташовуються скелетні елементи: вертикальні перегородки – *септи*, горизонтальні – *днища*; також можуть бути присутні вапнякові пластини, що утворюють пузирчасту тканину, і вертикальний стрижень – стовпчик.

Систематика. Діагностичними ознаками класифікації кишковопорожнинних є внутрішня будова м′якого тіла та скелета, а також характер розмноження. Клас Anthozoa поділяється на чотири підкласи: Tabulatomorpha, Tetracoralla (Rugosa), Hexacoralla і Octocoralla.

## Тип Arthropoda (Членистоногі).

Тип Arthropoda є найчисленнішим типом царства тварин. Їхня кількість наближається до 3 млн видів. До членистоногих належать раки, павуки, скорпіони краби, комахи тощо. Тіло членистоногих сегментоване й укрито міцним панцирем –

кутикулою, складеним хітином (складного полісахаріду) і часто просоченим вуглекислим кальцієм. Членистоногі мають високорозвинену нервову, видільну, ендокринну, травну та м'язову системи. Кровоносна система незамкнена; кров ходить системою трубок або *лакун* – особливих порожнин тіла, які сполучаються між собою. Для кровоносної системи характерна поява центрального пульсуючого органу – серця. Органи дихання в залежності від умов існування представлені: *зябрами*, *трахеями*, своєрідними *легенями* «книжкового» типу (book-lungs) або дихання відбувається усією поверхнею тіла. Травна система складається із трьох відділів – передньої, середньої та задньої кишок. Членистоногі розмножуються тільки статевим шляхом. Нерідко проявляється статевий диморфізм. Розвиток проходить зі складним перетворенням.

Вивчення ембріонального розвитку (Ж. Кюв'є, В.М. Беклемішев) різних артропод та порівняльно-анатомічні дослідження дають підстави вважати, що членистоногі походять від кільчастих червів.

Тип членистоногих поділяється на чотири підтипи - Trilobitomorpha (трилобітоподібні), Chelicerata (хеліцерові), Crustaceaomorpha (=Branchiata) (зябродихаючі), Tracheata (трахейнодихаючі). Ми розглянемо найбільш важливий для палеонтології підтип – трилобітоподібні.

Підтип **Trilobitomorpha.** Клас **Trilobita.** Вимерлі морські бентосні тварини. Мешкали в мілководних морях палеозою. Рештки трилобітів поширені виключно в морських відкладах палеозою. Відомо близько 1300 родів. Середня довжина тіла трилобітів – 3-10 см. Завдяки їхній тричленній будові як по поздовжній, так і по поперечній вісі їх часто називають «трилопатевими раками». У поздовжньому напрямку їхнє тіло поділяється на голову (*цефалон*), груди (*торакс*), хвостовий щит (*пігідій*). Випукла осьова частина називається *рахіс*. Зліва та справа від *рахісу* розміщені сплощені *плеври* (рис. 23).

Будова скелета. Панцир прикривав тіло трилобіта тільки з боку спини, лише трохи підгібаючись на черевний бік.

Головний щит трилобітів утворюється за рахунок злиття п′яти передніх сегментів тіла. Осьова, найбільше випукла частина головного щита називається *глабела*, а бокові частини головного щита – *щоки.* Крім того, *щоки* трилобітів поділені лицевим швом на дві частини – рухливу, яка прилягає до *глабели* і вільну, яка лежить зовні лицевого шва.

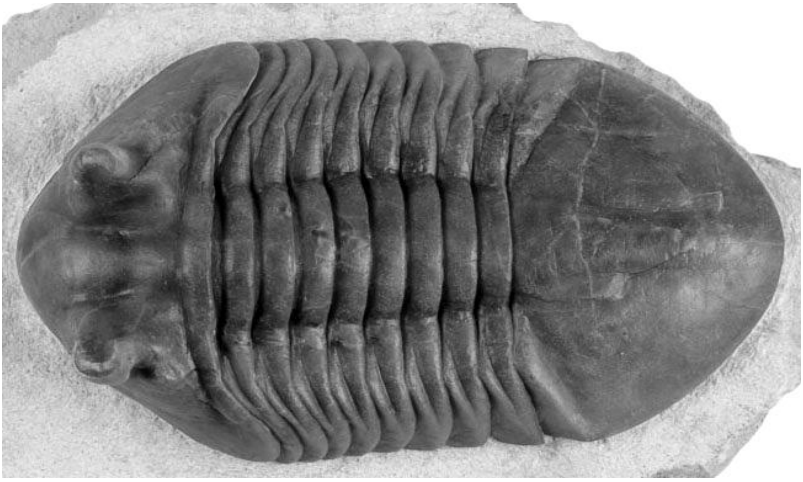


**Рис. 23. Трилобіт *Asaphus cornutus***
***З сайту*** **https://www.fossilera.com/fossils/3-35-asaphus-cornutus**

Тулуб складається з коротких, рухливо поєднаних однорідних сегментів; у кожному виділяється середня частина або осьове кільце (*рахіс*) та дві бокових (*плеври*).

Хвостовий щит у більшості випадків складається із декількох (1–34) недорозвинених сегментів, які іноді зливаються, утворюючи суцільний щит. Інколи хвостовий щит представлений тільки *рахісом*.

На нижному боці до кожного сегмента всіх відділів тіла прикріплюється пара кінцівок.

У викопному стані у трилобітів іноді зберігаються травна, кровоносна системи (у вигляді відбитків сосудів на панцирі). З органами відчуття трилобітів відомо очі та антенули дотику. Про інші системи та органи відчуття судять за аналогією з сучасними членистоногими.

Систематика. На підставі особливостей будови головного та інших відділів тіла, лицевих швів трилобітів поділяють на два підкласи: Miomera (міомерні) та Polymera (полімерні).

## Тип Mollusca (Молюски)

До типу молюсків належать численні м'якотілі організми, що мешкають як у водному середовищі, так і на суходолі. Для більшості молюсків характерна двобічна симетрія. Із сучасних форм найбільш відомими є: двостулкові, черевоногі та головоногі молюски. Розміри змінюються у значних межах – від 2 – 3 мм (планктонні черевоногі), до 18 м (гігантські кальмари). Сумарна кількість викопних (50 тис.) і сучасних молюсків становить 180 тис. видів. За способом харчування серед молюсків виділяють тих, що живляться рослинами, хижаків та падалеїдів. У морських басейнах молюски мешкають на всіх широтах і на різних глибинах (від 0 до 7000 м).

Тіло молюсків зазвичай не сегментоване, із вторинною порожниною. У ньому, як правило, виділяються голова, тулуб із внутрішніми органами і нога (спеціальний м'язовий виріст) або щупальця, що служать для пересування організму і захвату їжі. Внутрішні органи вкриті спеціальною шкіряною складкою – *мантією*, яка в більшості молюсків виділяє карбонатну речовину для будови черепашки. Черепашка молюска повністю або майже повністю покриває його м'яке тіло. За своїм положенням черепашки головним чином зовнішні, рідше – внутрішні, у деяких груп черепашка відсутня.

Будова скелета. У складі черепашки спостерігаються три шари: зовнішній, рогово-хитиновий (захищає черепашку від руйнування морською водою); середній, призматичний; внутрішній, перламутровий.

Травна, кровоносна, нервова, дихальна, статева та видільна системи мають різну будову та різний ступінь складності. Нервова система складається із парних нервових вузлів – *ганглієв*, які поєднуються парними нервовими стовбурами. Кровоносна система має центральний пульсуючий орган –

серце. Дихання здійснюється за допомогою зябер і лише у деяких молюсків за допомогою легенів. Зябра розташовані у вільному просторі між мантією та внутрішніми органами.

За будовою внутрішніх органів та черепашки тип Mollusca поділяється на класи: Loricata, Monoplacophora, Gastropoda, Xenoconchia, Scaphopoda, Bivalvia, Cephalopoda, Tentaculita, Hyolita.

Клас **Bivalvia (Двостулкові).** Водні, переважно морські, рідше прісноводні організми; двобічно-симетричні (вісь симетрії проходить між стулками). Ведуть бентосний спосіб життя. Більшість двостулкових молюсків належать до форм, що зариваються і напівзариваються у ґрунт. Деякі прикріплюються до ґрунту шляхом цементації (устриці й рудісти) або за допомогою бісусу. Особливу групу двостулкових молюсків становлять свердлуни й деревоточці. Холодним, а також солоноватоводним і прісноводним морям властива одноманітність родового і видового складу при великій кількості особин. Теплим морям властивий розвиток видів, що прикріплюються цементом. Найбільша кількість двостулкових молюсків приурочена до області мілководдя (мілкий шельф), хоча деякі види опускаються на глибини в декілька тисяч метрів.

Тіло складається із тулуба і ноги, голова редукована. Усі внутрішні органи містяться у мантії. Слід прикріплення мантії називається *мантійною лінією*. Вона може мати вигин – *мантійний синус*. Характер харчування пасивний: їжа потрапляє разом із током води. Органи дихання – зябра. Вапнякова черепашка складається із двох стулок, які поєднуються між собою зв′язкою або *лігаментом* та м′язами-замикачами.

<u>Будова скелета.</u> Черепашка за мінеральним складом вапнякова. У складі черепашки виділяються три шари: зовнішній, середній та внутрішній. Стулки черепашок можуть бути рівними та нерівними. Вздовж верхнього краю стулок розташовується стовщена *замкова* площадка, на якій

розміщується *замок*. Замок – це виступи-зуби на одній стулці та ямки-лунки на другій. Основна мета існування замка – міцне замикання стулок. На внутрішній поверхні стулок спостерігається зубний апарат, відбитки м′язів та мантійна лінія.

Систематика. За будовою замка двостулкові поділяються на сім підкласів: *Cryptodonta, Taxodonta, Dysodonta, Schizodonta, Heterodonta, Desmodonta, Pachiodonta.*

Клас **Gastropoda (Черевоногі).** Представлений як водними, так і наземними формами. В переважній більшості – бентосні тварини. Вони мешкають, головним чином, в морях із нормальною або близькою до неї солоністю, населяючи прибережні й мілководні ділянки. Лише окремі види можуть опускатися до абісальних глибин. Гастроподи мешкають також на суші в прісноводих басейнах і в субаеральному середовищі. На їх частку припадає близько 100 тис. сучасних та викопних видів. Тіло асиметричне, зі спіральною баштоподібною черепашкою. У деяких видів черепашка відсутня. Тіло складається з добре уособленої голови, тулуба й ноги, пристосованої до пересування. На черевному боці голови знаходиться рот, на спинному – одна або дві пари щупальців і пара очей. В тулубі розміщена основна частина внутрішніх органів: травна, нервова, кровоносна, статева системи. У ротовій порожнині розташований язик, вкритий хрящовою оболонкою та численними хітиновими зубчиками – своєрідна тертушка (*радула*). Нога являє собою м′язовий виріст з пласкою підошвою і знаходиться на черевному боці, позаду голови. В передній частині тулуба уособлена мантійна порожнина, в якій у водних черевоногих розташовані зябра. У наземних форм мантійна порожнина має губчастий характер, збагачена кровоносними судинами й перетворена у легені. Більшість черевоногих розмножуються статевим шляхом, наземні й задньозяброві черевоногі – гермафродити. У водних форм розвиток починається з личинкової стадії; у наземних форм розвиток прямий.

Будова скелета. Черепашка черевоногих, як і двостулкових зазвичай складається з 3-х шарів: зовнішній – хітиновий; середній – призматичний або порцеляновий; внутрішній – перламутровий. Розрізняють три основних форми черепашки: ковпачкоподібна, спірально-площинна, спірально-конічна (равликоподібна). У равликоподібної черепашки розрізняють вузький кінець, який називається верхівкою і широкий кінець, на якому розташоване устя. Спіраль може бути право- та лівозавитою. Правозавита спіраль закручена по часовій стрілці, а лівозавита - навпаки. Зовнішня поверхня черепашки може бути гладкою, але зазвичай вона несе елементи скульптури: ребра, борозни, шипи, ямки.

Систематика. Поділяються на основі будови органів дихання, нервової системи, серця, радули, а також на основі особливостей історичного розвитку. За цими ознаками виділяють три підкласи: Prosobranchia (Передньозяброві), Opistobranchia (Задньозяброві), Pulmonata (Легеневі).

Клас **Cephalopoda (Головоногі).** Головоногі молюски – мешканці нормальносолоних морських басейнів (стеногалинні); ведуть нектонний спосіб життя, хижаки. До класу головоногих належать 650 сучасних і близько 10 тис. викопних видів. Тіло головоногих білатерально-симетричне із чітко уособленою головою та тулубом. Нога перетворена в щупальця і лійку. У глотці є радула, що служить для подрібнення їжі. Органи відчуття найбільш високорозвинені серед молюсків (їх за правом називають приматами моря); кровоносна система майже замкнута. Головоногі роздільностатеві; розвиток прямий. Сучасні Cephalopoda представлені кальмарами, каракатицями, восьминогами; серед викопних найбільш відомими є амоніти (рис. 24) та белемніти.

Будова скелета. Більшість головоногих має вапнякову черепашку. Її форма може бути дуже різноманітною: пряма, зігнута у вигляді рогу, плоско-спіральна або спірально-гвинтова. У деяких форм черепашка розміщена всередині тіла або взагалі відсутня. Організми, які мали широку черепашку, а

також напівзгорнуту, спірально-конічну і неправильно згорнуту черепашку з плоским черевним боком або сильно розвиненою скульптурою, вели придонний спосіб життя. Ті,

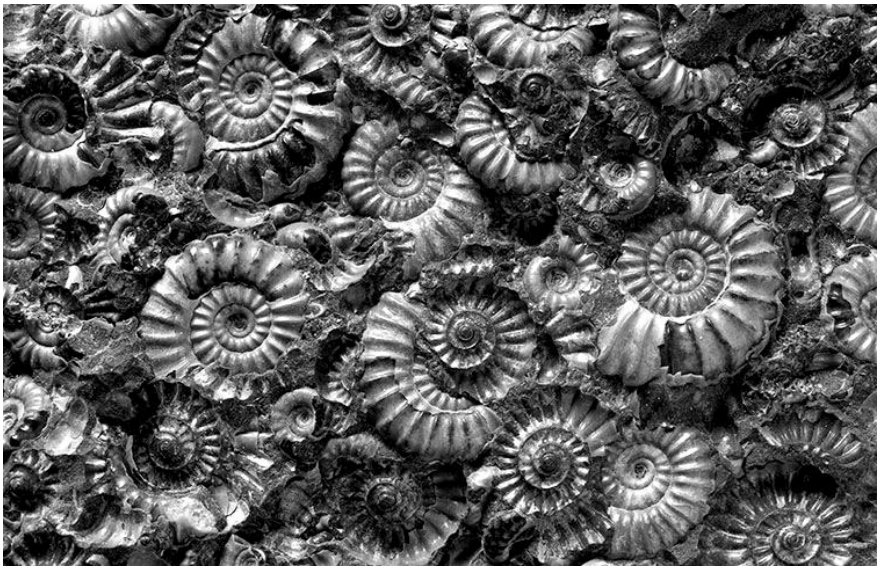


**Рис. 24. Викопні амоніти в породі**
***З сайту*** **https://www.nhm.ac.uk/discover/what-is-an-ammonite.html**

що мали дископодібну, черепашку були хорошими плавцями. Черепашка має отвір, який називається устям або *апертурою*.

Усередині черепашка поділена поперечними перегородками (септами) на камери. Перегородки кріпляться до черепашки ізсередини. Слід прикріплення називається перегородковою або лопатевою лінією. М′яке тіло розташовано в передній жилій камері; решта камер носять назву *«фрагмакон»* і заповнені частково рідиною (камери, які примикають до жилої), частково газом (більш ранні). Від м′якого тіла протягується *сифон* – тонкий тяж, який пронизує всі перегородки і зазвичай розташований у центральній частині оберта. Камери утворюються періодичним просуванням м′якого тіла вперед, нарощування стінки та виділення перегородок позаду.

Систематика. Поділяються на основі будови та положення черепашки, септ, сифона; крім того, скульптура черепашки також є важливою діагностичною ознакою. Сьогодні клас головоногих поділяється на сім підкласів: Nautiloidea, Orthoceratoidea, Endoceratoidea, Actinoceratoidea, Bactriotoidea, Ammonoidea, Coleoidea.

Важливим елементом морфології черепашки у головоногих виступає лопатева лінія, яка складається з чергування опуклих (сідел) та увігнутих (лопатів) частин. За їхньою формою, кількістю та розчленованістю розрізняють чотири основні типи лопатевих ліній:

*агоніатитовий* –

лопаті й сідла прості, нерозчленовані, нечисленні;

*гоніатитовий* –

лопаті й сідла прості, нерозчленовані; лопаті загострені, сідла округлені;

*цератитовий* –

сідла округлені, нерозчленовані, лопаті дрібно зазубрені;

*амонітовий* –

лопаті й сідла сильно розсічені.

## Тип Brachiopoda (Брахіоподи)

Брахіподи – це одиночні виключно морські, бентосні, двосторонньо-симетричні тварини. Мешкають у нормально-солоних, значно рідше солонуватих та опріснених басейнах. Брахіоподи мають м’яке тіло та черепашку, яка складається із двох стулок (черевної й спинної), нерівних за розміром і формою. Розміри змінюються від 1 мм до 40 см у довжину, середні становлять 3 – 5 см. Форма черепашок брахіопод (рис. 25) дуже різноманітна: округла, видовжена, трапецієподібна і навіть келихоподібна. Площина симетрії проходить через стулки.

Сучасні брахіоподи живуть на глибині від 0 до 5800 м. Брахіоподи з’явились у кембрії й існують донині, хоч переважна більшість їх вимерла наприкінці палеозою.

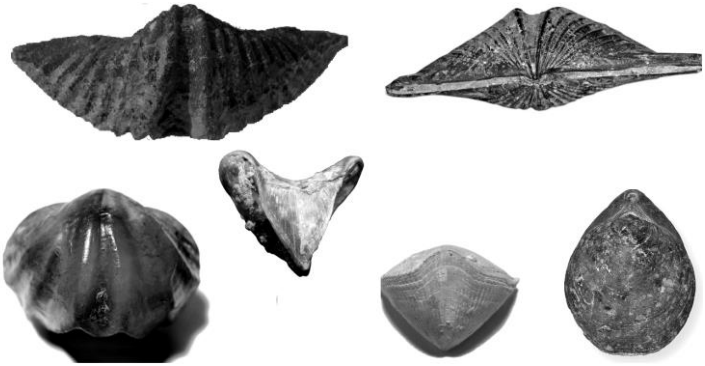


**Рис. 25. Форми черепашок брахіопод**
***З сайту*** **https://pikabu.ru/story/brakhiopodyi_4761986**

Будова м’якого тіла. Внутрішня порожнина мушлі (черепашки) розділена перегород-кою, яка називається діафрагма, на дві різко нерівні частини. У задній частині розташовані внутрішні органи. Передня частина називається мантійною порожниною. Тут містяться дві шкірясті складки тіла, що називаються мантією. Між ними розташовані дві згорнуті у спіраль руки з віями (тоненькі щупальця). Іноді руки підтримує опорний скелет, який називається ручний апарат або лофофор; він являє собою м’ясистий диск або два симетрично розташованих видовжених тяжа і кріпиться до спинної стулки.

Брахіоподи є біофільтраторами – рух вій створює приток свіжої води, що приносить їжу, та зворотний струм, що виносить продукти виділення та розмноження. У більшості брахіопод травна система сліпа, меншість має анальний отвір. Крім травної, брахіоподи мають видільну, нервову, кровоносну, статеву системи. Добре розвинута мускульна система, яка виконує різні функціональні призначення. У викопних форм відбитки мускулів зберігаються на внутрішньому боці стулок і мають систематичне значення. Від задньої частини тіла відходить ніжка, якою тварина прикріплюється до субстрату; іноді ніжка відсутня, у виключних випадках вона, навпаки, різко подовжується і за

допомогою неї брахіопода заривається у субстрат. Розмноження пряме або з личинковою стадією.

Будова скелета. Мантія виділяє мушлю (черепашку), яка за складом може бути вапняковою, хитиново-фосфатною; суцільною або пористою. Зовнішня поверхня мушлі гладка або має різну, переважно радіальну скульптуру. Як було зазначено вище, мушля складається із черевної та спинної стулок. Зазвичай черевна стулка більше. Співвідношення між стулками різне: обидві стулки опуклі; черевна – опукла, спинна – пласка або увігнута; спинна опукла, а черевна –увігнута.

Деякі брахіоподи вигнуті в середній площині. Цей вигін посередині черевної стулки виглядає як трикутна борозна або заглиблення і називається *синус***.** Йому на спинній стулці відповідає піднесення – сідло. Їхня присутність створювала три напівзамкнуті потоки води: два вхідних і один, що виходив. Іноді вздовж замкового краю черевної стулки розвинена сплощена площадка, яка називається *арея***.** Посередині ареї розташовується отвір для виходу ніжки. Якщо він трикутної форми то називається *дельтирій,* якщо округлої – *форамен*. Якщо отвір для ніжки розміщений на спинній стулці, то називається *нототирій*.

У значної кількості брахіопод зціплення стулок відбувається за допомогою *замка*, що складається із двох зубів, розташованих на черевній стулці, та двох ямок на спинній стулці, які їм відповідають. У деяких брахіопод зуби надбудовуються зубними пластинами.

Систематика. Основне систематичне значення має наявність або відсутність ручного апарата та замка. Тип брахіоподи поділяється на два класи: Inarticulata (беззамкові) і Articulata (замкові).

## Тип Echinodermata (Голкошкірі)

Голкошкірі – вельми своєрідний тип тваринного світу. За планом будови вони не схожі на будь-яку із тварин. Завдяки особливостям своєї організації та оригінальній формі тіла, яка

нагадує огірок, квітку, кулю, зірку, вони здавна привертають до себе увагу. Назву «голкошкірі» дано ще давніми греками.

Це морські, стеногалінні одиночні радіально-симетричні тварини, які ведуть бентосний спосіб життя (прикріплений або рухливий) і які мешкають у морях нормальної солоності на всіх широтах. Нараховується близько 6 тис. сучасних та 15 тис. викопних видів. Розміри тіла зазвичай коливаються у межах від 5 до 50 см, але є види довжина яких не перевищує декількох міліметрів, а в інших, навпаки, можуть сягати до 2 м. Тип голкошкірих належить до найбільш високоорганізованих безхребетних тварин – *вторинноротих*. Класи голкошкірих дуже своєрідні й сильно відрізняються один від одного, але вони мають цілу низку ознак, властивих тільки даним тваринам.

Для голкошкірих характерні такі особливості будови: наявність лише у них особливої водоносної (амбулакральної) системи (рис. 26), яка складається із серії тонкостінних

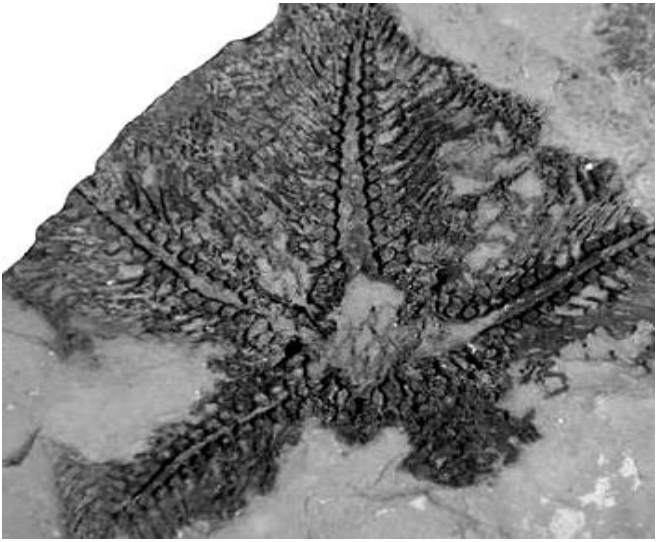


**Рис. 26. Відбиток морської зірки з відкладів ордовику (лагерштет Фезоуата, Марокко).** ***З сайту*** **https://www.techinsider.ru/science/news-663343-v-marokko-obnaruzhena-samaya-drevnyaya-morskaya-zvezda/**

каналів, заповнених рідиною; променистий план будови зазвичай кратний 5; сильно розвинений скелет, який за своїм походженням, на відміну від інших безхребетних, є внутрішнім, кожен фрагмент скелету представляє собою окремий кристал кальциту, іноді дуже незвичної форми.

Будова м'якого тіла. Мішкоподібне тіло голкошкірих має тришарову будову: зовнішній епітелій, з'єднувальну тканину, внутрішній епітелій. Амбулакральна система присутня тільки у голкошкірих і виконує функції дихання та руху. Вона починається отвором у стінці тіла, який часто прикритий спеціальною пластиною – *мадрепоритом*, від якої тягнеться кам'янистий канал, що підходить до колоротового кільця; від останнього відходять радіальні судини. На них розташовані численні вирости – амбулакральні ніжки, які виходять назовні і служать для доставки до ротової порожнини їжі, а також для пересування, дихання, дотику, зору. Амбулакральні ніжки можуть багатократно подовжуватися, пристосуватися до субстрату, потім скорочуватися, за рахунок чого здійснюється підтягування та пересування тварини. Радіальні канали закінчуються у п'яти очних пластинок світлочутливими щупальцями, для виходу яких є по одному отвору.

Будова скелета. Скелет внутрішній, розташований під шкірою, складається з багатокутних вапнякових табличок. Зовні до виступів табличок іноді рухливо прикріплені голки різних розмірів та форм. Скелетні елементи утворюють так звані амбулакральні та міжамбулакральні поля.

Систематика. У сучасних довідниках прийнято поділ голкошкірих на чотири підтипи: Homalozoa, Crinozoa, Asterozoa, Echinozoa, у складі яких нараховується більше 20 класів. Палеонтологічне значення мають, головним чином, представники підтипів Crinozoa та Echinozoa.

## Тип Chordata (Хордові)

Хордові – двобічно-симетричні, вторинноротi тварини. Усередині тіла мають вторинну порожнину; характеризуються наявністю всередині тіла осьового скелета у вигляді пружного

стрижня – спинної струни або хорди (chorda dorsalis), звідси й назва типу. Протягом усього життя хорда зберігається тільки у примітивних хордових. У вищих хорда присутня тільки на ранніх стадіях онтогенезу, а в подальшому змінюється членистою віссю, яка складається з хребців і називається хребетним стовпом. Тому вищі хордові й називаються хребетними.

У черевній порожнині розташовані органи травлення, виділення, розмноження. Травний тракт поділений на ротову порожнину, глотку, стравохід, шлунок і кишковий тракт. Органи дихання можуть бути представлені зябрами або легенями. Кровоносна система замкнута, зі складно влаштованим серцем. Центральна нервова система включає спинний та головний мозок. Усі хребетні роздільностатеві. Суттєвою особливістю будови хребетних є наявність внутрішнього розчленованого скелета – опорного апарата, який достатньо повно відображає будову організму в цілому. Скелет усіх хребетних має загальну схему будови: череп, хорду або хребет, скелет кінцівок.

Вивчення викопного кісткового матеріалу дає змогу з'ясувати морфофункціональне значення окремих елементів скелета. При визначенні хребетних важливими діагностичними ознаками є будова зубів та кінцівок, оскільки вони першими реагують на зміни середовища існування. Викопні хребетні мають велике значення під час вивчення стратиграфії осадових товщ континентального походження фанерозою, починаючи з девону. Особливо велика роль решток ссавців для пізнання континентальних відкладів кайнозою.

Систематика. Основою для поділу хребетних є особливості будови скелета та систем внутрішніх органів. Виділяють такі таксони:

Підтип Vertebrata (Хребетні) або Craniota (Черепні).
Інфатип Agnatha (Безщелепні),
Інфатип Gnathostomi (Щелепнороті),
Надклас Pisces (Риби),

Надклас Tetrapoda (Чотириногі),
Клас Amphibia (Земноводні або амфібії),
Клас Reptilia (Плазуни),
Клас Aves (Птахи),
Клас Mammalia (Ссавці).

**Надклас Pisces** (Риби). Найбільш різноманітна група нектонних хребетних, що панує у водних басейнах. Мають добре розвинені щелепи та органи відчуття (зору, нюху тощо). Кінцівки представлені парними (грудні та черевні) та непарними (хвостовий, анальний, спинний) плавниками. Мускулатура добре розвинена. Хребет хрящовий або кістковий.

Тіло вкрито лускою різної будови: плакоїдною, космоїдною, ганоїдною та косною. У надклас об'єднані чотири класи, які не пов'язані між собою перехідними формами: пластиношкірі, акантоди, хрящові та кісткові.

Надклас **Tetrapoda** (Чотириногі). Хребетні, які мешкають переважно на суходолі. Утворилися в пізньому девоні від кистеперих риб. У зв'язку зі зміною способу пересування з парних плавників кистеперих риб виникли парні задні й передні п'ятипалі кінцівки наземних чотириногих. У зв'язку з переходом до існування на суходолі з'явилось легеневе дихання, розвинулися досконаліші кровоносна, нервова, м'язова, травна, статева та інші системи органів. Екологія тетрапод досить різноманітна.

Клас **Amphibia** (Земноводні або амфібії). Перші наземні хребетні, розвиток і розмноження яких ще тісно пов'язано з водним середовищем. Найдавніші земноводні (акантостегі і іхтіостеги) відомі з верхньодевонських відкладів Гренландії, і є ланкою, що пов'язує риб і справжніх амфібій (рис. 27). Усі земноводні холоднокровні. Легені розвинені слабо, додатковий

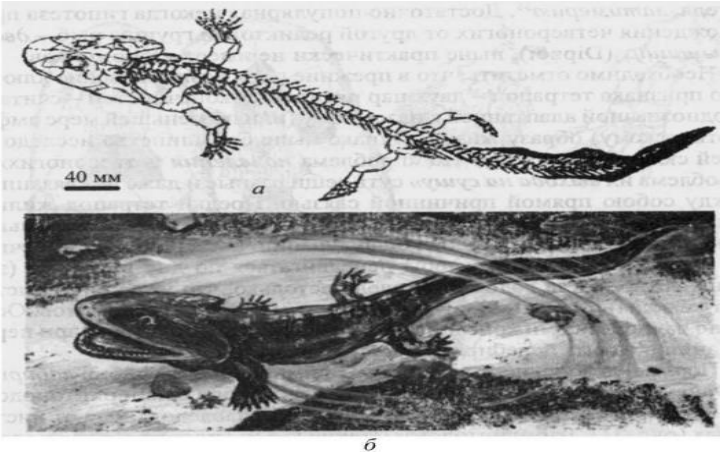



**Рис. 27. Архаїчний лабіринтодон Acanthostega; а –скелет, б – реконструкція в природній обстановці (за Castes, Hamond, 1996)**

орган дихання – волога, слизька шкіра (близько 50% газообміну). Суттєві зміни відбуваються у будові органа слуху – вуха, воно пристосовано до сприйняття звуку як у водному, так і повітряному середовищі. Хребет складається із чотирьох відділів: шийного, тулубного, крижівного та хвостового.

Систематика. Поділ амфібій оснований на відмінах у процесі утворення та розвитку хребців. Нині виділяють шість рядів: Labyrinthodontia (Лабіринтодонти), Lepospondyli (Лепоспондули), Seymouriamorpha (Сеймуріаморфи), Apoda (Безногі або червягі), Salientia (Безхвості), Urodela (Хвостаті). Останні три ряди є представниками сучасних земноводних, які об’єднують приблизно 2100 видів.

Клас **Reptilia** (Плазуни). Перший клас справжніх наземних хребетних (рис. 28).

Найдавніші рештки рептилій знайдено у верхньому карбоні, протягом пермі рептилії досягають доволі великого розмаїття. Мезозойські рептилії характеризуються широким адаптивним діапазоном, вони завойовують наземне, водне та повітряне середовище. У кінці мезозою основна маса рептилій вимирає, залишаючи свої біотопи птахам та ссавцям.

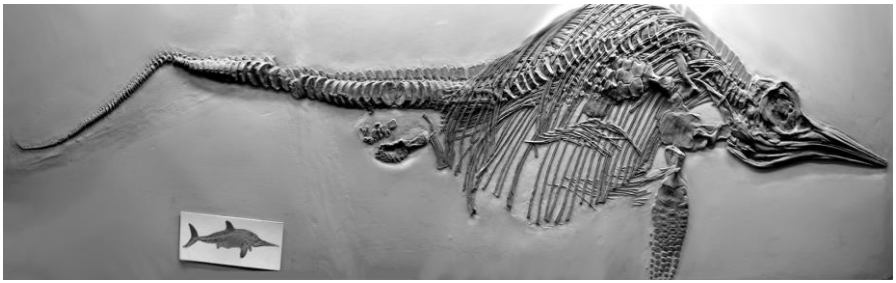


**Рис. 28. Вимерлий іхтіозавр *Stenopterygius quadriscissus***
***З сайту*** **https://www.amnh.org/exhibitions/permanent/vertebrate-origins/stenopterygius-quadriscissus**

Плазуни порівняно з амфібіями характеризуються деякими прогресивними ознаками будови та розвитку. Вони мають внутрішнє запліднення, прямий розвиток, яйця відкладають у повітряному середовищі. Прогресивно розвивається легеневе дихання, удосконалюється кровообіг. Але плазуни, як і амфібії холоднокровні. Тіло захищено роговим покриттям. Анатомія дуже різноманітна.

Систематика. За особливостями будови, певними філогенетичними взаємовідносинами один з одним та спорідненими класами хребетних, способом життя і за часом існування (викопні та сучасні) плазуни поділяються на сім підкласів: Cotylosauria (Котилозаври), Synaptosauria (Синаптозаври), Ichthyopterygia (Іхтіоптеригія), Archosauria (Архозаври), Synapsida (Звіроподібні), Chelonia (Черепахи), Lepidosauria (Лускуваті ящери).

Клас **Aves** (Птахи). У сучасній фауні – це найчисленніший клас наземних хребетних (до 8600 сучасних видів), що пристосувалися до життя у повітряному середовищі.

Вважається, що птахи утворилися від архозаврів (текодонтів), оскільки за багатьма морфологічними ознаками птахи близькі до плазунів. Наприклад, у черепі добре розвинена типова для архозаврів передочна ямка; задні кінцівки нагадують задні кінцівки динозаврів. Відомий дослідник фауни мезозойських динозаврів професор А.К.

Рождественський висловлював думку, що сучасні страуси є представниками динозаврів у сьогоденному тваринному світі.

Основні ознаки, які відрізняють птахів від плазунів, пов'язані з їхним умінням літати. Передні кінцівки перетворені в крила. Тазовий пояс та задні кінцівки мають низку особливостей, зумовлених ходінням на задніх ногах та відкладанням яєць. Птахи теплокровні, тіло вкрито пір'ям, гомологічним роговій лусці плазунів. Скелет легкий, міцний, багато елементів скелета є полими. Серце чотирикамерне, головний мозок більше ніж у рептилій, що зумовлює більш високу нервову організацію птахів порівняно з плазунами (велика кількість птахів веде «суспільний» спосіб життя – улаштовування гнізд, координований політ, піклування про потомство).

Систематика. Птахи поділяються на три підкласи: пізньоюрські давні ящерохвості – Saurornithes, крейдові зубасті – Odontornithes та нові віялохвості – Neornithes, відомі з пізньої крейди до наших днів. До сучасних віялохвостих птахів належать страусоподібні (ті, що бігають), пінгвіни (ті, що плавають) та птахи, що літають. Птахи поділяються на 40 рядів, у викопному стані відомий 31 ряд. Рештки птахів відносно рідко трапляються у викопному стані. Більшість знахідок відомо з болотних, печерних та морських відкладів. Іноді у викопному стані зберігається шкаралупа яєць.

Клас **Mammalia** (Ссавці). Ссавці найбільш високоорганізована група тварин, яка в кайнозої посідає пануюче положення серед хребетних. Для ссавців характерним є внутрішньоутробний розвиток; вони (крім нижчих форм) живонароджуючі, годують дітей молоком; піклуються про потомство. Мають волосяний покрив, теплокровні, кровообіг не змішаний, серце чотирикамерне. Для ссавців характерним є прогресивний розвиток центральної нервової системи (кора великих напівкуль), удосконалені органи відчуття та інтенсивний обмін речовин.

Ссавці мають один (крайовий) ряд зубів. Зубна система диференційована на різці, клики та щічні зуби. Склад зубної системи ссавців відображено у так званій зубній формулі, яка надається у вигляді дробу, де в чисельнику вказується кількість різців, кликів, передкорінних та корінних зубів половини верхньої щелепи, а в знаменнику – кількість тих самих зубів половини нижньої щелепи.

Характерні для ссавців зуби могли розвинутися з простих конічних зубів типових плазунів. За характером харчування ссавці поділяються на хижаків, рослиноїдних та всеїдних. Вважається, що вони утворилися від звіроподібних плазунів, у пізньому тріасі вже існували представники архаїчних ссавців. Розквіту досягли в кайнозої, пристосувавшись до різних умов існування на суходолі, у морях; можуть вести підземний спосіб життя, проникають і в повітряне середовище.

При діагностиці викопних ссавців найбільшу увагу приділяють будові зубів, черепа та кінцівок. Ссавці поділяються на шість підкласів. Три підкласи примітивних ссавців об'єднані в групу архаїчних – Theria, від яких у викопному стані лишаються головним чином зуби та щелепи. Крім того, виділяють ще три підкласи: клоачні або першозвірі – Prothoteria, нижчі або сумчасті – Methateria, вищі звірі або плацентарні – Eutheria. Для біостратиграфії найбільш важливі плацентарні, які поділяються на 27 рядів, з яких 17 – сучасні, решта належить до викопних.

### 7.3 Царство Рослини (Phyta)

#### Підцарство нижчі рослини – Thallophyta

Тіло нижчих рослин не диференційоване на корінь, стебло та листя, називається слань або талом. До цієї групи організмів належать водорості, які являють собою збірну з одиночних і колоніальних рослин, що мешкають у воді, рідше в ґрунті. Їхні розміри змінюються від декількох мікрон до 60 м. Водорості мають фотосинтезуючі та барвні пігменти. Розмножуються статевим і безстатевим шляхом. Найбільш давні достовірні

знахідки відомі з відкладів верхнього венду. Нині виділяються від семи до дванадцяти відділів (відповідає типу у царстві тварин), які відрізняються набором пігментів, кількістю клітин (одно- або багатоклітинні) та будовою мінерального скелета. Для палеонтології найбільш важливими є коколітофоріди (рис. 26) з карбонатним скелетом і діатомові з кременистим.

**Коколітофоріди** (рис. 29) відносяться до відділу Chrisophyta– Золотистих водоростей**.**

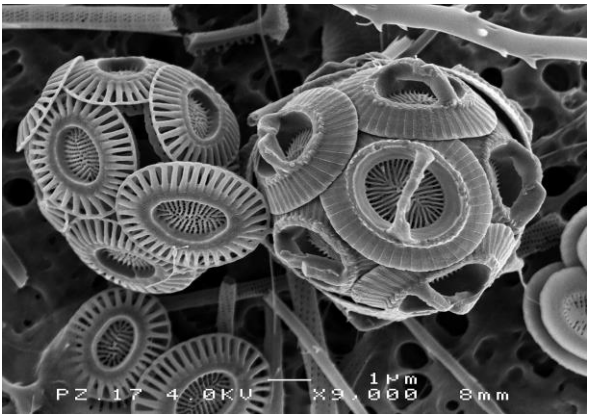



**Рис. 29. Коколітофоріди в електронному мікроскопі**
***З сайту*** **https://kartinki.pibig.info/43748-mel-pod-mikroskopom-kartinki.html**

Це одноклітинні, рідше багатоклітинні водорості. Мають золотаво-жовте або буре забарвлення. Вони переважно планктонні, рідше прикріплені, живуть у прісних і солоних водоймах. Рух водорості відбувається за допомогою джгутиків. У викопному стані зберігаються або цілі скелети -кокосфери, або їхні уособлені фрагменти – коколіти.

**Діатомові водорості** відносяться до відділу Bacillariophyta. Діатомові – це одиночні, рідше колоніальні мікроскопічні водорості (0,7 мкм-2 мм) бурого кольору. Частіше планктоні, рідше бувають бентосні форми. Мешкають у морських і прісноводних водоймах, часто в холодних водах. Деякі живуть у ґрунті, на скелях, на льодовиках. Клітина міститься усередині

двостулкового панцира, що дало назву «діатомея». Панцир складається з двох елементів – стулок, подібно до коробки із кришкою, з яких одна (кришка) завжди більша за коробку. На панцирі розрізняють диск (основа стулки) та поясок. За формою диска виділяються два класи – центричні та пенатні (рис. 30). Пенатні мають двобічну симетрію.

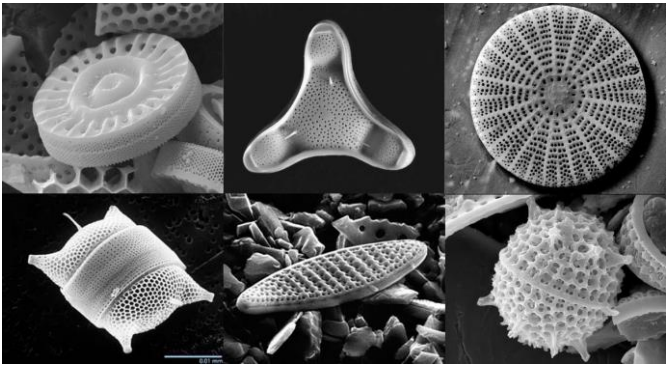


**Рис. 30. Форми панцирів діатомових водоростей.**
***З сайту*** **https://pikabu.ru/story/diatomei_osnova_zhizni_6110842**

Їхня форма подовжена, голкоподібна, є серединний щілиноподібний отвір – (шов).

Центричні діатомеї мають переважно радіальну симетрію. Їхня форма кругла, трикутна, зіркоподібна. З боку пояска всі діатомові мають паличкоподібну подовжену форму, що дало другу назву – бацилярія. Стулки пронизані численними великими та дрібними отворами, що мають гладенькі, або скульптуровані ободки. Розташування отворів та елементів скульптури в поєднанні зі стулкою створюють виключне різноманіття діатомових – 300 родів та 12 тис. видів сучасних.

Породотвірна роль – крамененакопиченнння.

Центричні – відомі з крейди, пенатні – з палеогену.

Мають велике стратиграфічне значення для зонального розчленування порід від крейди до неогену, а також палеогеографічне значення.

## Підцарство вищих рослин - Telomophyta

Вищі рослини є наземними, рідше вторинно-водними. Умови існування наземних рослин значно різноманітніші, ніж у нижчих. Вищі рослини трапляються майже на всіх широтах і в різних екологічних умовах.

У викопному стані від рослин зберігаються, звичайно, лише окремі частини: у водних – органічні оболонки, мінеральні скелети, відбитки сланей. У вищих рослин – відбитки листя, нерідко з епідермісом, стебла, стволи, коріння, спорангії, стробіли, спори, пилок, зерна, насіння, плоди, шишки.

Різні частини рослин зустрічаються розрізнено, і об'єднати їх в одну рослину вдається не часто.

Вищі рослини мають три основні особливості:

1. Диференціація тіла на корінь, стебло та листя;

2. Спеціалізація клітин призводить до утворення різних тканин - провідних, покривних, механічних.

3. Життєвий цикл складається з чергування статевого та безстатевого поколінь при домінуванні одного з них.

Функції частин тіла: Корінь закріплює рослину на субстраті, постачає живильні речовини. Стебло, осьова частина рослини, виконує опорну та провідну функції, а також несе пагони, листя, квіти. Листя виконують функції фотосинтезу, газообміну, випаровування води. У деяких пальм листова пластина досягає 25 м.

За типом розмноження вищі рослини поділяються на спорові та насінні.

Для спорових характерно добре виражена зміна статевого та безстатевого поколінь. Вмістилища спор – спорангії рослин, розташовані знизу на листі, там визрівають, а потім розсіюються спори, які при проростанні дають початок гаметофіту. На ньому утворюються жіночі та чоловічі статеві органи – архегонії та антеридії. При запліднені розвивається спорофіт. Найпоширеніший приклад – рослина папороть. На ній визрівають спори.

У насінних рослин, а вони є більш високим етапом еволюції, мегаспора проростає всередині сім'ябруньки й перетворюється в ендосперм з археогоніями. Мікроспори (пилок), потрапляючи на сім'ябруньку, запліднює яйцеклітину, яка потім разом з ендоспермом дає сім'я.

Характеристика найбільш важливих для геології вищих рослин наведена нижче.

**Відділ Rhyniophyta – Риніофіти** (стара назва псилофітові). Це найстаріші, перші наземні напівводні рослини з невиразним діленням на органи (див. рис. 7б). Вони мали трав'янистий вигляд, нерозвинену кореневу систему, її функції виконувало підземне стебло, що мало ризоїди – волосинки, які всмоктували воду. Справжнє листя було відсутнє, замість нього від стебла відходили зародкові листочки – філоїди, що виконували функцію фотосинтезу. Розмноження відбувалося за допомогою спор, спорангії були розташовані на верхівках пагонів рослин. Походження та еволюція риніофітів недостатньо вивчені. Вони виникли в другій половині силуру й вимерли наприкінці девону, розквіт припав на ранній та середній девон. Риніофіти почали освоювати континенти близько 400 млн років тому. Росли на узбережжях, частково у воді. За еволюційною значимістю – це важлива межа в розвитку рослин. Вони дали початок іншим відділам вищих рослин. У викопному стані знаходять відбитки пагонів, рідше органи спороношення, або частини стебла.

**Відділ Lycopodiophyta – Плавунові** (рис. 31). Низькоорганізовані вищі рослини, що подібно риніофітам мали зародкові листочки – філлоїди, найчастіше голкоподібної форми як у хвойних, що вкривали стебло. Органи розмноження розташовані компактно, утворюють шишки-стробіли, або спорангії в пазухах листя чи на його поверхні. Існували у формі дерев та чагарників з розвиненим стеблом. У деревоподібних форм присутній спеціалізований камбіальний шар, що пояснює наявність вторинного потовщення стебла з добре розвиненою корою.

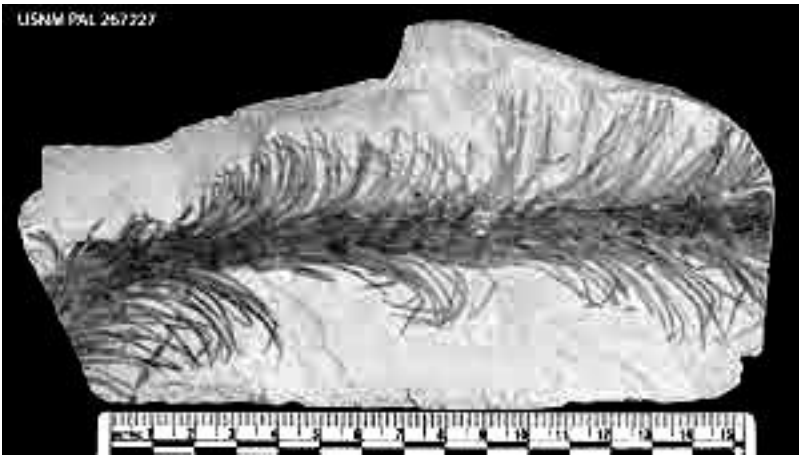



**Рис. 31. Найдавніший плавун – *Baragwanathia longifolia,* $S_2$; відомий з відкладів Австралії, Китаю, Чехії і Канади.**
***З сайту* https://en.wikipedia.org/wiki/Baragwanathia**

З'явились у пізньому силурі, розквіт припадає на кам'яновугільний та пермський періоди, де вони відігравали важливу роль у флорі. На той час їхні стволи досягали 40 м висоти та 2 м товщини. У викопному стані зберігаються відбитки кори, листя, стебла, стробіли, спори. До нашого часу дожили Lycopodiales та Selaginellales.

**Відділ Equisetophyta – Членистостебельні**, еквізетові або хвощові. Трав'янисті та деревоподібні рослини, що мають горизонтальне коріння, стебло членисте, порожнє всередині, поділене вузлами на міжвузля. Листя та гілки відходять від вузлів, розташовані мутовчасто, оточуючи стебло на одному рівні. Листя утворилося від зростання кінцевих гілочок – теломів, мають форму від вузького подовженого до клиноподібного. Кора гладка або ребриста. Розквіт припав на карбон. За будовою листя, стебла та органів спороношення членистостебельні поділяються на порядки: Sphenophyllales, Calamitales, Equisetales (сучасні польові хвощі).

**Відділ Polypodiophyta – Папоротеві**. До папоротевих належать вищі деревоподібні рослини висотою до 20 – 30 м, а також і трав'янисті або дрібні чагарники. Вони походять від

риній і мають складне листя, яке називається *вайя*, що становить основну частину рослини, слаборозвинене стебло та справжнє коріння. Листя – розсічена пластина, складається із пір'я, яке відходить від основної осі - рахісу. Розмножуються спорами. Наявне виразне чергування поколінь, спорангії розташовані на різних частинах рослини – на краю або нижній поверхні листя, на спороносних пагонах.

Папоротеподібні відомі із середини девону по сьогодення, нині вони різко переважають над плавуновими, хвощами й голонасінними. Число сучасних родів – 300. Поширені переважно в тропічних лісах. Виділяються два класи. Прапапороті мали примітивне листя та розгалужене стебло, з'явились у пізньому девоні. Справжні папороті мають складнорозсічене листя, на якому й будується класифікація. У викопному стані широко розповсюджені роди Coniopteris, Clathropteris.

**Відділ Gymnospermae. – Голонасінні**, пінофіти. Це дуже численна й різноманітна група вищих насінних рослин.

Голонасінні ростуть майже всюди від тропіків до полярного кола. Вони з'явились у пізньому девоні. Загальна ознака голонасінних і покритонасінних рослин – наявність насіння. Але у голонасінних відсутній зав'яз, насіння голе.

Голонасінні – це дерева, чагарники, ліани з добре диференційованим листям, стовбурами, корінням, мають вторинну деревину. Розмножуються насінням. Органи розмноження – це видозмінений пагін, на якому розташовані плодолистики (макроспорофіли) і мають вигляд пензлика, колоска, парасольки або шишки. Час існування – D-нині. Класифікація провадиться за листям, стеблами, органами розмноження.

**Відділ Angiosperma – Покритонасінні**, або квіткові, або магноліофіта.

Відділ Покритонасінних включає найбільш високорозвинені насінні рослини, які є господарями сучасної флори (більше 300 тис. видів), поширені повсюди в тому числі

у прісних і морських водоймах (вторинноводні), представлені різними екологічними типами – дерева, чагарники, трави, ліани. Висота може сягати 150 м (евкаліпт).

Для квіткових характерні такі особливості:

1. Органами розмноження є квітки із зав'яззю, у порожнині якої дозріває насіння. Водночас із зав'язуванням формується плід, який виконує функцію захисту і розповсюдження насіння.
2. Подвійне запліднення, запліднюються яйцеклітина і центральне ядро зародкового мішечка.
3. Будова стебла – високорозвинена провідна тканина – справжні судини. Тому ще називаються судинними рослинами.

Квіткові поділяються на два великих класи: Дводольні **Dicotiledones** та Однодольні **Monocotiledos.**

Дводольні становлять до 75% квіткових рослин. До них належать майже всі дерева та чагарники, більшість трав. Загальна ознака дводольних – наявність двох сім'ядоль. Вони також мають концентричне розташування пучків судин у стеблі або стовбурі, листя, диференційоване на пластину та черешок. Частини квітки в більшості кратні п'яти. У ранній крейді з'явилися тополя, верба, дуб, у пізній - горіх, бук, клен, у палеогені – береза, в'яз.

Однодольні – це трав'янисті рослини з однією сім'ядолею, слабо диференційованим листям, яке має форму кинджалу або стрічки. Кількість частин квітки кратна трьом. Це – пальми, злаки, лілії, цибуля, нарциси, водні рослини. Однодольні виникли в пізній крейді, розвиваються у наш час.

**Контрольні запитання**

1. Як називаються рештки будь-яких організмів геологічного минулого?
2. Які бувають категорії збереженості викопних організмів?
3. Що таке ориктоценоз?
4. Як поділяються організми по відношенню до умов середовища?
5. Які рештки відносять до *керівних викопних*?

6. На які класи поділяється тип Molluska?
7. Чому покритонасінні так називаються?
8. Які організми є породотвірними?

**Рекомендована література**

*Гриценко В.* (2005). Палеонтологія. Навчальний посібник. Київ: Київський ун-т. 282.

*Крочак, М., Мєнасова А.* (2011). Історична геологія з основами палеонтології. Практикум. Навчальний посібник. Київ: Київський ун-т. 223.

*Світлицький В.М.* (2023). Палеонтологія. К.: Азбука. 448.

*Ольштинська, О.П.* (2012). Основи мікропалеонтологічного аналізу. Навчальний посібник. К.: Фоліант. 126.

*Benton, M. J., Harper, D. A. T.* (2020). Introduction to Paleobiology and the Fossil Record, 2nd Ed. Wiley-Blackwell. 656.

*Miller A. I., Foote M.* (1997). Principles of Paleontology. 3rd Ed. – W. H. Freeman and Company. New York. 354.

*Stearn, C. W., Carrol, R. L.* (1989). Paleontology: The Record of Life. John Wiley & Sons, New York. 453.

*Wicander, R., Monroe, J.S.* (2010, 20007). Historical Geology: Evolution of Earth and Life Through Time, Sixth Edition. Brooks/Cole, Cengage Learning. 463.

# ЗАКЛЮЧЕННЯ

У посібнику розглянуто базові питання історичної геології та палеонтології – базові принципи визначення віку гірських порід, закономірності фаціального аналізу, історія розвитку Землі від докембрію до кайнозою. Поєднання геологічних і палеонтологічних даних дає розуміння про взаємодію та тісний зв'язок еволюції літосфери та біосфери.

Навчальний посібник складається з розділів, які мають різну тематичну спрямованість, що створює враження певної строкатості викладання. Це зумовлено різноманітністю і складністю інструментів пізнання геологічного минулого планети.

Наведений матеріал формує уявлення про довготривалість процесів, які сформували сучасний вигляд нашої планети, та про визначальну роль живих організмів у геологічній історії. Це знання є основою для подальшого вивчення спеціальних дисциплін геологічного та біологічного профілю, а також для розуміння глобальних змін у природі.

Зважаючи на скорочення в учбових планах годин на вивчення історичної геології, і майже повне зникнення палеонтології посібник може бути корисним здобувачам освіти, викладачам і всім, хто цікавиться історією Землі, процесами формування гірських порід та виникненням життя.