

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
«ПОЛТАВСЬКА ПОЛІТЕХНІКА ІМЕНІ ЮРІЯ КОНДРАТЮКА»

А. М. Ягольник, Ю. В. Лазєбна

ОСНОВИ ІСТОРИЧНОЇ ГЕОЛОГІЇ



Полтава
2023

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
«ПОЛТАВСЬКА ПОЛІТЕХНІКА ІМЕНІ ЮРІЯ КОНДРАТЮКА»

А. М. Ягольник, Ю. В. Лазєбна

ОСНОВИ ІСТОРИЧНОЇ ГЕОЛОГІЇ

Полтава
2023

Основи історичної геології: навч. посібник / А.М. Ягольник, Ю.В. Лазєбна. – Полтава: НУ «Полтавська політехніка імені Юрія Кондратюка», 2023. – 143 с., іл.: 18, табл.: 2; бібліогр. 14 назв.

Рецензенти:

Лукін О.Ю., доктор геолого-мінералогічних наук, професор, професор кафедри буріння та геології Національного університету «Полтавська політехніка імені Юрія Кондратюка»;

Сіра Н.В., кандидат геологічних наук, начальник комплексної аналітичної лабораторії ДП «Укрнаукагеоцентр».

Відповідальний за випуск: Винников Ю.Л., завідувач кафедри буріння та геології, докт. техн. наук, професор.

атверджено науково-методичною радою
Національного університету
«Полтавська політехніка імені Юрія Кондратюка»
від 28.12. 2023 р., протокол № 2

© Ягольник А.М., Лазєбна Ю.В., 2023 рік
© Національний університет
імені Юрія Кондратюка, 2023 рік

ВСТУП

Історична геологія вивчає історію Землі від того періоду, коли Земля перестала бути розпеченою кулею і на ній виникла тверда оболонка, атмосфера та гідросфера, тобто почали діяти геологічні процеси, до появи людини. Догеологічний період Землі вивчають науки астрономія і космологія. Явища, які розвивались після появи людини, вивчають антропологія, археологія та історія.

Історична геологія займається з'ясуванням процесів, які відбувалися в минулі періоди геологічної історії. Ці процеси зафіксовані в гірських породах, які складають земну кору, тому основним об'єктом вивчення історичної геології є гірські породи. Земна кора утворена різними за складом та походженням гірськими породами. У межах одних територій ці породи залягають горизонтально або майже горизонтально, слабо або зовсім не змінені і зберігають свої первинні особливості. В інших районах початкове положення гірських порід порушене, наслідком чого є формування складних тектонічних структур — складок, куполів, скидів, насувів тощо; при цьому породи можуть бути дуже метаморфізованими, а геологічна будова території — ускладненими магматичними чи вулканогенними утвореннями. Такі структури на одних ділянках земної поверхні виступають у вигляді гірських хребтів, що простягаються на багато сотень кілометрів, на інших утворюють невисокі кряжі або денудовані і занурені на значні глибини під утворення, що мають горизонтальне залягання. На значних територіях давні породи знаходяться під водами сучасних морських і океанічних басейнів. Отже, земна кора має дуже складну і тривалу геологічну історію.

З'ясування історії розвитку земної кори є основним завданням історичної геології.

Осадкові гірські породи містять в собі рештки вимерлих представників тваринного і рослинного світу. Вони є показниками, що тваринний і рослинний світ у давні геологічні часи був більш примітивним, ніж тепер, і чим давніші породи, тим більш примітивні організми вони вміщують. Хоч ці організми й пов'язані між собою в межах однієї й тієї самої систематичної групи поступовими переходами, вони неоднакові в породах різного віку. Багато з них зустрічаються тільки у відкладах певного відрізка часу. Отже, вивчивши рештки цих організмів і знаючи час існування їх, можна визначити вік тієї породи, в якій вони знаходяться. Крім того, живі організми у всій своїй організації взагалі і в будові твердого скелета зокрема відображають ті умови зовнішнього середовища, в яких вони перебували: глибину, хімізм, температурний режим та інші риси водного басейну або фізико-географічні умови суші.

Це положення підтверджується даними біології і палеонтології і ґрунтується на еволюції законі еволюції, згідно з яким напрямок і форма розвитку живих організмів визначаються не тільки внутрішньою природою їх,

а й впливом зовнішнього середовища. Це середовище накладає свій відбиток на загальний склад органічного світу в тому чи іншому районі, на форму і будову тіла тварин, зокрема їхніх скелетних частин, а в безхребетних — і на скульптуру поверхні зовнішнього скелета, його хімічний склад тощо. Вивчення всіх цих особливостей решток викопних організмів дає важливий матеріал для з'ясування не лише середовищ, в яких вони існували, а й для уточнення змісту певних етапів розвитку земної кори. *Всебічне вивчення викопного органічного світу та з'ясування історії його розвитку є другим завданням історичної геології.*

Історична геологія покликана також розв'язувати і такі важливі завдання аналітичного і синтетичного характеру, як встановлення певних закономірностей у розвитку Землі та виявлення тих причин, якими ці закономірності зумовлюються.

Історична геологія тісно пов'язана з іншими геологічними науками (зокрема петрографією, палеонтологією, динамічною геологією, тектонікою, геофізикою) і ґрунтується на даних цих наук.

Значення історичної геології дуже велике. Фіксуючи на палеогеографічних картах колишні контури морів і материків, з'ясовуючи кліматичні умови минулих геологічних епох, фізико-географічні режими викопних морських басейнів, встановлюючи області горотворень і вулканізму і, нарешті, загальні закономірності накопичення відкладів, історична геологія дає вихідний матеріал для прогнозування розшуків і розвідки корисних копалин.

РОЗДІЛ 1

ПРИНЦИПИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ ІСТОРИЧНОЇ ГЕОЛОГІЇ

I.1. Етапи розвитку історичної геології

Історична геологія як наука в своєму розвитку пройшла ряд етапів, відмінних щодо обсягу і змісту геологічних спостережень і знань, залежно від суспільних умов і рівня розвитку природничих наук.

Перші міркування щодо пізнання історії Землі знаходимо ще в стародавніх грецьких і римських філософів. Вони вже знали, що Земля та її поверхня перебувають у стані вічних змін і перетворень, їм була відома діяльність води і «підземного вогню», вони правильно розгадали природу палеонтологічних решток та зв'язок їх з трансгресіями і регресіями морів тощо. Правильно розуміючи геологічні явища, вчені стародавніх часів не знали причин, які породжують їх, і шукали ці причини у міфології, в діях того чи іншого бога (Нептуна — бога моря, Плутона — бога вогню та ін.).

У середні віки в Європі в усіх галузях наукових знань панувала церква з біблійним трактуванням походження Землі й життя і близькі до нього метафізичні напрями у філософії. Кожна спроба відходу від церковної догми жорстоко каралась. Всю епоху середньовіччя можна вважати часом повного застою в науці і особливо в природознавстві, якщо не брати до уваги нагромадження в цей час фактичного матеріалу.

Відчутний поштовх розвитку історичної геології дала епоха Відродження. У цей час зміцніли економічні зв'язки між окремими державами Європи та між Європою і Сходом. У зв'язку з цим швидкими темпами розвивалось мореплавання. Це була епоха важливих географічних відкриттів. Зростання капіталізму потребувало дедалі більшої кількості мінеральної сировини для розвитку промисловості, будівництва міст, шляхів сполучення тощо. Все це зумовило успіхи у нагромадженні фактичного геологічного матеріалу і в науковому осмисленні цього матеріалу.

Однак і в цю епоху догми церковників вважалися незаперечними і панували над розумом учених-природознавців.

Першою справді науковою працею в історичній геології була книга М. В. Ломоносова (1711—1765) «О слоях земных» (1757). Понад двісті років тому і на сто років раніше від визначних європейських геологів М. В. Ломоносов зрозумів і оцінив роль коливальних рухів у розвитку земної кори, а зміни, які відбувалися в геологічному минулому, пов'язав з тими явищами, які відбуваються й тепер, тобто практично застосував актуалістичний метод у своїх дослідженнях, що приписується звичайно Ч. Лайєлю, який жив і працював майже на сто років пізніше.

Всупереч авторитетам Біблії і всіх європейських учених того часу, які стояли на офіційних догматичних і «катастрофічних» позиціях М. В. Ломоносов писав, що «великі зміни, про які говорять нам земні наверствування, пов'язані з невідчутними тривалими підняттями й

опусканнями земної поверхні, які відбувалися не один раз, а у різні часи, багаторазово і тепер відбуваються і навряд чи коли відбуватися перестануть». Цим самим він установив повний взаємозв'язок між тектонічними рухами і явищами, які відбуваються на поверхні Землі,— істину, яка стала відома геологам на багато десятиліть пізніше.

Вчений писав, що загальний розвиток Землі зумовлений боротьбою внутрішніх і зовнішніх факторів — горотворення і гороруйнування, породоутворення і породоруйнування, що гори утворилися за рахунок верств морських порід, які колись лежали горизонтально, що материки виникли на місці морів. Він розгадав природу палеонтологічних окам'янілостей, янтарю, айсбергів, торфу, сланців, правильно описав природу руд і, спроби визначення їхнього віку.

Ці геологічні уявлення були значно вище від тих, які були визнані в науці як за його життя, так і в наступні роки. Тому вони лишались незрозумілими для сучасників і не позначилися на дальшому розвитку геологічної науки, його думки були належно оцінені тільки більш як через 100 років після його смерті.

На межі XVIII і XIX ст. у зарубіжній науці остаточно закріплюється уявлення про земну кору як про систему послідовно наверхстованих гірських порід. Разом з тим щодо питання про походження її і про те, якому агенту взагалі належить основна роль в історії Землі, виникла бурхлива полеміка, що тривала багато років. Одні дослідники, на чолі із саксонським геологом А. Вернером (1750—1817), намагались довести, що всі гірські породи, навіть граніти й базальти — осадового походження і утворилися під впливом води й пари. Тому А. Вернера і його послідовників назвали «нептуністами». Їхні ідеї перегукувалися з біблійними твердженнями про всесвітні потопи і в розвитку геологічної науки відіграли негативну роль. Позитивним у їхньому вченні було лише визнання послідовності наверхстовувань гірських порід і можливості їх стратифікації.

Протилежна вченню А. Вернера школа «плутоністів», засновником якої був англієць Д. Геттон (1726—1797), дотримувалась більш прогресивних поглядів на походження гірських порід і розвиток земної кори. Хоч вони й перебільшували роль вулканічних процесів, але розрізняли, крім первинних вулканічних порід, породи, які утворилися за рахунок первинних, писали про величезну тривалість геологічного часу, чергування морських і континентальних режимів тощо.

Історична геологія як наука остаточно визначилася після того, як було розроблено палеонтологічний метод, тобто метод визначення відносного віку порід, його одночасно і незалежно розробили в Англії інженер В. Сміт (1769—1839) і у Франції — зоолог Ж. Кюв'є (1769—1832). Обидва дослідники прийшли до висновку, що з кожним комплексом різних за віком осадових порід пов'язаний свій комплекс викопних організмів. На жаль, це величезної ваги відкриття мало й негативні наслідки, які надовго загальмували розвиток історико-геологічної науки. Річ у тому, що Ж. Кюв'є і його послідовники А. Броньяр (1770—1847) і А. д'Орбіньї (1802—1857) для пояснення причин зробленого відкриття висунули «теорію» катастроф. За цією «теорією», в

історії Землі мали місце неодноразові катастрофи, які знищували все живе, і неодноразові акти «божественного творення», які щоразу створювали нове життя.

Таких катастроф, за даними Ж. Кюв'є, було в історії Землі 4, а А. д'Орбіньї налічував їх 27. Теорію катастроф підтримала церква, ввела її в ранг церковної догми, що надовго загальмувало розвиток науки.

Протягом довгих років учені або підтримували теорію катастроф, або, не бажаючи вступати в суперечність з біблійними догмами, обмежувалися збиранням геологічного і палеонтологічного матеріалу і описуванням його без будь-яких теоретичних узагальнень. У цей період вийшло в світ багато палеонтологічних праць іконографічного характеру, які й зараз використовуються при визначенні викопних організмів.

Безпідставність теорії катастроф показав на величезному фактичному матеріалі англійський геолог Ч. Лайель (1797—1875) у праці «Основні початки геології». Ч. Лайель довів тривалість геологічної історії, повільність змін, які відбуваються на земній поверхні, і зумовленість їх у минулі епохи тими самими процесами, що діють і тепер. Ч. Лайель обґрунтував і сформулював «принцип актуалізму»: «теперішнє є ключем для розуміння минулого». Однак у боротьбі з катастрофістами він допустився іншої крайності — уніформізму, що виходить з уявлення про незмінність і постійність геологічних процесів протягом усіх періодів історії Землі, тобто заперечує історичний розвиток Землі.

Важливим кроком у розвитку історичної геології була теорія Ч. Дарвіна (1809—1882) про еволюційний розвиток органічного світу. Ця теорія перетворила історичну геологію з формально-описової дисципліни, що вивчала не пов'язані між собою стадії розвитку Землі і комплекси викопних організмів, на історичну науку, яка почала будувати геохронологію на вивченні викопних організмів, що прогресивно розвивалися і були філогенетично пов'язані між собою.

У 1838 р. геолог А. Греслі сформулював термін «фація» «фація» - особливості фізико-географічних умов, які відображаються в особливостях гірських порід. Науковцем І. О. Головінським встановлено закономірність у розподілі фацій в просторі і часі. Ці дослідження відкрили новий етап у розвитку історичної геології, оскільки історична геологія почала займатись ще й встановленням фізико-географічних умов та палеонтологічних особливостей.

Регіональні дослідження, які широко розгорнулися в кінці XIX ст., довели неоднорідність будови земної кори, неоднакову рухливість її, яскраво виражену еволюцію її тектонічної структури. На цій основі виникла *теорія геосинкліналей*, розроблена американцем Д. Дена і доповнена французом Е. Огом та іншими дослідниками.

1.2. Документи історичної геології

Основними документами історичної геології є гірські породи та рештки організмів, що зустрічаються в них. Гірська порода є продуктом певних фізико-географічних умов, які зафіксовані в багатьох її властивостях: текстурі, структурі, мінералогічному складі, розмірі і формі складових частинок, кольорі, наявності органічних решток тощо.

Вивчаючи ці властивості, можна скласти уявлення про те середовище, в якому ця порода утворилась.

З трьох груп гірських порід: осадових, магматичних та метаморфічних — найбільші значення для пізнання геологічної історії Землі мають осадові, в яких зберігаються багато первинних генетичних ознак та рештки організмів. Осадові породи формуються на поверхні Землі у водному або повітряному середовищі і залягають горизонтальними верствами одна на одній. Отже, кожна товща осадових гірських порід у тектонічно непорушеному заляганні стратифікована, тобто всі верстви, що утворюють її, знаходяться у певній вертикальній послідовності. Наука, яка вивчає послідовності наверстувань і взаємовідношення верств гірських порід, називається *стратиграфією*.

Найдрібнішою стратиграфічною одиницею є верства. Верствою називається тіло, що складене однорідною осадовою або ефузивною породою, займає певну площу і обмежене двома паралельними площинами наверстувань: покрівлею і подошвою. Жодна верства будь-якої породи не має нескінченного поширення, а закінчується виклинюванням, прислоненням чи поступовим заміщенням іншою породою. Угору по розрізу вона може поступово переходити у верству іншої породи або чітко від неї відділятися. Перше свідчить про те, що верстви утворювалися безперервно в умовах поступового осадо накопичення. Межу між верствами в такому разі можна встановити лише приблизно. У другому випадку між утворенням суміжних верств була перерва в осадо накопиченні, під час якої нижня верства розмивалася, тому верстви залягають неузгоджено.

Неузгодження між верствами можуть бути ерозійними і кутовими, або тектонічними (рис. 1.1). При ерозійному неузгодженні молодші відклади відділяються від старіших, що підстелюють їх, тільки поверхнею розмиву.

При кутовому, або тектонічному, неузгодженні молоді породи залягають відносно давніших під кутом. Такі неузгодження виникали внаслідок того, що старіші породи проходили фазу складкоутворення, потім відбувалися розмиви дислокованих товщ (пенепленізація), опускання їх нижче від базису ерозії та накопичення на їхній поверхні нових осадових товщ. Цей процес міг повторюватись в одному районі кілька разів, внаслідок чого утворювалось кілька комплексів порід, які відділяються один від одного ознаками тектонічних неузгоджень. Кожний такий окремий комплекс має назву структурного поверху.

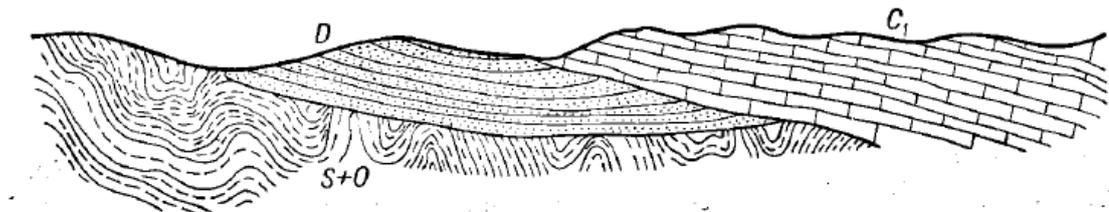


Рис.1.1. Зразок неузгодженого залягання трьох структурних поверхів

Друга важлива ознака осадових порід, яка пояснює походження їх, є верстуватість, тобто чергування верств різного петрографічного, гранулометричного або хімічного складу, яке виникає внаслідок частих змін умов седиментації, а саме — швидкості та напрямку течії, глибини водойми, хімізму її, температури тощо. Осадові породи залежно від умов утворення мають свій рисунок верстуватості.

Вони містять у собі рештки викопних організмів або сліди їхньої діяльності, мінеральні включення вторинного або первинного походження, сліди вітрових та хвильових брижів, тріщини усихання, відбитки дощових крапель і т. ін. Часто з товщами осадових порід пов'язані вулканічні та пірокластичні утворення.

Важливими документами історичної геології є рештки викопних організмів. За ними встановлюють відносний вік гірських порід та фізико-географічні умови, в яких відбувалося їх існування. Збереженість викопних організмів залежить насамперед від умов їхнього захоронення. У водному середовищі вони зберігаються краще, ніж на суші, бо, осівши на дно після смерті, швидко вкриваються новим осадом, який надійно захищає їх від руйнування. Тим часом на суші таких умов немає й рештки організмів зберігаються нечасто.

Від організмів минулого у викопному стані залишаються зазвичай тверді частини їхнього тіла — кістки, зуби, черепашки, панцирі тощо. Проте дуже часто вони також руйнуються або заміщуються мінеральною речовиною, і в породі на їх місці залишаються лише ядра, відбитки або скам'янілості.

В умовах суші організми можуть зберігатися лише за певних умов. Так, в умовах вічної мерзлоти Сибіру збереглися до наших днів трупи мамонтів. Знахідки муміфікованих тварин виявлено в сипучих пісках, у відкладах соляних і асфальтових озер, у торфовищах, бурштині, на обвугленій деревині тощо.

Комплекси гірських порід, що змінюють одна одну у вертикальній послідовності, утворюють геологічні розрізи. Їх видно у природних відслоненнях або можна побачити під час проходки гірських виробок — свердловин, шурфів тощо. Розрізи є основними об'єктами геологічних досліджень. Вивчення порід розрізу, умов залягання їх і взаємовідношень та органічних решток дає можливість розкрити не тільки геологічну будову місцевості, а й історію її геологічного розвитку. Зіставивши окремі розрізи різних районів, можна з'ясувати палеогеографічні умови на великих ділянках земної кори.

1.3. Методи визначення віку гірських порід

При стратиграфічних дослідженнях проводяться дві послідовні операції:
а) розчленування розрізу на шари, пачки (стратиграфічні підрозділи) на основі складу порід і скам'янілостей в них,
б) стратиграфічна кореляція шарів.

Встановлення геологічної одновіковості шарів, пачок (стратиграфічних підрозділів), виділених в різних, часто дуже віддалених ділянках. У деяких випадках кореляцію можна здійснювати при геологічному картуванні, простежуючи шари крок за кроком, в інших випадках використовують спеціальну методику.

Фактичним матеріалом для стратиграфії служать конкретні розрізи і виділені в них шари гірських порід. Узагальнення декількох стратиграфічних розрізів дозволяє скласти зведений стратиграфічний розріз (стратиграфічну колонку), в якому всі гірські породи розташовані одна над одною в суворій послідовності їх нашарування - в хронологічному порядку. Узагальнення стратиграфічних колонок кількох районів дозволяє виявити послідовність нашарування гірських порід на великій території.

Перед стратиграфічними дослідженнями стоять наступні задачі:

1) розчленування розрізів і виділення стратиграфічних підрозділів на окремих ділянках земної кори - створення регіональних або місцевих стратиграфічних шкал, що відображають хронологічну послідовність геологічних подій для певного регіону;

2) проведення міжрегіональної кореляції стратиграфічних підрозділів різних рангів;

3) створення загальної стратиграфічної шкали.

Розчленування і кореляцію розрізів проводять на основі критеріїв, обумовлених мінералого-петрографічними особливостями шарів, їх взаємовідносинами та умовами накопичення, або ж складом залишків тварин і рослинних організмів, що містяться в породах. Відповідно до цього прийнято виділяти методи, засновані на вивченні складу шарів і їх взаємовідносин (геолого-стратиграфічні методи) і засновані на палеонтологічній характеристиці порід (біостратиграфічні методи). Ці способи дозволяють визначити відносний вік шарів гірських порід (одні молодші, інші більш давні) і корелювати одновікові шари.

Особливе місце займають радіогеохронологічні методи, що дозволяють оцінити ізотопний вік порід в одиницях астрономічного часу.

1.3.1. Методи визначення відносного віку гірських порід

Серед методів геохронології, які застосовуються на практиці розрізняють методи визначення *відносного віку та методи визначення абсолютного віку гірських порід*.

Визначенням відносного віку займається стратиграфія, ці способи полягають у визначенні яка порода сформувалась пізніше і є молодшою, а яка

раніше і, відповідно є більш давньою. Визначення **абсолютного** віку виконується за допомогою радіохімічних методів і дає можливість будувати геохронологію на абсолютній, цифровій, основі.

Для визначення відносного віку гірських порід застосовують чотири основні методи:

1. стратиграфічний,
2. петрографічний (літологічний),
3. палеонтологічний,
4. тектонічний.

А також використовують геофізичні, палеомагнітні методи тощо.

Суть **стратиграфічного методу** полягає в тому, що в нормальному заляганні наверхівкувань кожна верства, яка лежить вище, є молодшою від верстви, яка лежить нижче. Цей метод можна застосувати лише для осадових і ефузивних порід, які зберегли горизонтальне залягання. Для вивчення перекинутих складок, а також шар'яжів, зсувів тощо цей метод непридатний.

Петрографічний метод(мінералого-петрографічний) ґрунтується на порівнянні речовинного складу, кольору, текстури та інших властивостей порід у різних розрізах. Коли, наприклад, в одному відслоненні виходять вугілля, глина та пісковики і такі ж породи в такій послідовності відслонюються в сусідньому розрізі, то вони можуть мати однаковий вік. Користуючись цим методом, слід пам'ятати, що в один і той самий час на земній кулі в зв'язку з різними фізико-географічними умовами утворюються різні породи, і навпаки, в різні часи в подібних умовах можуть утворюватись породи однакові за літологічними особливостями.

Суть цього методу полягає в розчленуванні розрізу на окремі шари і пачки, що відрізняються за петрографічним складом, структурним і текстурним особливостям порід, забарвленням, наявності в породах характерних і тільки їм притаманним мінералів і т.п. Вивчення взаємин шарів у конкретному відслоненні дозволяє розташувати їх у стратиграфічній послідовності і скласти стратиграфічну колонку, спираючись на основний принцип стратиграфії: нижчерозташований шар давніший того, що його покриває.

В умовах простої геологічної будови при горизонтальному або похилому заляганні шарів їх послідовність в розрізі відповідає послідовності в стратиграфічній колонці. На рис. 1.2 показано шар Б, який молодше шару А, а шар В молодше шару Б, шар Г молодше шару В і т. д. Значно складніше встановити нормальну послідовність шарів, якщо вони залягають вертикально, зім'яті в складні складки, порушені розривами (рис. 1.3). У цьому випадку необхідно спочатку встановити положення подошви і покрівлі пластів, вияснити тектонічну структуру і тільки потім, порівнюючи петрографічний склад шарів на крилах складок і по боках від розриву, можна виявити нормальну стратиграфічну послідовність шарів. Часто шари на ділянках, розділених протяжними разривними порушеннями, зіставити не вдається. У цьому випадку для кожного блоку складають свою стратиграфічну колонку, а для їх кореляції використовують інші методи.

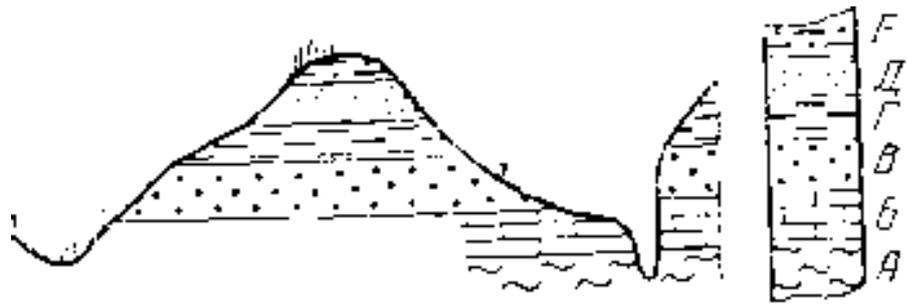


Рисунок 1.2. Стратиграфічний розріз із горизонтальним заляганням пластів (А – Е - стратиграфічна послідовність шарів)

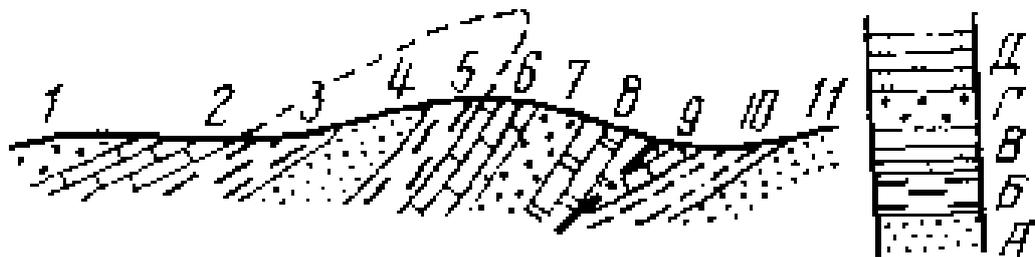


Рисунок 1.3. Стратиграфічний розріз із складчастим заляганням пластів (1-11 — послідовність шарів у відслоненні; А—Д — стратиграфічна послідовність шарів)

Зіставлення роз'єднаних розрізів за допомогою мінералого-петрографічного методу здійснюється порівнянням петрографічного складу шарів у сусідніх відслоненнях. Шари з однаковою або близькою мінералого-петрографічною характеристикою розглядаються як одновікові. На невеликих ділянках при гарній відслоненості шари, виділені в одному відслоненні, простежують на місцевості крок за кроком до іншого відслонення, доводячи таким чином їх одновіковість. Іноді таким способом вдається прослідкувати шари і пачки на десятки і перші сотні кілометрів. Для стратиграфічної кореляції особливий інтерес представляють витримані на великій площі легко розпізнані шари, які називаються **маркованими (маркуючими горизонтами)**. Ці шари можуть виділятися особливостями складу, структури, кольором, великою кількістю будь-яких організмів або включень. Це можуть бути шари туфів в глинистій товщі, прошарки вапняку-черепашняку в товщі теригенних відкладів і т.д. Маркуючі шари дозволяють розчленовувати потужні товщі, простежувати межі стратиграфічних підрозділів, складати структурні карти.

Визначення віку шарів мінералого-петрографічним методом може бути проведено шляхом їх зіставлення з відомим еталоном. Іноді достатньо обмежитися грубим порівнянням складу відкладів.

Якщо товща літологічно одноманітна, потрібне дуже клопітке лабораторне вивчення зразків, відібраних по розрізу для виділення і простеження горизонтів, що вміщують характерні асоціації мінеральних зерен.

Стратиграфічні підрозділи, виділені на основі вивчення мінералого-петрографічного складу порід, зазвичай називають літостратиграфічними. На відміну від них стратиграфічні підрозділи, виділені за комплексом викопних організмів, називають біостратиграфічними.

Палеонтологічний метод ґрунтується на принципі постійного і неповторного розвитку органічного життя, завдяки чому кожному стратиграфічному комплексі порід відповідає певний комплекс викопних тварин та рослин, які жили тільки під час його формування. Проте для визначення відносного віку порід можна використати не всі викопні форми, а тільки ті, які дуже чутливі до змін зовнішнього середовища, які існували відносно недовго і тому в товщах осадових порід мають невелике вертикальне поширення. Це *провідні*, або стратиграфічні, форми.

Серед морських тварин найважливіші з цього погляду нектонні, що вільно рухаються у воді, та планктонні, що пасивно переносяться водами моря. Бентосні форми, які прикріплені до дна або повільно рухаються по ньому, для стратиграфічної кореляції порід менш цінні.

Звичайно, провідні форми повинні зустрічатися в породі у великій кількості і бути добре збереженими, що забезпечує уникнення елементів випадковості, а звідси — й помилки.

У товщі земної кори дуже багато «німих» порід, тобто таких, які не містять палеонтологічних решток. Це породи магматичного походження, а також дуже метаморфізовані осадові утворення. Щоб встановити їхній вік, застосовують стратиграфічний та петрографічний методи. Вік інтрузій визначають на основі вивчення їх взаємовідносин з осадовими породами, в яких вони містяться. Гірська порода, в яку впроваджена інтрузія, завжди давніша від неї (рис. 1.4).

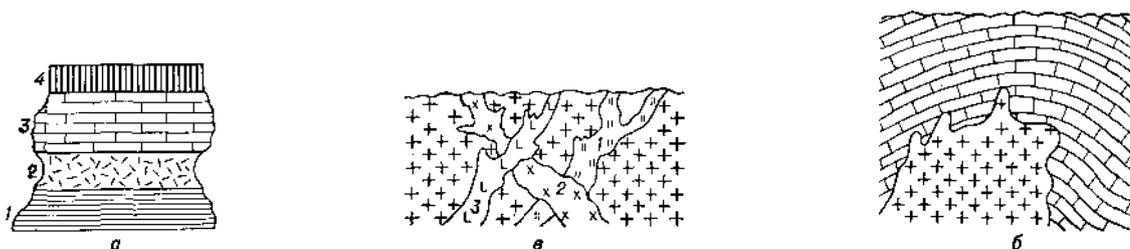


Рисунок 1.4. Визначення віку німих гірських порід

а — імовірний вік верстви — середній девон; б — вік інтрузії — післякарбонівий;
в — порядок вклинення магматичних тіл (показано порядковими номерами)

В основі палеонтологічних методів лежить принцип послідовності зміни фауністичних і флористичних комплексів, що не повторюються та відбивають етапність їхнього історичного розвитку. Перевага цих методів стратиграфії перед іншими в тому, що вони базуються на одному з основних положень еволюційної теорії - неповторності еволюції. Незворотність еволюційного процесу вперше встановив Ч. Дарвін. Він вказав, що зниклий вид ніколи не може з'явитися знову. Бельгійський учений Л. Долло в 1893 р положення про незворотність еволюції висунув в якості «закону еволюції», згідно з яким

організм не може повернутися хоча б частково до колишнього стану, який був уже здійснено в ряду його предків.

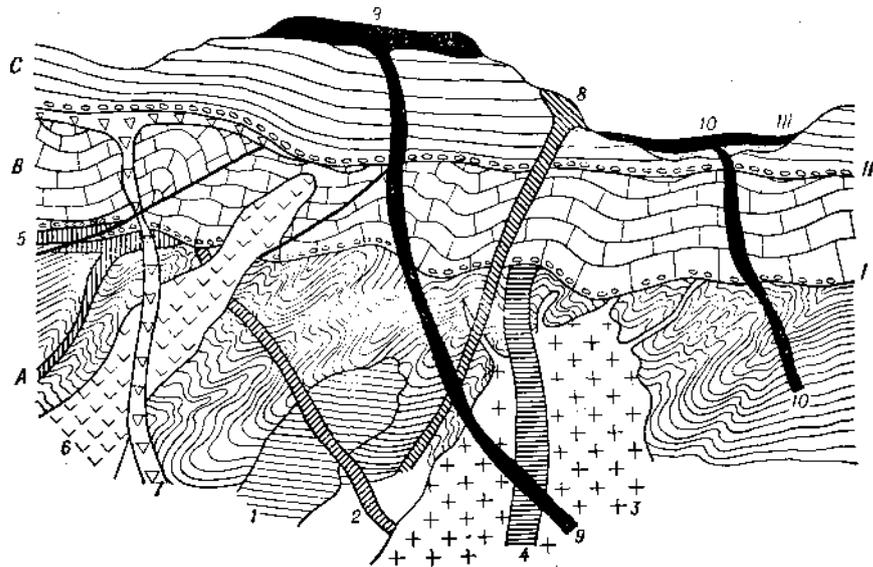


Рисунок 1.5. Зразок взаємовідношення різних магматичних тіл
 А, В, С — осадові гірські породи трьох структурних поверхів;
 I, II, III - послідовні фази денудації; I — 10 — послідовність появи магматичних тіл.

Виходячи із закону незворотності еволюції Дарвіна - Долло кожен комплекс викопних решток організмів, приурочений до того чи іншого шару, відображає певний етап розвитку органічного світу і є неповторним. Це і дає можливість використовувати викопні рештки організмів для визначення відносного віку гірських порід.

В основі палеонтологічних методів лежить також явище широкого просторового поширення викопних решток організмів, що дозволяє здійснювати кореляцію розрізів віддалених один від одного областей. Широке просторове поширення окремих груп організмів пов'язане з великою швидкістю їх розселення по поверхні Землі.

Визначення віку гірських порід (їх датування) проводиться шляхом порівняння скам'янілостей з цих порід з тими, які зустрічаються в опорному розрізі.

При розчленуванні і кореляції розрізів треба знати вертикальний розподіл викопних решток організмів по розрізу.

Метод керівних форм. Керівними формами називають залишки вимерлих тварин і рослин, які відповідають певним вимогам: вони повинні мати невелике вертикальне поширення по розрізу порід, але широке в горизонтальному напрямку (в географічному), зустрічатися в шарах досить часто, мати гарну збереженість і характерні особливості будови, що дозволяють легко їх визначати. Зазвичай керівні форми приурочені тільки до певного прошарку, тому по ним легко визначити відносний вік шару, в якому вони знаходяться. Цей метод є першим палеонтологічним методом, який був введений в стратиграфію. Він виник на межі XVIII і XIX століть і був вперше

застосований У. Смітом при розчленуванні і кореляції юрських відкладів Англії.

Суть методу керівних форм полягає в тому, що із загальної кількості скам'янілостей, знайдених в певному шарі розрізу, вибирають один або 2-3 характерних для цього шару видів, які відповідають зазначеним вище вимогам. Ці види і будуть керівними формами для розглянутого шару. Відповідно до цього методу одновіковими будуть шари, що містять ідентичний або близький склад керівних форм.

Метод аналізу фауністичних і флористичних комплексів. На відміну від методу керівних форм при аналізі фауністичних і флористичних комплексів використовують весь палеонтологічний матеріал або певні групи викопних організмів. Одна з важливих переваг цього методу полягає в тому, що кореляція і висновки про геологічний вік базуються не на поодиноких, іноді випадково вибраних формах (видах), а на сукупності всіх форм обраної групи або різних груп організмів. Важливо також і те, що дані про вік, отримані при аналізі комплексу однієї групи організмів, можна контролювати по інших групах; це знижує ймовірність помилки. Тому метод комплексів знайшов широке практичне застосування і в даний час є основним при біостратиграфічних дослідженнях. При аналізі комплексу форм вимерлих організмів можуть бути виділені (рис. 1.6) :

1) форми, що зустрічаються тільки в даному шарі і не переходять його межі (1,2), ці форми є керівними; як правило, вони складають невеликий відсоток у складі комплексу, але мають найбільше стратиграфічне значення;

2) форми, що з'являються в підстилаючому шарі і зникають в вищезалігаючому (3), але в даному шарі зустрічаються часто і в великій кількості; час існування цих форм тривалий, але час їхнього розквіту збігається з часом формування даного шару; такі форми називають характерними, або контролюючими;

3) форми, що вперше з'явилися в даному шарі і переходять у вищезалігаючі шари (4, 5, 6); за такими формами зазвичай проводиться нижня межа стратиграфічного підрозділу;

4) форми, що закінчують своє існування під час формування досліджуваного шару і зазвичай приурочені до його нижньої частини (7, 8, 9); такі форми називаються доживаючими; вони мають набагато менше значення, ніж попередні, крім форм, що визначають верхню межу (7);

5) форми, що мають широке вертикальне поширення, тобто зустрічаються в декількох шарах (11, 12), називають транзитними; для визначення віку вони не придатні.

При аналізі комплексів даного стратиграфічного підрозділу слід враховувати також форми, що зникли у його нижній межі (10) і з'явилися у верхній (13). Вони, як правило, чітко фіксують ці межі, що поряд з іншими ознаками комплексів визначає обсяг досліджуваного підрозділу.

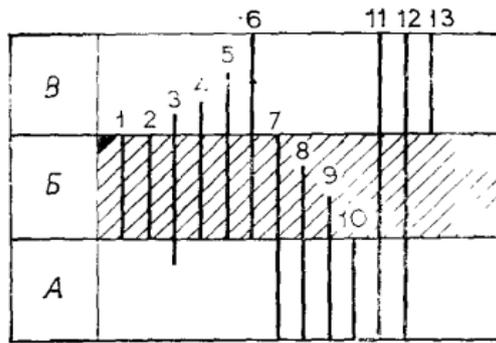


Рисунок 1.6. Зразок використання комплексу форм однієї групи вимерлих організмів для розчленування розрізу

Еволюційний (філогенетичний) метод. Визначення відносного віку шарів, розчленування і кореляцію розрізів за допомогою цього методу виконують за рівнем еволюційного розвитку обраної групи форм (роду, сімейства і т.д.).

Основоположником еволюційного методу є вчений В. О. Ковалевський. Будучи послідовником вчення Ч. Дарвіна, він вказував, що вимерлі організми є зниклими ланками загального ланцюга еволюційного розвитку органічного світу на Землі.

У процесі еволюції безперервно збільшується різноманітність як тварин, так і рослин, ускладнюється і вдосконалюється їх організація. В силу необхідності організми змушені пристосовуватися до того середовища, в якому вони мешкають, і це призводить з часом до зміни їх фізіологічних і морфологічних особливостей. Поступове накопичення нових ознак в кінцевому підсумку обумовлюють появу нових таксонів (видів, пологів). У завдання еволюційного методу входить встановлення родинних зв'язків між організмами обраної групи, тобто встановлення їх історичного розвитку або філогенезу. Як правило, нові таксони, тобто форми-нащадки, стоять на вищому щаблі еволюційного розвитку, ніж їхні предки, і зазвичай знаходяться в більш молодих відкладах.

Встановлення філогенетичних взаємин організмів різних груп дає можливість зрозуміти закони еволюції і закономірне знаходження кожної форми в ланцюзі змінюваних у часі видів. Тим самим встановлюється значення цих форм для визначення віку гірських порід.

Використання мікропалеонтологічних об'єктів в біостратиграфії. Значення викопних мікроорганізмів (особливо найпростіших) для стратиграфії було оцінено порівняно недавно, в 20-х роках цього століття. Однак за короткий проміжок часу були досягнуті дуже великі результати.

До мікропалеонтологічних об'єктів належать скелети дрібних тварин і рослин (форамініфери, радіолярії, остракоди, діатомові і золотисті водорості та ін.). Дрібні частини великих організмів (коноданти, дрібні частини скелета риб і ін.) найдрібніші спори і пилок вищих рослин.

Характерними особливостями мікроорганізмів є:

1) дрібні розміри, що дозволяє витягувати їх не тільки з гірських порід в природних відслоненнях, а й з невеликих уламків кернів бурових свердловин;

2) велика кількість зразків;

3) розподіл мікроорганізмів практично по всьому розрізу (для морських форм - по всьому розрізу морської товщі, що дуже важливо при використанні ядерного матеріалу, так як викопні рештки великих організмів зустрічаються в ядрах нечасто і зазвичай у вигляді уламків, які важко визначити).

Надзвичайно дрібні мікроорганізми вимагають особливих прийомів вилучення їх з породи та подальшого вивчення. Порода, що містить такі об'єкти, дробиться, розмочується у воді, іноді прожарюється і неодноразово охолоджується; частіше розчиняється в розчині їдких лугів або кислот. Вилучені з породи мікроорганізми досліджуються під бінокуляром. Внутрішню будову раковин форамініфер, радіолярій, кокколитофорид та інших мікроорганізмів вивчають у прозорих шліфах під мікроскопом.

Спорово-пилковий аналіз. Об'єктом вивчення є мікроскопічні оболонки спор і пилку рослин. Речовина, з якої складаються ці оболонки, дуже погано піддаються руйнуванню навіть при обробці концентрованими кислотами та їдкими лугами. Тому спори і пилки прекрасно зберігаються у викопному стані.

У природі спори і пилки зустрічаються дуже часто, що пояснюється їх незначною величиною, сильною летючістю і щорічною появою у величезній кількості (сотні тисяч і мільйони екземплярів з кожної рослини). Невеликі розміри і вельми мала вага дозволяють розносити спори і пилки вітром, річками, морськими течіями на величезні відстані. Вони зустрічаються всюди: на поверхні ґрунту, льоду, в морській воді, в донних мулах і т.д. Це дає можливість виділяти спори і пилки майже з усіх відкладів геологічного минулого: континентальних, лагунних і морських. Тому спорово-пилковий аналіз дозволяє проводити пряму кореляцію різних за літологічним складом і походженням відкладів. У цьому полягає величезна перевага спорово-пилкового аналізу перед іншими палеонтологічними методами.

Тектонічний метод ґрунтується на даних аналізу наслідків тектонічних рухів земної кори, які виражаються в геологічних розрізах у вигляді ерозійних та кутових неузгоджень, які є надійними межами між осадовими товщами. Перерви в накопиченні відкладів завжди пов'язані з різкими змінами палеогеографічних умов і відповідають тим межам, на яких відбувається зміна фауни і флори в суміжних товщах вертикального розрізу. Перерви є основними критеріями стратиграфічного розчленування осадових порід.

У практиці при розчленуванні і кореляції гірських порід одночасно застосовують методи, які в даному разі можуть бути корисними.

В основу цих методів покладено ідею про одночасність тектонічних рухів на великих площах поверхні Землі. Шаруваті осадові товщі, що накопичилися на дні морських басейнів і на суші, в окремі моменти геологічної історії зім'ялися в складки, частково розмивалися і при подальших трансгресіях моря знову перекривалися більш молодими незгідно залягаючими шарами. Тому розчленування розрізів на пачки і їх кореляція стає можливою по поверхням незгідностей. Поверхні незгідностей дозволяють розчленувати розріз, вони є реперами, за якими проводиться зіставлення сусідніх розрізів (рис. 1.7). Товщі,

укладені між однаковими поверхнями незгідностей, розглядаються як **одновікові**.

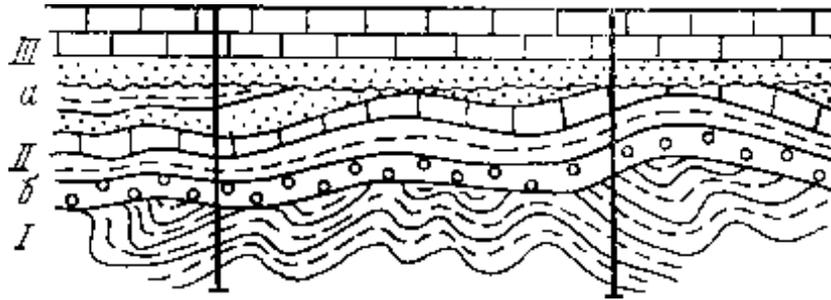


Рисунок 1.7. Товщі (I—III) розмежовані площинами незгідностей (а і б)

При цьому петрографічна характеристика шарів у розрізі може суттєво змінюватися.

Метод кореляції розрізів по поверхням незгідностей широко використовують при виділенні і зіставленні великих стратиграфічних підрозділів в товщах, де відсутні копалини органічні залишки, особливо при розчленуванні докембрійських гірських порід.

Тектонічні рухи, що призводять до підняття і опускання великих територій, відбуваються в різних ділянках неодноразомно і з різною швидкістю. Тому шари порід, підняті на поверхню, перед початком нового занурення можуть виявитися розмитими різною мірою, підосва трансгресивної товщі не буде суворо одновіковою і між поверхнями незгідностей можуть виявитися неодновікові шари. Все це обмежує застосування зазначеного методу.

Окремим структурно-тектонічним методом є **ритмостратиграфічний метод**, заснований на тій же ідеї одновікових тектонічних рухів. Розріз розчленовується на пачки, що відповідають часу відносних підняття, що призводять до обміління басейну, і опускань, які призводять до його заглиблення. Опусканням і трансгресіям відповідатимуть горизонти відносно глибоководних чистих вапняків серед більш мілководних мергелів, в інших випадках - мергелів серед глин, глин - серед алевролітів, морських і лагунних відкладів - серед континентальних і т.п. По-різному можуть бути виражені відносні підняття і регресії.

Розчленування розрізу на пачки, відповідні етапам відносних опускань і підняття поверхні осадоногопичення, дозволяє визначити ритми в розрізі осадової товщі, а по ритмам співставити розрізи, розташовані в межах єдиного басейну накопичення осаду. Ритмостратиграфічний метод широко використовують для розчленування та кореляції розрізів потужних вугленосних товщ. На практиці методи кореляції по перервам і по ритмам використовуються спільно з іншими методами.

Геофізичні методи. Геофізичні методи розчленування і кореляції розрізів засновані на вивченні змін фізичних характеристик порід по розрізу, виділення шарів і пачок, що відрізняються фізичними характеристиками в одному розрізі, і співставлення пачок з однаковими фізичними характеристиками в

сусідніх розрізах. Геофізичні методи дещо подібні до мінералого-петрографічних, так як за допомогою геофізичних методів розріз розчленовують на окремі петрографічні горизонти, оцінюють відносний вік і співставляють однакові за складом пачки як одновікові. При стратиграфічних дослідженнях найбільш широко використовують методи свердловинної геофізики - електричний і ядерний каротаж свердловин.

Електричний каротаж заснований на розчленуванні розрізів залежно від показників питомого опору порід, ядерний (гамма-каротаж) - на природній радіоактивності гірських порід. При вивченні розрізу в свердловину опускають спеціальний снаряд-зонд, сполучений електропроводами із записуючим приладом, який у міру занурення зонда в свердловину на паперовій стрічці виписує криву зміни фізичних параметрів по розрізу - так звану каротажну діаграму. За цими діаграмами розчленовують розріз на пачки.

Різні типи електричного каротажу і ядерного каротажу широко використовуються при вивченні стратиграфічних розрізів погано відслонених рівнинних областей.

Палеомагнітний метод. В останні роки в стратиграфії став використовуватися палеомагнітний метод розчленування і кореляції розрізів - вивчення природної залишкової намагніченості порід. Метод заснований на тому, що в історії Землі відбувалися багаторазові інверсії магнітного поля, зумовлені зміною вектору первинної намагніченості на 180° . Феромагнітні частки при охолодженні лави і випаданні в осад намагнічуються і орієнтуються в магнітному полі Землі. При процесах діагенезу і складчастості первинна орієнтування частинок не порушується, вона відповідає орієнтуванню магнітного поля під час утворення шару.

Його цінність визначається тим, що кожна інверсія магнітного поля Землі відбувалася всюди одночасно, а тому палеомагнітні горизонти є строго одновіковими. Однак сам метод досить трудомісткий і вимагає великого числа точок спостережень. Найбільш ефективний він для континентальних вулканогенних серій.

1.3.2. Методи визначення абсолютного віку гірських порід

У минулому було кілька спроб визначити абсолютний вік певних відкладів або геологічних подій. Одні з них ґрунтувалися на вивченні процесів денудації гірських порід, другі — на обчисленні швидкості седиментації теригенних відкладів у морі, треті — на вивченні накопичення солей у морській воді і т. ін., але всі вони давали дуже ненадійні й суперечливі наслідки.

Зараз геологічна наука користується більш досконалим методом обчислення абсолютного віку порід — радіоактивним. Ґрунтується він на вивченні процесу розкладу радіоактивних елементів, що відбувається в кожному з них з різною, але постійною швидкістю. Найчастіше використовується при цьому торій та уран, у процесі розпаду яких у породі накопичується гелій і свинець, які й ураховуються при визначенні

абсолютного віку породи. Знаючи кількість свинцю (або гелію) в породі та швидкість розпаду урану (або торію), легко визначити час, протягом якого йшов процес розпаду цієї породи, тобто її абсолютний вік. Для урану, наприклад, це визначається за формулою:

$$t = \frac{n}{m} 7,4 \cdot 10^{-9},$$

де t — абсолютний час; n — кількість свинцю в породі; m — кількість урану в породі; $7,4 \cdot 10^{-9}$ — кількість грамів свинцю, яку дає за рік 1г урану.

Тривалість геологічного часу визначають також за аргоном, калієм, вуглецем та іншими елементами. Значне поширення калієвих мінералів у гірських і зокрема осадових породах відкриває широкі можливості для визначення абсолютного віку порід калієвим методом.

Оцінюючи радіоактивний метод в цілому, треба врахувати таке. Цифрові показники віку порід, який визначався за різними і радіоактивними елементами, не збігаються. Навіть вік породи, обчислений за урановим свинцем, виявляється дещо більшим, ніж вік, обчислений за свинцем торієвим. Породи можуть мати в і своєму складі свинець споконвічний, а не тільки той, що з'явився ї внаслідок розпаду урану чи торію. Нарешті, і це головне, всі радіоактивні методи ґрунтуються на визнанні однакової швидкості розпаду атомів радіоактивних елементів за всі часи існування Землі та за різних умов і впливів, що, безумовно, викликає сумнів.

Отже, до результатів, добутих за цим методом, треба підходити обережно і критично.

Явище радіоактивності пов'язано з процесом розпаду ядер атомів радіоактивних елементів, що протікає мимовільно, з постійною швидкістю, що не залежить від фізико-хімічних явищ, що відбуваються в земній корі. Будь-які фізичні зусилля, що перетворюють земну кору (тиск, температура та ін.), не впливають на атомні ядра радіоактивних і стабільних радіогенних елементів. У природі спостерігається кілька типів ядерного розпаду; коротко охарактеризуємо три основні:

1. альфа-розпад,
2. бета-розпад,
3. електронний захват.

При **альфа-розпаді** ядрами радіоактивних елементів викидаються альфа-частинки (ядра гелію, що несуть подвійний позитивний заряд). Це відбувається з найбільш важкими елементами кінця системи Менделєєва (№ 81-92). Маса ядра атома гелію дорівнює 4, при альфа-розпаді атомний вага зменшується на 4. Ізотопи являють собою атоми (точніше, атомні ядра), що належать одному і тому ж елементу, але відрізняються за масою. Після альфа-розпаду порядковий номер елемента зменшується на 2, а маса на 4. Нове ядро в системі Менделєєва займе місце на дві клітини лівіше.

При **бета-розпаді** ядра мимовільно випускають бета-частинки, що представляють собою потік електронів, що вилітають з ядра з величезною

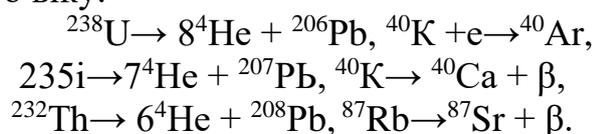
швидкістю. У самому ядрі вільні електрони відсутні, при бета-розпаді всередині ядра народжуються електрони, і сам процес можна розглядати як розпад одного з ядерних нейтронів на протон і електрон.

При електронному захопленні відбувається поглинання орбітального електрона одним з внутрішньоядерних протонів, це явище протилежне бета-розпаду. Атомний номер елемента зменшується на одиницю і новий елемент займе місце в таблиці Менделєєва на одну клітку лівіше. Зустрічаються радіоактивні елементи, у яких відбувається і електронне захоплення, і бета-розпад. Наприклад, у радіоактивного ізотопу ^{40}K відбуваються обидва процеси.

Методи визначення ізотопного віку гірських порід. Розглянуті ядерні перетворення висловлюють формулами: альфа-розпад $^{226}\text{Ra} \rightarrow \alpha + ^{222}\text{Rn}$, електронне захоплення $^{40}\text{K} \rightarrow \beta + ^{40}\text{Ca}$. Постійна швидкість радіоактивного розпаду обґрунтована теоретично і доведена дослідним шляхом. Вона характеризується періодом піврозпаду-часом, протягом якого радіоактивна речовина зменшується наполовину. Для встановлення ізотопного віку гірських порід використовуються радіоактивні елементи з тривалими періодами напіврозпаду, обчислюваними мільйонами і мільярдами років. Наприклад, періоди напіврозпаду у $^{232}\text{Th} = 13,8$ млрд.років, $^{238}\text{U} = 4,53$ млрд.років, $^{235}\text{U} = 4,13$ млрд. років, $^{235}\text{U} = 713$ млн.років. Враховуючи періоди напіврозпаду і порівнюючи їх з геологічним віком Землі, безсумнівно, що перераховані радіоактивні елементи повністю ще не розпалися і розпад їх ядер продовжується в наш час.

Ізотопний вік визначається по мінералах, які мають в своєму складі радіоактивні елементи. З моменту утворення таких мінералів в них безперервно відбувається накопичення продуктів розпаду-радіогенних стабільних ізотопів.

У наш час застосовують такі типи мимовільних ядерних перетворень при визначенні ізотопного віку:



Назви методів визначення ізотопного віку гірських порід походять від кінцевого продукту розпаду радіоактивного елемента: свинцевий, гелевий, аргонівий, кальцієвий і стронцієвий. Для визначення віку треба знати співвідношення початкового та кінцевого елементів, для чого аналітичним шляхом встановлюють вміст радіоактивного речовини і продукту його розпаду в досліджуваному мінералі.

Свинцевий метод почав застосовуватися раніше інших, його вперше використав Б. Болтвуд в Канаді в 1907 р. В основі цього методу лежить процес радіоактивного розпаду ізотопів ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th на ізотопи свинцю. Для визначення ізотопного віку треба знати вміст урану або торію та ізотопу свинцю в радіоактивному мінералі. Зазвичай використовують сильно радіоактивні мінерали, вмісту більше 1% урану або торію: ураніт, монацит, ортит, циркон. Підвищення чутливості аналізу дозволяє застосовувати

свинцевий метод і до слаборадіоактивних мінералів (ксенотим, пірохлор та ін.). Всі зазначені мінерали зустрічаються в гранітах, пегматитах і кварцових жилах. Цей метод найбільш надійний і добре розроблений, більш-менш задовільні результати отримують для древніх порід. Застосування цього методу обмежено тим, що придатні мінерали гарної збереженості зустрічаються нечасто.

Гелієвий метод заснований на накопиченні гелію при розпаді урану і торію в різних мінералах. На жаль, гелій стійко зберігається в кристалічних решітках лише деяких мінералів; більш-менш міцно він утримується магнетитом, самородним залізом і піроксенами - залізо-магнезіальними силікатами. У наш час гелієвий метод застосовують рідко.

Аргоновий метод був запропонований радянським ученим Е. К. Герлінгом в 1949 р і незабаром отримав загальне визнання. Природною радіоактивністю володіє ізотоп ^{40}K , який шляхом електронного захоплення перетворюється на аргон: $^{40}\text{K} + e \rightarrow ^{40}\text{Ar}$. Застосовуючи цей метод, треба знати, яка частка радіоактивного ізотопу ^{40}K перетворюється на аргон шляхом електронного захоплення і яка в кальцій шляхом бета-розпаду. Встановлено, що приблизно 88% ядер перетворюється на ^{40}Ca , а 12% - у ^{40}Ar . По кальцію вік, визначити важко, а по аргону методика добре розроблена.

Тривалість періоду напіврозпаду калію в аргон, рівна 1,3 млн. років, ідеальна для визначення ізотопного віку у всіх інтервалах геологічного часу; характер розподілу калію в гірських породах дозволяє застосовувати метод в умовах майже будь-якого геологічного об'єкта; аргон добре зберігається в кристалічній решітці мінералів. В даний час аргоновий метод є основним, він широко застосовується для визначення віку магматичних, метаморфічних і осадових порід завдяки тому, що калієві мінерали поширюються у великій кількості в будь-яких породах. Найважливішими мінералами, придатними для аргонового методу є: слюди (біотит, мусковіт, лепідоліт), калієві польові шпати, рогова обманка, піроксени, силвін, карналіт, глауконіт. Вік осадових порід найбільш надійно встановлюють по глауконіту, магматичних - по біотиту, мусковіту і по калієвим польовим шпатам.

Кальцієвий метод, заснований на перетворенні ^{40}K шляхом бета-розпаду в ^{40}Ca , застосовується дуже рідко через велику кількість домішок нерадіогенного кальцію в різних мінералах.

Стронцієвий метод базується на розпаді ^{87}Rb й переходу його в ^{87}Sr за рахунок бета-розпаду. Цей метод використовують переважно для докембрійських гірських порід через дуже великий період напіврозпаду ^{87}Rb (49,9 млрд. років). Але останнім часом у зв'язку з наявністю точної аналітичної апаратури стронцієвий метод став використовуватися для визначення віку фанерозойських порід. Найчастіше з метою визначення віку стронцієвим методом використовують слюди, хоча вони вміщують малий відсоток стронцію. Стронцієвий метод можна застосовувати для тих же мінералів, які використовують в аргоновому; обидва методи для контролю часто застосовують разом.

Радіовуглецевий метод полягає у вивченні радіоактивного ізотопу вуглецю ^{14}C , котрий утворюється при взаємодії космічних часток з азотом ^{14}N , а потім засвоюється тканинами рослин. Після загибелі останніх відбувається розпад накопиченого в них ^{14}C з певною швидкістю, що і дозволяє визначати ізотопний вік рослинних решток та гірських порід у яких вони знаходяться. Час напіврозпаду ^{14}C дорівнює 5750 років, що є причиною встановлення віку лише порід, час утворення яких не більше 50-70 тис. років. Цей метод використовують для визначення віку молодих четвертинних відкладів, а також в археології та антропології, адже він дає можливість діагностувати час існування представників викопних флори і фауни.

1.4. Стратиграфія та геохронологія

Стратиграфія як наука. Стратиграфія (із лат. *stratum* - шар + гр. *graphe* - писання) – це розділ історичної геології, який займається класифікацією гірських порід залежно від хронологічної послідовності їх утворення та розробкою хронологічної шкали для датування геологічних процесів і подій.

Стратиграфія - розділ історичної геології, що вивчає послідовність утворення і залягання стратонів гірських порід, їх геологічний вік, взаємозв'язок та поширення у земній корі.

Геохронологія (із гр. *Gē* - земля + гр. *chronos* - час) - розділ історичної геології, що визначає час утворення гірських порід, з яких складаються земні верстви. Розрізняють відносну і абсолютну геохронологію.

Стратиграфічні дослідження спираються на кілька найважливіших теоретичних положень, які називають *принципами стратиграфії*. Їх виділяють від трьох до десяти.

1. Принцип Н. Стенсена чи Стенона - принцип послідовності утворення геологічних тіл, згідно з яким тимчасові відношення між геологічними тілами визначаються їх первинними просторовими відношеннями (заляганням), інакше кажучи, це принцип, згідно з яким усі шари, що залягають нижче, утворилися раніше від шарів, що залягають вище.

2. Принцип фаціальної диференціації одновікових відкладів (А. Гресслі) полягає в тому, що у різних фаціальних зонах відповідно утворюються різні типи порід.

3. Принцип міграції пограничних літологічно однакових шарів (Н. А. Головінський), згідно з яким у кожному шарі одновіковими є осадки, які розподіляються у напрямку, паралельному береговій смузі.

4. Принцип неповноти геологічного літопису (Ч. Дарвін), згідно з яким у нашаруваннях древніх порід зберігається лише певна частина геоісторії, а інша частина, можливо більша, припадає на перерви в осадо накопиченні.

5. Принцип неповторності стратиграфічних підрозділів (Л. Л. Халфін), згідно з яким стратиграфічні підрозділи є результатом геологічних подій, які не повторюються у часі і просторі.

6. Принцип кореляції - емпіричне узагальнення, яке визначає факт взаємної узгодженості (кореляції) структури, літології, генезису, палеонтології та ін.

7. Принцип розчленування розрізів (У.Сміт) - одновікові шари містять вихідні викопні рештки, тобто відклади можна розрізняти та порівнювати за викопними рештками, які вони містять.

Стратиграфія вивчає первинні просторові і тимчасові співвідношення гірських порід, і є найважливішим розділом історичної геології. Вона визначає вік і зіставляє (корелює) розрізи за знайденими в них органічними залишками. останнє становить найбільш традиційну гілку стратиграфії - біостратиграфія, але до теперішнього часу зайняли самостійне, і істотне значення інші гілки цієї науки, що використовують фізичні методи, наприклад магнітостратиграфія, секвентна стратиграфія, сейсмостратиграфія. Також останнім часом виникли і відокремилися подієва стратиграфія і екостратиграфія.

У 1669 р. датський натураліст Нільс Стенсен, відомий в наукових колах під ім'ям Миколи Стенона, сформулював два основні принципи стратиграфії: 1) при непорушеному заляганні нижчерозташований шар давніший вищезалягачого; 2) кожен шар розповсюджується на невизначену відстань і може бути простежений до першої перешкоди.

Таким чином, перший принцип лежить в основі визначення віку розрізу, а другий - в основі зіставлення розрізів.

В геологічній періодизації і виділення стратиграфічних одиниць існують критерії:

- етапність в ході еволюції органічного світу;
- періодична мінливість процесів осадонакопичення та денудації;
- палеогеографічні критерії (зміна ландшафтно-кліматичних умов);
- ступінь активності та характер прояву магматичної діяльності і процесів метаморфізму;
- прояв великих тектонічних рухів і деформацій.

Отже, будь який стратиграфічний підрозділ повинен відповідати певному етапу розвитку Землі або її регіону.

Стратиграфія нерозривно пов'язана з геохронологією, яка вивчає тривалість і послідовність основних етапів розвитку земної кори і Землі. Абсолютна геохронологія датує земні мінерали та гірські породи фізичними методами в роках. Відносна геохронологія визначає місце геологічного тіла в загальному розрізі стратосфери.

Існують дві шкали: стратиграфічна і геохронологічна. *Стратиграфічна* шкала відображає послідовність утворень, розчленування їх на окремі стратиграфічні одиниці, виражає їх тимчасовий обсяг і підпорядкованість. Кожен стратиграфічний підрозділ відповідає геохронологічному, і навпаки.

Межі між стратиграфічними одиницями можуть бути двох типів: згідні (якщо стратиграфічна послідовність не порушена) і незгідні (якщо послідовність порушена, відсутні відклади якогось часу). Згідні межі

позначаються рівною лінією, а незгідні - хвилястою. приклад неузгодженого залягання зображені на рис. 1.8.

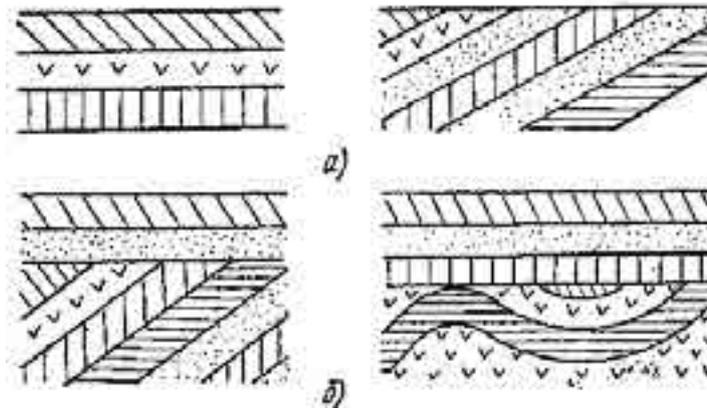


Рисунок 1.8. Різновиди незгідностей
а- узгоджене залягання пластів; б- неузгоджене залягання

Як вже було вказано, для з'ясування віку Землі, тривалості та послідовності геологічних подій в геології існують: відносне і абсолютне геологічне літочислення (геохронологія).

Відносне визначає місце геологічного тіла в загальному розрізі стратосфери відносно міжнародної стратиграфічної шкали. Абсолютне встановлює час виникнення гірських порід, проявлення геологічних процесів, їх тривалість в астрономічних одиницях (роках) радіологічними методами.

Визначення відносного геологічного віку відбувається шляхом зіставлення досліджуваних відкладів з підрозділами шкали. Це зіставлення проводиться з використанням методів відносної геохронології (палеонтологічний тощо). В результаті цього зіставлення визначається вік свит, серій і горизонтів, виділених у районі, так як за кожною одиницею шкали стоїть реальний геологічний розріз (стратотип), що дає можливість порівнювати розрізи літологічними і палеонтологічними методами.

Якщо залишки організмів не виявлені, вік світи встановлюється непрямим шляхом, виходячи з віку підстилаючих або перекриваючих товщ або шляхом співставлення з розрізами сусідніх районів.

Категорії стратиграфічних шкал. Для встановлення історії геологічного розвитку Землі дуже важливо з'ясувати послідовність геологічних подій, визначити місце кожного комплексу гірських порід у зведеному розрізі земної кори, а також їх абсолютний вік.

Основою для вирішення цих завдань слугує стратиграфічна шкала, яка була розроблена, прийнята і затверджена на Міжнародному геологічному конгресі в 1881 р. в м. Болоньї на підставі накопиченого багатого матеріалу, зіставлення стратиграфічних розрізів різних регіонів та закономірностей вертикального розповсюдження в них певних типів органічних решток. В шкалі було відображено послідовність стратиграфічних підрозділів осадових,

вулканогенних і частково метаморфічних утворень, що складають земну кору. Одночасно з цим стратиграфічна шкала показувала і відносний геологічний вік названих підрозділів (тобто, вік в категоріях «раніше-пізніше». Таким чином була періодизована геологічна історія Землі та розвиток життя на ній, а стратиграфічна шкала набула подвійного характеру і є одночасно геохронологічною.

Із часом шкала уточнювалася, вносилися зміни, для багатьох її підрозділів був визначений абсолютний вік (тобто вік в абсолютних одиницях часу – тисячоліттях, мільйонах років).

На сьогодні існують стратиграфічні шкали різного рангу, в залежності від масштабів проведеної кореляції.

Міжнародна стратиграфічна шкала відображає стратиграфічну послідовність стратиграфічних підрозділів глобального та субглобального поширення. Зміст, об'єм і характеристика цієї шкали - в компетенції Міжнародного геологічного конгресу або уповноважених ним органів (рис. 1.9).

Загальні стратиграфічні шкали складаються на основі міжнародної шкали для окремих великих територій земної кулі, в разі існування відмін стратиграфічного розрізу на рівні ярусів і іноді відділів.

Загальна стратиграфічна шкала для території України затверджується Національним стратиграфічним комітетом України. Стратиграфічне розчленування і кореляції палеогенових і неогенових відкладів України проводиться згідно **регіональної шкали**, тому що в декількох не пов'язаних один з одним басейнах в той час сформувалися відклади, кореляція яких між собою і з відкладами сусідніх регіонів проблематична, а використання підрозділів загальної шкали (ярусів) неможливе. Вихідний стратон регіональних шкал – регіоярус (горизонт).

Місцеві стратиграфічні шкали описують стратиграфічну послідовність на території, яка тривалий час розвивалася як єдине ціле (синхронні для всієї території тектонічні рухи, однакові обстановки осадонакопичення, що змінювалися також синхронно, відповідно, змінювався і літологічний склад порід і комплекс органічних решток). Основною одиницею місцевої шкали є світа.

Загальна стратиграфічна шкала, регіональні і місцеві шкали України зафіксовано в Стратиграфічному кодексі України і затверджуються Національним стратиграфічним комітетом України.

Елементи стратиграфічної та геохронологічної шкали. Згідно з загальною шкалою України найбільш тривалим відрізком часу є акрон (мільярд років і більше). У геологічній історії Землі виділяються два акрони: архей (гр. архео - давній), протерозой (гр. протерос - перший), 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 (гр. криптос – прихований). Акронам відповідають акротеми – комплекси порід, що утворилися у цей час.

Таблиця 1.1. Відповідність геохронологічних і стратиграфічних підрозділів

<i>Назва стратиграфічного підрозділу</i>	<i>Відповідні геохронологічні підрозділи</i>	<i>Тривалість підрозділів</i>
Акротема	Акрон	>1 млрд. років
Еонотема	Еон	<1 млрд. років
Ератема	Ера	Сотні млн. років
Система	Період	Десятки млн. років
Відділ	Епоха	
Ярус	Вік	Мільйони років
Хронозона	Хрон	Сотні-десятки тисяч років

Акрони поділені на менш тривалі відрізки часу – еони (менше 1 млрд років). Їм у стратиграфічній шкалі відповідають еонотеми.

У Загальній стратиграфічній шкалі України виділяються 7 еонотем. У межах архею – це нижній архей – палеоархей (азовій), середній архей – мезоархей (дніпровій) та верхній архей – неоархей (дністровій). У межах протерозойської акротема – нижній протерозой – палеопротерозой (криворіжій), середній протерозой – мезопротерозой (клесовій) та верхній протерозой – неопротерозой. У шкалі виділяють також фанерозойську еонотему (гр. фанерос – явний, зоа – життя), найкоротшу - 542 млн років, незавершену.

Еони поділяються на ери, які тривають сотні мільйонів років. Ерам у стратиграфічній шкалі відповідають ератеми. У межах верхнього протерозою виділяються три ери: ранній рифей - бурзяній, середній рифей – юрматиній, пізній рифей – каратавій та вендський період. У фанерозої виділяються три ери і три ератеми, що їм відповідають: *палеозойська* (гр. паляйос - давній), *мезозойська* (гр. мезос – середній) і *кайнозойська* (гр. кайнос - новий) ери (ератеми). Кайнозойська ера – найкоротша (65 млн. років), незавершена.

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 (1,8 млн років), незавершений. Періоди поділяються на епохи, яким відповідають стратиграфічні підрозділи – відділи. У кожному періоді можуть бути дві чи три епохи: рання і пізня чи 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.

Епохи поділені на віки, яким у стратиграфічній шкалі відповідають яруси. У стратиграфічній шкалі України немає загальноприйнятих ярусів для

кембрійської системи. Для кайнозойської ери регіоюруси виділені для окремих регіонів: заходу, сходу та півдня України. Віки (яруси) поділяються на ще дрібніші підрозділи – хрони (хронозони).

Підрозділи ер і ератем указані в Загальній стратиграфічній шкалі мезозою і палеозою України та в Регіональній стратиграфічній шкалі кайнозою України, у якій дається абсолютний вік, геохронологічні та стратиграфічні підрозділи, що їм відповідають, а також індекси для умовних позначень. В останній колонці наведений також колір, яким користуються при зображенні стратиграфічних підрозділів на геологічних картах і розрізах. Треба пам'ятати, що темніші відтінки кольорів у кожній системі використовуються для показу більш давніх підрозділів системи, і чим молодший підрозділ, тим світліший відтінок кольору притаманний йому.

Назви систем (періодів), ярусів (віків) даються або за назвою місцевості, де відклади відповідного віку були вперше встановлені (пермська – за Пермською губернією, девонська – за графством Девоншир в Англії), або за характерними особливостями відкладів (кам'яновугільна, крейдяна), або за народністю, що мешкала на тій чи іншій території (вендська, силурійська), або за характером внутрішніх підрозділів (тріас - потрійний).

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

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

Рисунок 1.9. Міжнародна хроностратиграфічна шкала.



МІЖНАРОДНА ХРОНОСТРАТИГРАФІЧНА ШКАЛА

Міжнародна Стратиграфічна Комісія



Епопема Єра	Ера Єра	Суб-Ера Період	Система Період	Відділ Епоха	Ярус Вік	Вік, млн. р.	GSSP
Фанерозой	Кайнозой	Четвертинна*	Неоцен	Голоцен			
				Верхній	0.0118	↗	
				Середній	0.126	↗	
				Нижній	0.781	↗	
		Третинна*	Неоцен	Плейстоцен	Геласій	1.806	↗
					П'яченцо	2.588	↗
					Занклій	3.600	↗
					Месіній	5.332	↗
					Тортон	7.246	↗
				Міоцен	Серавалій	11.608	↗
					Лангій	13.82	↗
					Бурдігал	15.97	↗
					Аквітан	20.43	↗
					Хат	23.03	↗
	Мезозой	Крейда	Палеоген	Олігоцен	Хат	28.4 ± 0.1	↗
				Рюпель	33.9 ± 0.1	↗	
				Пріабон	37.2 ± 0.1	↗	
				Еоцен	Бартон	40.4 ± 0.2	↗
				Лютет	48.6 ± 0.2	↗	
				Іпр	55.8 ± 0.2	↗	
				Танет	58.7 ± 0.2	↗	
			Палеоцен	Зеландій	61.7 ± 0.2	↗	
				Даній	65.5 ± 0.3	↗	
				Маастріхт	70.6 ± 0.6	↗	
				Кампан	83.5 ± 0.7	↗	
				Сантон	85.8 ± 0.7	↗	
				Коньяк	89.3 ± 1.0	↗	
				Турон	93.5 ± 0.8	↗	
Верхній	Сеноман	99.6 ± 0.9	↗				
	Альб	112.0 ± 1.0	↗				
	Апт	125.0 ± 1.0	↗				
	Барем	130.0 ± 1.5	↗				
	Готерив	136.4 ± 2.0	↗				
	Валанжин	140.2 ± 3.0	↗				
	Беріас	145.5 ± 4.0	↗				

* Четвертинна*: Затверджений хроностратиграфічний підрозділ (визначення об'єднаної групи ICS-INQUA (2005) та ICS).
Третинна*: Не затверджений хроностратиграфічний підрозділ (Aubry et al., (2005, Episodes 28/2)).

Епопема Єра	Ера Єра	Система Період	Відділ Епоха	Ярус Вік	Вік, млн. р.	GSSP
Фанерозой	Мезозой	Юра	Верхній	Тітон	145.5 ± 4.0	↗
				Кімерідж	150.8 ± 4.0	↗
				Оксфорд	155.7 ± 4.0	↗
				Келовей	161.2 ± 4.0	↗
				Бат	164.7 ± 4.0	↗
				Байос	167.7 ± 3.5	↗
			Середній	Аален	171.6 ± 3.0	↗
				Тоар	175.6 ± 2.0	↗
				Плінсбахій	183.0 ± 1.5	↗
				Сінемюрій	189.6 ± 1.5	↗
				Гатангій	196.5 ± 1.0	↗
				Ретій	199.6 ± 0.6	↗
				Норій	203.6 ± 1.5	↗
				Карній	216.5 ± 2.0	↗
	Середній	Ладній	228.0 ± 2.0	↗		
		Анізій	237.0 ± 2.0	↗		
		Оленьок	245.0 ± 1.5	↗		
		Індуаній	249.7 ± 0.7	↗		
		Хансінгій	251.0 ± 0.4	↗		
		Лопінгій	253.8 ± 0.7	↗		
	Палеозой	Перм	Гвадалупій	Вордій	265.8 ± 0.7	↗
				Роддій	268.0 ± 0.7	↗
				Кунгурій	270.6 ± 0.7	↗
				Артінський	275.6 ± 0.7	↗
				Сакмарій	284.4 ± 0.7	↗
				Асселій	294.6 ± 0.8	↗
				Гжелій	299.0 ± 0.8	↗
			Верхній	Касімовій	303.9 ± 0.9	↗
Московій				306.5 ± 1.0	↗	
Башкірій				311.7 ± 1.1	↗	
Серпуховій				318.1 ± 1.3	↗	
Візе				326.4 ± 1.6	↗	
Турне				345.3 ± 2.1	↗	
Турне				359.2 ± 2.5	↗	

Епопема Єра	Ера Єра	Система Період	Відділ Епоха	Ярус Вік	Вік, млн. р.	GSSP	
Фанерозой	Палеозой	Девон	Верхній	Фамен	359.2 ± 2.5	↗	
				Фран	374.5 ± 2.6	↗	
				Живет	385.3 ± 2.6	↗	
				Ейфель	391.8 ± 2.7	↗	
				Емсій	397.5 ± 2.7	↗	
				Прагій	407.0 ± 2.8	↗	
			Середній	Лохховій	411.2 ± 2.8	↗	
				Пржидол	416.0 ± 2.8	↗	
				Лудлов	418.7 ± 2.7	↗	
				Лудфорд	421.3 ± 2.6	↗	
				Горстій	422.9 ± 2.5	↗	
				Гомер	426.2 ± 2.4	↗	
				Шейнвуд	428.2 ± 2.3	↗	
				Теліхій	436.0 ± 1.9	↗	
	Середній	Авероній	439.0 ± 1.8	↗			
		Руданій	443.7 ± 1.5	↗			
		Хірнантій	445.6 ± 1.5	↗			
		Катій	455.8 ± 1.6	↗			
		Сандбій	460.9 ± 1.6	↗			
		Дервілії	468.1 ± 1.6	↗			
	Середній	Ярус 3	471.8 ± 1.6	↗			
		Флоян	478.6 ± 1.7	↗			
		Тремадок	488.3 ± 1.7	↗			
		Ярус 10	492.0 *	↗			
		Ярус 9	496.0 *	↗			
		Пайбій	501.0 ± 2.0	↗			
	Фанерозой	Кембрій	Ордовік	Верхній	Ярус 7	503.0 *	↗
					Друмій	506.5 *	↗
Ярус 5					510.0 *	↗	
Ярус 4					517.0 *	↗	
Ярус 3					521.0 *	↗	
Ярус 2					534.6 *	↗	
Середній				Ярус 1	542.0 ± 1.0	↗	
				Фуронгій	549.2 ± 1.7	↗	
				Відділ 3	550.0 ± 1.7	↗	
				Відділ 2	550.0 ± 1.7	↗	
				Відділ 1	550.0 ± 1.7	↗	
				Відділ 1	550.0 ± 1.7	↗	
				Відділ 1	550.0 ± 1.7	↗	
				Відділ 1	550.0 ± 1.7	↗	

Креслив Gabi Ogg. Переклад українською - Helgi.
Вік границь кембрійських ярусів позначений * незатверджено, і вимагає подальшого ратифікаційного визначення.

Епопема Єра	Ера Єра	Система Період	Вік, млн. р.	GSSP GSSA	
Докембрій	Протерозой	Неопротерозой	Еджакарій	542	↗
			Кріогеній	630	↗
			Тоній	850	↗
		Мезопротерозой	Стеній	1000	↗
			Ектасій	1200	↗
			Калімії	1400	↗
			Стейсерій	1600	↗
		Палеопротерозой	Оросірій	1800	↗
			Ріасій	2050	↗
			Сайдерій	2300	↗
			2500	↗	
			2800	↗	
			3200	↗	
			3600	↗	
Архей	Неоархей	2800	↗		
	Мезоархей	3200	↗		
	Палеоархей	3600	↗		
	Еоархей	Нижня межа не визначена	↗		

Підрозділи глобальної стратиграфічної шкали офіційно визначені їхніми нижніми границями. Кожен підрозділ Фанерозою підшома Еджакарія визначені базальними Глобальними Стандарними Розрізами і Привязками (GSSP), тоді як Докембрійські підрозділи є офіційно розчленовані за визначеннями абсолютного віку (Глобальний Стандартний Стратиграфічний Вік, GSSA). Докладніше про кожний GSSP - на вебсайті MCK (www.stratigraphy.org).

Міжнародні хроностратиграфічні підрозділи, їх ранги, власні назви і офіційний статус схвалені Міжнародною Стратиграфічною Комісією (ICS) та ратифіковані Міжнародною Геологічною Спільнотою (IUGS).

Значення абсолютного віку границь підрозділів Фанерозою підлягають перегляду. Деякі яруси Ордовіку і Кембрію отримали офіційну назву після міжнародного узгодження їх GSSP границь. Більшість границь під ярусів офіційно не визначені.

Кольори подані згідно рішення Комісії Геологічної Карти Світу (www.cgmw.org).

Наведені в шкалі значення абсолютного віку за (A Geologic Time Scale 2004, by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith, et al.)

1.5. Основні методи історико-геологічного аналізу. Поняття про фації і фаціальний аналіз

Поняття про фації і формації. У геологічній літературі термін *фація* (від лат. *faciès* — риса, вигляд) вживається в двох розуміннях. У першому — фація, або літофація,— це гірська порода з певними петрографічними ознаками та палеонтологічними рештками, що утворилася в певних фізико-географічних умовах. У другому випадку під фацією розуміють одиницю ландшафту суші або певну зону моря, які характеризуються своїми умовами осадконакопичення та органічного життя.

Формація — це комплекс генетично пов'язаних гірських порід (або сукупність фацій), сумісне утворення та знаходження яких у земній корі зумовлене певними умовами геологічного середовища. Виділяють формації морські, лагунні, континентальні, геосинклінальні, платформені, передгірських та міжгірських прогинів, а також формації, з якими пов'язані певні корисні копалини: нафто- та газonosні, вуглевмісні, залізорудні тощо. Термін «формація» застосовується також для магматичних порід.

Вперше в геології термін «фація» використав, ще Ніколо Стено більше 300 років тому. Він визначив так пачки верств у вивченому ним районі біля Флоренції. Між іншим, те що він мав на увазі, тепер має назву горизонт. В цьому сенсі цей термін не має застосування.

Засновником сучасного розуміння терміна фація вважають швейцарського геолога Греслі (F. Gressly), який вивчав геологічні розрізи (стратиграфічні горизонти) в Юрських горах Швейцарії.

В портландських відкладах верхньої юри, за актуальною стратиграфічною термінологією, які мають найбільшу мінливість Греслі виділив ряд фацій:

- коралову, особливо мінливу з багатою та різноманітною фауною;
- літоральну мулисту з устрицями;
- літоральну мулисту з губками;
- напівпелагічну;
- пелагічну.

Результати досліджень Греслі йшли всупереч з існуючими в той час уявленнями «нептуністів» про те, що одновікові відклади всюди мають однаковий літологічний склад.

Виявлені Греслі модифікації даного стратиграфічного горизонту він назвав фаціями, або виглядом відкладів. Походження фацій Греслі вважав пов'язаними з різними умовами утворення порід. На його думку модифікації, як петрографічні, так і палеонтологічні, що є в стратиграфічному горизонті на площі його розповсюдження, викликані відмінами місцевих умов та іншими чинниками. Ці чинники і в наші дні мають значний вплив на розподіл поселень живих істот на морському дні. Греслі з подивом, знаходив в розподілі викопних форм ті ж закони біологічних асоціацій, а в сукупності відповідних петрографічних та геологічних рис ті ж співвідношення, що переважають в сучасному підводному світі.

Сучасною мовою Греслі знайшов в розподілі викопних організмів юрського віку риси, що подібні сучасним біоценозам, а в літологічних ознаках порід, котрі їх містять, помітив такі закономірності, які є на сучасному морському дні. Вапнякова фація з коралами характеризує найбільш мілководні ділянки юрського моря, а глиниста фація з пеллециподами – більш глибокі зони.

Отже поняття про фацію було введено в геологію для виразу зміни складу відкладів певного стратиграфічного відрізка на площі його розповсюдження.

Взагалі, багато дослідників застосовували термін «фація» для визначення генетичних комплексів відкладів, не обмежуючи цього поняття конкретними стратиграфічними рамками. Серед них швейцарець Ренев'є (M.E. Renevier, 1884), німець Йохім Вальтер (J. Walter, 1893); наші колишні співвітчизники А. Борисяк; Д.В. Налівкін (1955), Ю. Жемчужников (1959), М.М. Страхов (1948); В.Ю. Хаїн (1964) та М.В. Логвиненко (1967).

Досить широко розповсюджено застосування терміна «фація» для позначення окремих особливостей середовища нагромадження осадів, а також окремих особливостей самих порід.

Геохімічні фації – термін введений у 1939 р. Л.В. Пустоваловим, одразу до Пустовалова приєдналися у 1939 р. О.Є. Ферсман та пізніше Г.І. Теодорович 1947. За їх розумінням сучасна геохімічна фація – це частина земної поверхні (на суходолі чи в морі), що має однакові або дуже подібні фізико-хімічні та геологічні умови накопичення та формування осадових порід.

Викопна геохімічна фація – це пласт (або сукупність пластів), який на всьому просторі має однакову початкову геохімічну характеристику, що виникає в процесі утворення порід, які складають його. Г.Х. Крашенинников рекомендує вживати вираз «геохімічні фації» тільки в випадках, коли фації виділяються в межах одного стратиграфічного відтинку.

Для геохімічних умов осадоагромадження краще вживати терміни «геохімічна обстановка», «геохімічні умови» тощо.

Біологічні фації (біофації). Це термін, яким користуються біологи та палеонтологи, щоб підкреслити особливості фацій з поселеннями сучасних організмів, або рештками викопних організмів. Відповідно розрізняють сучасні та викопні біофації. *Викопні або давні біофації* - це сукупність решток організмів, які пов'язані з певними переважно осадовими гірськими породами, що разом утворюють історично та екологічно визначений зв'язок біотичних та абіотичних умов накопичення осадів.

Викопні біофації – це палеобіогеоценози, відновлені шляхом вивчення оріктоценозів. У процесі фосилізації мертвих організмів виділяють певні етапи. Спочатку захоронення призводить до утворення танатоценозів – угруповань мертвих. Наступний етап угруповання поховання – тафоценоз. В подальшому тафоценоз в процесі літифікації осадку та скаменіння решток переходить у оріктоценоз залишкове угруповання, яке ми досліджуємо у відслоненнях чи свердловинах. На кожному з етапів відбуваються зміни угруповань, що виражається у втраті інформації (знищення організмів, які не мають скелетів, м'яких тканин, хрящів, зв'язок, фосилізація черепашок,

панцирів та скелетів тварин, що мали мінеральні покрови чи внутрішні тверді утворення).

Доведено, що різні організми сучасності та викопні їх форми утворювали угруповання різного складу в різних зонах моря чи суші. В морі були визначені біономічні зони.

Літологічні фаці (літофації) - це особливості літофаціального складу порід певного стратиграфічного горизонту літологічного складу порід визначеного стратиграфічного горизонту без їх генетичного тлумачення. Цей термін введений головним чином американськими геологами Деппзом (E. Deppes), Крумбейном (W. Krumbein), Слосом (L. Sloss) та іншими.

Оскільки фація є комплексом відкладів, що відрізняються складом та фізико-географічними умовами утворення від межуючих відкладів того ж стратиграфічного відрізка (за Григорієм Федоровичем Крашенинниковим, 1971), то вони характеризуються набором певних ознак:

1. Першою ознакою фації є речовина, вона віддзеркалює літологічний склад порід та органічних решток;
2. Другою ознакою є приналежність до певного стратиграфічного горизонту, її стратиграфічне положення;
3. Третя ознака - генетичний зміст, а точніше палеогеографічний.

Фації віддзеркалюють певні фізико-географічні умови минулого, а їх сукупності – зміни цих умов на площі розвитку стратиграфічного горизонту, в межах якого дані фації визначені.

Трохи ширший зміст має визначення терміну *генетичний тип* – це комплекс відкладів, які утворилися в певних фізико-географічних умовах і переважно під дією одного головного геологічного агента. Наприклад, алювіальний генетичний тип відкладів, моренний генетичний тип відкладів; озерний.

Розуміння фації як генетичного тіла виділеного серед сусідніх ізохронних тіл, лишає відкритим питання про масштаб (об'єм) цього поняття. Д.В.Наливкин виділяє (1955):

–*Сервія* (грецьке букет) – комплекс фацій, поступово переходячих одна в одну й утворюючих єдине географічне явище.

–*Німія* (грецьке “надмірна”)– комплекс сервій, поступово переходячих одна до (або в) одну, що утворюють великі географічні області.

–*Формація* – комплекс німій, найбільша частина земної поверхні.

З цих термінів у користуванні залишилась, лише формація (і те з іншим змістом).

Між сучасними й викопними фаціями є суттєва різниця. *Сучасна фація* – комплекс осадків або осадків, які утворилися в певних фізико-географічних умовах, відмінних від умов утворення сумісних ізохронних осадів. Сучасні фації не є геологічними тілами, тому що вони ще не перейшли в викопний стан (діагенез).

Вивчення умов осадоагромадження сучасних відкладів допомагає відновлювати г/г умови накопичення викопних гірських порід. «Сучасність є ключем до розуміння минулого» - цей вислів Ч. Лайєля яскраво й коротко

описує принцип актуалізму. Його методологія твердо стоїть на принципі актуалізму, який виходить із припущення про сталість (не мінливість) фізичних законів. «Оцінка значимості геологічних даних, подібно інтересу до вивчення історії Землі, цілком залежить від ступеня нашої упевненості, в непорушності законів природи. Лише ця постійність дозволяє нам, користуючись суворими правилами індукції, уявляти за аналогією події давніх часів та, співставляти ситуації двох різних геологічних епох, пізнавати найголовніші закони організації нашої земної системи».

Ф. Енгельс писав, що вчення Ч. Лайєля додало здорового глузду в геології, оскільки таким шляхом відкрилась можливість перетворення геологічних знань в наукову систему й встановлювався критерій перевірки теоретичних конструкцій оскільки сучасний стан землі є певним еталоном, масштабом, мірилом при вивченні її історії.

Головна мета фаціального аналізу давніх відкладів – побудова моделі фацій, або фаціальних моделей; створення гіпотези про фізико-географічні умови, сприятливих для формування відповідних гірських порід та виживання відповідних організмів.

Актуалістичні співставлення – необхідна й найбільш суттєва частина фаціального аналізу, але прямуючи до більш повного уявлення про природні умови минулого, ми мусимо чітко розуміти, що ж означає принцип актуалізму.

Англійський вчений Гулд (Gould S.J., 1977) розрізняє два тлумачення первинної концепції Чарльза Лайєля:

–Методологічний актуалізм (methodological uniformitarianism), який припускає постійність фізичних законів в просторі та часі та не потребує залучення будь-яких гіпотетичних, невідомих процесів, якщо фактичні історичні результати можна пояснити процесами, які відбуваються зараз сучасними процесами.

–Конкретний (substantive) актуалізм постулює незмінність темпу геологічних процесів та подібність природних умов на різних відтинках часу.

Відміни сучасних відкладів від більш давніх полягають у наступному:

1. сучасні осади утворюються в умовах, відмінних від умов накопичення давніх осадових товщ (на сучасній поверхні Землі відсутні умови, наприклад, для утворення потужних товщ доломітів, залізистих кварцитів, яшм тощо);

2. зростання, впродовж геологічної історії, ролі біогенних осадів та прогресуюче витіснення ними чисто хімічного осадонакопичення;

3. зміна солоності морської води (знесення солей з суші та надходження в результаті вулканічних процесів) та окислювально-відновлюваного потенціалу (вміст вільного кисню в древніх морях був меншим, а вуглекислого газу – більше);

4. багато сучасних умов займають значно менші площі на поверхні Землі ніж їх викопні аналоги в давніх товщах (наприклад – вугільні, оксиди заліза тощо).

Фаціальний аналіз. Фаціальний аналіз являє собою метод відновлення палеогеографічних умов шляхом вивчення характерних особливостей гірських порід та скам'янілостей захоронених в них. Його проводять шляхом аналізу конкретного геологічного матеріалу: особливостей будови шарів одновікових гірських порід і зміни в просторі їх речового складу, текстурно - структурних особливостей та геохімічного складу гірських порід, а також захоронених у породах викопних залишків організмів і слідів їх життєдіяльності насамперед з палеоекологічної точки зору.

Фаціальний аналіз дозволяє відновити умови утворення осадів і проживання організмів і, в кінці, географічні умови минулого. Він складається з двох взаємопов'язаних етапів: *літологічного і біономічного аналізу*.

Літологічний аналіз застосовується при вивченні гірських порід як у цілому, так і окремих особливостей їх мінерального складу й будови з метою відновлення давніх географічних умов. Одні й ті ж типи осадів, що дали початок осадовим гірським породам, могли формуватися в різних умовах, в різній фізико-географічній обстановці. Однак, незважаючи на схожість літологічного складу, гірські породи мають цілий ряд структурних, текстурних та інших ознак, за якими можна з достатньою достовірністю визначити місце і умови їх утворення на земній поверхні.

Перше, на що слід звернути увагу - типи гірських порід і їх структурні особливості. Уламкові породи, що класифікуються за розмірами зерен, котрі їх складають, хемогенні, біогенні і глинисті породи, розділення яких йде насамперед по мінеральному складу, представляють собою осадові гірські породи, які могли формуватися в різних умовах в морі й на суші, у водному або повітряному середовищі, як принесеного (аллохтонного) або збереженого на місці утвореного (автохтонного) матеріалу, в середовищі різної рухливості. Однак тип породи і її структура дають лише найзагальніші уявлення про умови формування. Так, наприклад, глини могли утворитися на суші у вигляді елювію, в прильодовикових озерах, в морських глибоких западинах; піски - в пустелях у вигляді еолових відкладів, в річці, в морі на мілководді або навіть на значній глибині в зоні дії придонної течії.

Одним з важливих ознак є забарвлення породи, що дозволяє іноді встановити деякі особливості її походження. Але цей показник слід використовувати тільки в комбінації з іншими ознаками, наприклад специфічними мінералами (сульфатами, хлоридами, сульфідами, оксидами і т.д.), що зазвичай є додатковими, другорядними, але іноді складаючими основну масу породи.

Цікаві і текстури, що виникають у процесі осадоутворення, так як вони відображають характер і стан середовища. У цьому випадку слід виділяти внутрішньошарові текстури, пов'язані з тривалою діяльністю окремих факторів (масивні і шаруваті, горизонтальношаруваті і косошаруваті та ін.), а також текстури (знаки) на поверхні шару, зобов'язані своїм походженням тривалому впливу на осад різних факторів середовища (знаки брижів, тріщини всихання, відбитки крапель дощу, сліди життєдіяльності організмів та ін.).

Петрографічні методи. Неорганічні текстури осадових порід. Серед текстур, які можна побачити в колі в осадових породах найбільшої уваги потребує коса та градаційна верстуватість, знаки брижів, відбитки нерівностей покрівлі. Ретельні вивчення цих особливостей почалось 30-40 років тому, хоча перші значні роботи були зроблені ще в минулому сторіччі.

Дослідження цієї галузі набули важливого значення, що співпало з широким застосуванням літології як самостійного розділу геології.

Цінність вивчення таких текстур дозволяє нам визначити, чи набути відомості про:

- рух води або повітря, обумовлений перенесення осадового матеріалу;
- рівень енергії;
- типах та напрямках руху;
- іноді про швидкість осадконагромадження та надходження матеріалу (наприклад, «набігаючі» знаки брижів звичайно ознакою великої (значної) швидкості осадконагромадження).

Характерний вигляд текстур тилітів та їх загальні літологічні особливості – найліпші ознаки льодовикових умов.

Недоліками аналізу текстур осадових порід є:

- мало відомостей про загальну обстановку осадконагромадження, та зокрема: про глибини, температури та солоність води;

- неможливо з упевненістю відрізнити сліди волочіння осадку від результатів діяльності муттьових (турбідитних) потоків, вітрові (нагінні) течії від припливних; еолові відклади від деяких мілководних морських глин. Вважається, що коса шаруватість - ознака руху середовища відкладення в певному напрямку, а хвиляста – неупорядкованого руху.

Зернистість та структури: аналіз цих особливостей виконується в лабораторії та заснований на просіюванні та мікроскопічних дослідженнях. Відомо, що річковий пісок гірше відсортований за розміром зерен, ніж піски морських пляжів.

Використовують все більш витончені методи статичного аналізу, в тому числі – аналіз асиметрії та щільності розподілу (тому я прошу більш уважно слухати лекції та виконувати лабораторні роботи з математичної статистики, тощо. Наприклад, вивчення структури поверхні зерен четвертинного піску за допомогою скануючого електронного мікроскопу дозволяє визначити розрізнити зерна льодовикового, літорального та еолового генезису.

Однак, четвертинні зерна мають дуже значний стратив руйнуванню, через що легко відбувається перенос такого піску з певних умов осадонагромадження до інших та перевідкладення матеріалу давніх осадів при утворенні молодих.

Біономічний аналіз застосовується при вивченні оріктоценозів з метою відновлення умов проживання організмів і палеогеографічної обстановки. Шлях дослідження - відтворення палеобіоценозів, вивчення окремих організмів і відновлення їх способу життя, відновлення середовища проживання палеобіоценоза, відновлення палеогеографії. Завдання це вкрай

складне і вирішення його ускладнене тим, що крім загальної неповноти в геологічному літописі в ряду палеобіоценоз - некроценоз (танатоценоз) - тафоценоз - оріктоценозов відбувається суттєва зміна комплексу залишків організмів.

Розглянемо можливі зв'язки між палеобіоценозом і оріктоценозом. В результаті загибелі палеобіоценозу при катастрофічних змінах умов проживання (опріснення, осушення - для морських, повені для наземних біоценозів) формувалися танатоценози, які у видовому і кількісному відносінах досить повно відповідають біоценозам. Але більш звичайні скупчення залишків організмів і слідів їх життєдіяльності з різних палеобіоценозів, що представляли собою некроценози; на суші такі скупчення могли утворитися при перенесенні річками або вітром, в море - течіями або в результаті первісного багатоярусного розміщення бентосних і пелагічних біоценозів. Отже, вже некроценоз представляв собою скупчення елементів різнорідних палеобіоценозов. У процесі утворення тафоценоза багато залишки бесскелетних організмів зникли без сліду і, нарешті, в процесі перетворення осаду в породу і відповідно тафоценоза в оріктоценоз сталося руйнування і перетворення твердих мінералізованих залишків організмів. У результаті кожен оріктоценоз є скупченням невеликої частини організмів, що колись входили в різні палеобіоценози.

У біономічному аналізі слід йти у зворотному напрямку-аналізуючи оріктоценози, відновлювати вигляд окремих організмів (що саме по собі при фрагментарному характері викопного матеріалу вельми важко), необхідно з оріктоценозів виділяти форми різних палеобіоценозів, по уривчастих відомостях відновити вигляд палеобіоценоза для даного палеобіотопу і лише після цього можна переходити до реконструкції давньої географічної обстановки.

Насамперед вивчають окремі організми, що входили в палеобіоценозу; приналежність організмів до тієї чи іншої систематичної групи вказує на певні умови. Наступним етапом є дослідження екологічних груп організмів, а далі до біоценозу в цілому. Характер видового складу групи говорить про нормальну (види різноманітні, кількість особин може бути незначною) або специфічних (видів мало, але велике число особин) умов існування. Цінні відомості можна отримати при вивченні форми тіла або його положення, особливо у прикріпленого бентоса, розмірів тіла, товщини стулок раковини. Не менш важливі відомості можна отримати, досліджуючи сліди життєдіяльності організмів; сліди повзання по дну, заривання в донні осади, нірки-свердління в твердому субстраті, сліди приростання раковин, сліди наземних чотириногих і птахів - все вказує на тип середовища (водна, повітряна), на газовий режим, динаміку середовища, характер ґрунту і пр.

Характер захоронення дозволяє зробити важливі висновки про рух води: окатанна або ціла черепашка свідчить про перенесення течіями або хвилями; орієнтування в просторі подовжених раковин вказує на тип руху води, скупчення скелетів з добре збереженими тонкими деталями - про спокійне воде і т. д.

Якщо присутність викопних решток організмів дає нам свідчень про географічні умови минулого, то відсутність таких залишків можна пов'язувати з умовами, несприятливими для життя організмів.

Всі ці реконструкції, як і при літологічному аналізі, спираються на порівняння за аналогією, на принцип актуалізму в його сучасній модифікації. Проводячи дослідження залишків організмів, близьких до сучасних, можна використовувати прямі аналогії. При цьому чим ближче спорідненість, тим, ймовірно, достовірніше висновки. Складніше йде справа з представниками вимерлих груп організмів (морськими рептиліями, трилобітами, граптолітами, археоціатами). У цьому випадку вивчають пристосувальні ознаки і спираються на більш далекі аналогії. При цьому необхідне детальне вивчення екології сучасних організмів як основи для палеобіономічних реконструкцій.

Для стратиграфічну прив'язку коректного фаціального аналізу важливими є комплексне дослідження відкладів та добре виконану

Комплексне дослідження відкладів. Для вірного визначення генезису відкладів особливо важливий аналіз сукупності ознак. Важливою умовою є виявлення та дослідження фаціальних переходів в горизонтальному напрямі, а також генетичних співвідношень у вертикальному розрізі. Не можна обмежуватись комплексним дослідженням окремих порід, необхідно вяснити умови утворення всього парагенезису, який складає певний розріз. Часто вивчення того, яким чином й у що переходять досліджувані відклади дає більш переконливий генетичний матеріал, ніж саме дбайливе вивчення окремих ознак.

Стратиграфічна основа. Стратиграфічна прив'язка займає у фаціальному аналізі важливе місце. Перша вимога фаціального аналізу – це якісний стратиграфічний каркас, заснований на чіткому зональному поділі вікових інтервалів.

Вивчаючи континентальні розрізи рідко досягається висока стратиграфічна точність оскільки викопні рештки зустрічаються не повсюдно, різноманітність видів менша, ніж в морських розрізах, види суходільних тварин живуть довше ніж морські.

Для стратифікації порід, що утворились під час чистих інверсій магнітного поля використовують метод магнітної стратиграфії, що заснований на часовій шкалі зміни полярності геомагнітного поля. Цим методом можливо співставляти континентальні та морські відклади.

За відомостями, що наводяться фахівцями з магнітної стратиграфії була встановлена, тривалість часу масового вимирання динозаврів та планктонних форамініфер у кінці крейди, виявилось що цей інтервал тривав 10^5 років (100000).

РОЗДІЛ II ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ ТА РОЗПОВСЮДЖЕННЯ ФАЦІЙ

II.1. Морські фації

Типи морських водойм. Морські та океанічні басейни були і є основними областями накопичення гірських порід. Найважливіші фактори, які діють у цих басейнах і зумовлюють певний склад їх осадових порід: рух води (течії, прибії), хімічний склад її та температурний режим, рельєф дна, склад органічного життя. Велике значення має також морфологія прилеглих ділянок суші, кількість; та якість уламкового матеріалу, що з неї змивається. Велику роль у накопиченні товщ морських порід відіграє донний вулканізм, продукти якого вистилали суцільним покривом величезні площини дні морів та океанів як у минулому, так і тепер.

Море – область переважного нагромадження осадів на противагу суші – де поважає розмив. Але й на суші є області де відбувається накопичення, а в морі – розмив.

Взагалі морське дно арена різноманітних процесів, в одному місці сідає матеріал, що поступає з суходолу, в іншому – іде потужний розвиток організми з карбонатним скелетом й утворюються органогенні вапнякові осади; в третьому, де інтенсивні течії, осади відсутні; в четвертому – осади час від часу осуваються, відслонюючи скельний ґрунт, в п'ятому – іде повільне осадонакопичення з залізо-марганцевими конкреціями.

Незважаючи на розмаїття умов, осадонакопичення на морському дні взагалі більш постійне ніж на суші. Температура, гідрохімічний режим, динаміка – все це на дні моря більш стабільні; їх зміна повільніша ніж на суші; море має більшу інерцію. Тому морські осади як сучасні, так й викопні взагалі більш витримані за складом та іншими ознаками, ніж континентальні.

За умовами осадонакопичення виділяють п'ять типів морських водойм:

1. Океани – які займають дві третини сучасної земної поверхні. Не велике геологічне значення осадів, що в них утворюються, оскільки у викопному стані відклади відкритих частин океанів майже не відомі.

2. Відкриті вбік океану моря й затоки (Біскайська затока, Аравійське море, Затока Аляски тощо). Нагромадження в них тісно пов'язане з океанічним режимом. За зміни рівня моря в них утворюються регресивні та трансгресивні товщі. Осадів товщі такого типу дуже поширені у викопному стані.

3. Окрайні моря, відділені від океану ланцюгами островів, які мають підводне продовження у вигляді підводних гряд (далекосхідні моря – Охотське, Східнокитайське, а також Мексиканська затока, Карибське море тощо. Завдяки відокремленню від океанів крайні моря специфічні за своїми осадами, органічним світом та гідрохімічним режимом.

4. Серединноматерикові моря (Червоне, Середземне, Чорне). Вони глибоко врзані в сушу, поєднуючись з океанами однією або кількома протоками, часто неглибокими. Невеликі зміни рівня можуть викликати замкненість басейну. Осадонакопичення в них має специфічні риси.

5. Цілкові ізольовані від океану басейни (Каспійське, Аральське). Характер нагромадження осадових порід – озерний, настільки відмінний від морського, що іноді їх розглядають як озера.

За формою поперечного перерізу виділяють котловинні й плоскі водойми. Котловинні – мають круті (стрімкі) схили з глибинами в кілька тисяч метрів (Чорне, Середземне, Мексиканська затока тощо). Такі моря поширені в геосинклінальних областях.

Плоскі – надають невеликі глибини (200-400 м) й дуже пологі схили (Баренцове, Карське, Лаптевих, Гудзонова затока тощо). В геологічному минулому цій категорії відповідали епіплатформні (епіконтинентальні) моря.

Живлення морів осадовим матеріалом відбувається з трьох джерел:

1) знесення продуктів вивітрювання з суші – головним чином річками, менше льодом й вітром;

2) ерозія (розмив) берегів й дна самим морем (хвилеприбійна діяльність та течії);

3) вулкани, які «поставляють» тверді та рідкі продукти (термальні розчини) й гази.

Щорічний винос з суші в моря 3-5 км³ продуктів вивітрювання та інших. Інтенсивність живлення залежить від співвідношення площі водозбору басейну та його власної площі. За умов зменшення розмірів басейнів їх водозбірна площа відносно росте.

Через це внутрішні моря отримують більше живлення, ніж океанічні басейни. За останні 1000 років в Чорному морі накопичилось близько 20-100 см осадових порід, в Атлантичному океані - 2-4 см, в Тихому океані менше 1 мм.

Хімічні й фізичні властивості морського середовища. *Солоність.* В океанах та в морях, котрі з ними сполучаються, склад солей лишається майже однаковим (на 1000 г морської води та у відсотках від загальної кількості солей): NaCl – 27,2 (77,8 %), MgCl₂ – 3,8 (10,9 %), MgSO₄ – 1,7 (4,7 %), CaSO₄ – 1,2 (3,6 %), K₂SO₄ – 0,9 (2,5 %), CaCO₃ – 0,1 (0,3 %), MgBr₂ – 0,1 (0,2 %).

Аналіз наведених даних свідчить про перевагу хлоридів, менше сульфатів, зовсім мало карбонатів. Середня солоність океану 35 ‰. Коливання в дощові сезони у поверхневих шарах падає до 32 ‰ (Північна частина Індійського океану), в сухих та жарких областях Атлантики солоність піднімається до 38 ‰; в Червоному морі – 41 ‰, в Чорному морі – 17 ‰. Солоність визначає характер організмів; коливання викликають компенсаційні течії; в солоній воді швидше осідає тонкий мул. За високих концентрацій сіль випадає в осад.

Гази, особливо O₂, CO₂, H₂S – дуже впливають на характер осадонакопичення. В поверхневих шарах вміст O₂ – 5-6 см³/л; на глибині 500-1000 м – 1-2; біля дна знову більшає до 4-5 см³/л. Це є причиною того, що на дні відкритого океану переважають окислювальні умови. В різних типах морів розподіл O₂ на глибині визначається, головним чином ступенем зв'язку з океаном (в Чорному морі зв'язок з океаном дуже слабкий, придонні шари позбавлені кисню (O₂), там є різко відновлювані умови, вільний сірководень).

Вуглекислий газ (CO_2) в морській воді знаходиться в більшій кількості ніж в атмосфері. Джерелом CO_2 є життєдіяльність організмів, розклад органічних речовин та вулканізм. Вуглекислий газ збільшує розчинність карбонатів, тому на океанічному дні вода звичайно недосичена ними. Тиск та температурні умови сприяють розчиненню карбонатів, черепашок що падають на дно.

У верхніх теплих шарах в тропіках де рослини використовують CO_2 , розчинність його зменшується завдяки більшій температурі та меншому тиску; карбонати випадають в осад хімічним шляхом.

Температура морської води на поверхні визначається географічною широтою місцевості, порогом року та переважаючими течіями. В океані коливання температур відбувається до глибин в кілька сотень метрів. Нижче іде поступове падіння її у дна в тропіках температура досягає $0-3^\circ\text{C}$.

В окраїнних та внутрішніх морях температура на глибині більше залежить від місцевих умов і тому більш різноманітна. В Червоному морі температура з 700 до 2200 м постійна приблизно $21,5^\circ\text{C}$, в Індійському океані на таких глибинах – $3-4^\circ\text{C}$, в Чорному морі від 100 до 2200 м – 9°C .

Тиск збільшується на 1 атмосферу кожні 10 м глибини. Отже, у глибоководних западинах тиск досягає тисячі атмосфер. Підвищення тиску впливає на вміст газів, й особливо CO_2 , що сприяє розчиненню карбонатів вже на глибинах 4500-4700 м (так звані критичні глибини).

Світло досягає різних глибин в залежності від прозорості (мул та планктон зменшують прозорість. Видимість сягає 50 м, рослини зустрічаються на глибині до 150 м, а у виключних випадках до 350 м. Життя, яке пов'язано зі світлом обмежене шельфом.

Гідродинаміка. У відкритому морі частинки води рухаються приблизно коловими орбітами. Біля берегів хвилі гальмуються дном, їх траєкторія трансформується, витягується. З глибиною радіус обертових рухів частинок води, зменшується. Максимальна глибина, до якої відчувається вплив хвиль, називається «базисом дії хвиль». У відкритому морі це приблизно 30 м, а, наприклад, у північній частині Каспію всього 15-20 м.

В зоні прибою хвилі шліфують гірські породи, вони сортують (диференціюють) осадовий матеріал за величиною та мінеральним складом (питомою вагою); утворюють вали, пляжі, коси, підводні бари, томболо та інші акумулятивні форми. Вони переміщують матеріал вздовж берегу, можуть руйнувати берег, утворюючи хвилеприбійні ніші.

Сила й напрями берегових хвиль або хвильових течій пов'язані з інтенсивністю вітру. Швидкість берегової течії може досягати 3-4 км/год; вона переносить пісок вздовж берегу і є важливим фактором в формуванні прибережно-морського типу косої шаруватості й розподіляють, транспортують матеріал вздовж берегу.

Зона розташована за смугою прибою забезпечується осадами так званими розривними течіями, які виникають в місцях витоку води, яка нагнана хвилями проміж баром й берегом. Їх швидкість досягає кількох км/год. Вони переважно виносять піщані, алевроитові та глинисті частинки далі від берегу.

Припливи та відпливи. Є області де висота припливів досягає 10-15 м при пологих берегах, тоді зона безпосередньої взаємодії суші й моря може досягати кількох км. Припливи й відпливи утворюють течії, які переносять великі кількості осадового матеріалу й розмивають дно до скельного базису (приклад Ламанш). Швидкість припливних течій досягає 29 км/год.

Дрейфові течії утворюються під дією вітрів. Коли вони спрямовані від берегу, до берегу, дном може підніматися до поверхні компенсаційна течія. Подібний механізм мають пасатні течії, які охоплюють цілий світ – глобальні течії.

Океанічні течії виникають під впливом сумісної дії низки факторів. Максимальна швидкість до 10 км/год з глибиною меншає й на глибині 1000 м незначна. Вони переносять тонкий матеріал на значні відстані, на мілинах (Гольфстрім у берегів Флориди) викликають розмив дна, в місцях змішування вод відбувається загибель організмів й вплив на клімат.

Суспензійні (муттові, турбідитні) течії виникають, коли під дією якихось причин на дні змучується осад (зеуви, сильні хвилі, землетруси тощо) або в море виноситься мутна вода з суші, яка має більшу густину й тече вниз схилом й на значних глибинах відкладається звішений матеріал.

Глибоководні течії, відміни температури на різних глибинах, різний вміст кисню в воді пояснюється повільним круговим рухом океанічних вод на поверхні від екватору до полюсів й дном від полярних областей до екватору. Походження цих течій пов'язують з різницею густини вод різної температури й солоності (холодні води Арктики й Антарктики опускаються до дна).

Класифікація морських осадів. Існує кілька підходів до класифікації морських осадів:

- за механічним складом;
- за поєднанням речовинного складу та їх походженням (уламкові, глинисті, пірокластичні, кременисті, карбонатні, залізисті, глауконітові, манганові, фосфатні, збагачені органічною речовиною). (Безруков, Лисицин)

Мерей та Ренар морські осадки поділяють на дві головні групи:

- пелагічні, які відклались у глибоких водах;
- теригенні відклади, котрі утворилися поблизу материків.

Обидві групи поділяються за складом. Ще одна класифікація ґрунтується на глибині утворення морських відкладів: літоральні, неритові, батіальні, абісальні. В окрему групу виділяють осадки морів з ненормальною солоністю й морські вулканогенні осадки.

Зараз у нормальному профілі морського чи океанічного басейну виділяються три області, які характеризуються своїми фізико-географічними особливостями та умовами осадонакопичення:

- 1) шельф, або континентальний ступінь;
- 2) континентальний, або материковий, схил, інакше — батіальна область;
- 3) океанічна западина, або абісальна область.

Шельф являє собою пряме продовження берегів материків і островів, залите морем. Поверхня його нерівна, іноді порізана неглибокими долинами,

які є продовженням річкових систем. Шельф поділяється на дві зони: літоральну та неритову.

Літоральна, або прибережна, зона займає смугу берега між найвищою точкою припливів і найнижчим рівнем відпливів. Характерною особливістю її є інтенсивний рух води та періодичне осушення. Осадкоутворення тут залежить від морфології та складу морського берега, клімату, наявності впадаючих річок тощо. Біля стрімких скелястих берегів завдяки інтенсивній діяльності прибою нагромаджуються грубоуламкові породи — брекчії, галечники, гравій. Органічний світ у такій частині літоралі бідний. Живуть тут тільки такі організми, які мають міцний скелет, або які просвердлюють у каменях ходи і нірки, або міцно присмоктуються чи прирастають до скель.

Біля похилих і плоских берегів, складених з пухких порід, нагромаджуються піски, а в місцях, захищених від хвилювання води (в затоках, лиманах) — глинисті породи. Хвилі біля таких берегів не розбиваються, а набігають на берег, де поступово затухають і залишають частинки захопленого ними ґрунту та битої черепашки (детритусу). З цього матеріалу утворюються берегові вали, іноді до 12 м заввишки. Органічний світ у таких місцях також бідний і складається з форм, що накопуються в ґрунт.

У неритовій зоні постійний рух води (хвилі, течії), що забезпечує високе насичення її киснем. Тут більш-менш нормальна солоність води, добра освітленість її; температура води тут залежить від температури повітря. Органічний світ неритової зони дуже багатий і є одним з найбільших факторів породоутворення. В неритовій зоні утворюються потужні товщі органогенних, теригенних, а іноді й хемогенних порід.

Батіальна область займає континентальний схил глибиною від 200 до 2500 м. Води батіалі спокійні, мають нормальну солоність і постійну температуру, що відповідає середньорічній температурі місцевості. Світло проникає лише до глибини близько 800 м. Газообмін повільний, часто утруднений. Тваринний світ бідний — планктонні найпростіші, вільноплаваючі хижакі, мулоїдні. Осадкові відклади одноманітні, переважно теригенні та теригенно-карбонатні глини, мули.

Абісальна область займає окремі частини сучасних океанів понад 2500 м завглибшки. Для неї характерні відсутність світла, дуже повільні рухи води та газообмін, постійна низька температура, нормальна солоність, дуже повільні темпи осадконакопичення, великий тиск. Органічне життя дуже обмежене. Осадкові гірські породи — глини, мули.

Нормальний для батіальної та абісальної областей фізико-хімічний режим часто порушується землетрусами, епейрогенічними рухами та вулканізмом. Останні найсильніше проявилися в минулому у геосинклінальних областях і проявляються тепер у найбільш тектонічно неспокійних зонах сучасних морських та океанічних западин.

Різноманітність органічного світу є характерною рисою морського середовища. Організми чітко реагують на зміни умов життя і це робить їх особливо цінними для фаціального аналізу.

З 63 класів тварин Землі 31 живе лише в морі, 14 – в морській та прісній воді. І тільки представники 2 класів живуть головним чином в прісній воді інші 7 – переважно в морі, 3 – головним чином в повітрі, 3 – в усіх трьох середовищах.

Бентос – організми котрі живуть на дні. Бентос поділяють на сидячий який не міняє свого положення на дні та рухомий, котрий пересувається на дні, плаває біля дна чи заривається в осад та рухається там.

Нектон – активно плаває в товщі води.

Планктон – пасивно плаває, але деякі, або навіть більшість можуть активно змінювати рівень. Серед планктону розрізняють зоопланктон та фітопланктон, й фракції -макропланктон (більший за 1 мм), мікропланктон (1 мм – 50 мкм), нанопланктон (5-50 мкм).

Планктон живе переважно у верхніх шарах води, які прогріваються й освітлюються. Вони не є показником глибини, не пов'язані з ґрунтом. Відсутність мертвих карбонатних черепашок планктонних організмів може бути індикатором глибини більшої за критичну. Багато з планктонних організмів є індикаторами нормальної солоності або певної температури води.

Існують організми які в онтогенезі змінюють спосіб життя і умови існування: личинки – планктон, дорослі селяться на дні – бентос (брахіоподи, багато моллюсків, корали тощо). Черепашки наутілусів після загибелі стають сейстоном (все що плаває на поверхні). Виділяють некропланктон – мертві рештки організмів.

II.2. Континентальні фації

II.2.1. Континентальні умови осадо накопичення

Континентам належить близько 30 % земної поверхні. Навідміну від морських умов, на суші переважають процеси денудації, але накопичуються продукти вивітрювання і життєдіяльності живих організмів.

Континентальні осади характеризуються такими особливостями:

- значно менш розповсюджені у викопному стані ніж морські;
- невитриманість в плані розповсюдження, що пояснюється мінливістю геологічних умов;
- вплив рельєфу позначається на строкатості та неоднорідності осаду;
- серед континентальних формувань переважають головним чином уламкові (теригенні), глинисті гірські породи, а біогенні та хемогенні складають меншу кількість загального об'єму, вони характеризуються невеликими потужностями оскільки великий відсоток розчиняються або зносяться у море, де відбувається вже подальший процес сидементогенезу та породоутворення;
- зв'язок з первинними материнськими породами;
- наявність умісту в гірських породах решток викопної флори (але починаючи з девону в межах прибережно-морських відкладів рослинні залишки також можуть зустрічатися доволі часто);

- характерним є часта наявність червоноколірних утворень (оксидні сполуки), білих (каоліни, кварцові піски) та чорних (вугілля);
- у більшості випадків, зважаючи на їх спосіб утворення, породи характеризуються шаруватістю.

Важливо зазначити, що на параметрах континентальних відкладів й порід та особливостях їх розповсюдження чітко відображається тип клімату, що дозволило М.М. Страхову виокремити три основні типи літогенезу: аридний, нівальєний і гумідний.

Нівальєний або льодовий тип літогенезу розповсюджений в полярних областях, а тауож високогірних умовах. Він характеризується низькими температурами – сухий та морозний. Агентом утворення осадового матеріалу є механічне вивітрювання, транспортування льодовиками, талими льодовиковими водами, вітром або під дією сили тяжіння. Таким чином утворюється уламковий, невідсортований матеріал.

Гумідний тип літогенезу (теплий і вологий) розповсюджений найбільше і знаходиться в регіонах високої вологості та відносно високої середньорічної температури.

В межах панування гумідного клімату діють процеси механічного руйнування і транспортування (різними агентами – водою, під дією сили тяжіння, вітром і т.п.), а також різноманітні хімічні перетворення. Седиментогенез відбувається в процесі переміщення уламкового матеріалу (алювій, делювій, пролювій) й накопичення його в понижених зонах рельєфу, але велика кількість осаду осідає в озерах та ще більше зноситься в моря й океани.

Також в цих регіонах дуже велику роль відіграють хімічні процеси, наприклад, розчинення, випадіння осаду з насичених розчинів, зміна складу гірських порід у наслідок хімічних реакцій і т.д. Але необхідно зазначити, що легко розчинні сполуки такі, як NaCl, CaSO₄, KCl, MgSO₄ та ін. фактично не випадають в осад. Отже, можна сказати, що зони вологого клімату характеризуються неповнотою осідання й накопичення осадового матеріалу, який переміщується у водойми цієї зони. В зоні гумідного літогенезу накопичуються такий матеріал, як галька, піски, глини, утворюються торфовища, сапропелєві мули і т.п. Довготривале переміщення уламкового матеріалу водними потоками призводить до обкатування та сортування матеріалу.

Шляхами переносу накопичуються розсипи золота, платини, алмазів тощо. В озерах сідають сполуки заліза та алюмінію. Зауважимо, що залізо переважно накопичується у прибережних зонах морів.

Аридний тип літогенезу характерний для областей жаркого посушливого клімату. Аридні зони розташовані південніше та північніше від вологої тропічної зони. Кліматичні пояси порушуються завдяки впливу рельєфу. Яскравий приклад такого впливу відомий в Чилі, де високе гірське пасмо Анд відгороджує пустелю Атакама від дощових хмар. В цій пустелі роками не випадають краплі дощу.

Характерним для аридних процесів є послаблення міграції в корі вивітрювання, з неї не вимиваються залізо, манган, алюміній тощо. Відповідно, в осадах припиняється формування руд заліза, мангану та алюмінію. Відсутність лісового покриву та бідність рослинністю призводять до майже повної відсутності вугілля та елементів, які звичайно зв'язані з органічною речовиною (германій, гафній тощо).

Внутрішньоконтинентальні водойми аридної зони не мають стоку та солоні. Роль організмів не велика, але посилюється значення хімічних осадків. Дефіцит води призводить до того, що відклади погано відсортовані. Але зростає роль вітру як агенту переносу та диференціації (в пустелях та напівпустелях).

II.2.2. Генетичні типи континентальних осадів

Загальноприйнятої схеми класифікації континентальних відкладів не існує. Найбільш уживаними є класифікації В.О. Обручева, М.І. Ніколаєва, Є.В.Шанцера та інші.

Таблиця 2.1. Схема класифікації генетичних типів континентальних осадових утворень

<i>Парагенетичний ряд</i>	<i>Парагенетична група та підгрупа</i>	<i>Генетичний тип</i>
I Елювіальний (ряд кори вивітрювання)	А. Група ґрунтів Б. Група власне кори вивітрювання)	Ґрунти Автохтонні торф'яники Елювій
II Схилувий (колювіальний)	А. Гравітаційна група а) підгрупа колювію обвалювання б) підгрупа колювію сповзання Б. Делювіальна група (колювій змивання)	Обвальні накопичення Осипні накопичення Зсувні накопичення Соліфлюкційні накопичення Делювій
III Водний аквальний	А. Група відкладів руслових водних потоків (флювіальна) Б. Група озерних відкладів (лімнична)	Алювій Пролувій Озерні відклади
IV Підземноводний (субтеральний)	А. Група відкладів печер (субтеральна) Б. Група відкладів джерел (фронтальна)	Печерні відклади Туфи та травертини
V Льодовиковий (гляціальний)	А. Група власне льодовикових відкладів (гляціальна)	Основні морени Крайові морени Внутрішньо льодовиковий тип

	Б. Група водяно-льодовикових відкладів аквагляціальна) а) підгрупа льодовиково-річкова (флювіогляціальна) б) підгрупа льодовиково-озерна (лімногляціальна)	Прильодовиковий (перигляціальний) тип Озерно-льодовикові (лімно-гляціальні) відклади
VI Еоловий (вітровий)	А. Група еолових пісків Б. Група еолових лесів	Еолові піски Еолові леси

Головні фактори, які впливають на склад та поширення континентальних відкладів:

- клімат;
- коливальні тектонічні рухи;
- рельєф;
- органічний світ;
- склад материнських порід.

Елювіальна група осадових утворень. *Елювій* (eluere – латина – вимивати) – загалом всі (фізичні та хімічні) продукти вивітрювання, що залишилися на місці свого утворення, а кора вивітрювання – складно побудований елювіальний профіль, який утворюється при типовому розвитку рядом характерних ознак.

Вивітрювання – це реакція гірських порід на нові для них умови. Вивітрювання не тільки руйнує, але й утворює, тобто перетворює гірські породи у при поверхневих умовах.

Кора вивітрювання – це закономірно побудований профіль, який утворюється на материнських породах шляхом перетворення їх під впливом поверхневих агентів.

До кори вивітрювання не може бути застосований термін «відклади», бо це залишкові утворення.

Ознаки кори вивітрювання:

–генетично кора вивітрювання тісно пов’язана з материнськими породами (текстура в нижній частині) їх розрізу;

–різниця між складом кори вивітрювання та материнськими породами зростає вгору. На деякій відстані в корі вивітрювання можуть бути відсутні мінерали материнських порід;

–зональна будова. Зони відрізняються за хімічним та мінеральним складом, часто й за фізичними властивостями, кольором, щільністю, структурі тощо. Корисні копалини приурочені до певних горизонтів. зональна будова пов’язана з стадійністю її розвитку: певним стадіям відповідні утворення певних зон (горизонтів) в розрізі. спрощення складу кори вивітрювання знизу вгору;

– мінеральний склад кори вивітрювання різноманітний, але переважають глинисті мінерали як найбільш стійкі, тому що є продуктами поверхневих фізико-хімічних умов.

Потужність кір змінюються від одиниць до десятків, а іноді сотень метрів.

Вплив клімату:

- холодний сухий клімат – призводить до утворення жорствяно-глинистої кори вивітрювання на всіх кристалічних породах;

– холодний вологий клімат сприяє тому, що на граніті утворюється гідрослюдиста кора вивітрювання; на габро - нонтронітова, серпентиніт – нонтроніто-вохриста;

- за помірно сухого клімату: на граніті утворюється гідрослюдиста кора вивітрювання; на габро – карбонатно-монтморилонітова; на серпентинітах – магнезит-карбонат-нонтроніт-опалова;

- за помірно вологого клімату: на граніті – гідрослюдиисто-каолінітова кора вивітрювання; на габро – карбонат-монтморилонітова; на серпентинітах – магнезит карбонатно-нонтроніто-опаловава – нонтронітова;

- за жаркого сухого клімату: граніти мають гідрослюдиисто-монтморилонітову кору вивітрювання; габро – карбонат-монтморилонітову кору вивітрювання; серпентиніти – магнезит-карбонат-нонтроніт-опалову – нонтронітову кору вивітрювання;

- за жаркого вологого клімату утворюються: на гранітах – гідрослюдиисто-каолінітова – каолініт-гібситова – буро-залізна (залізна шляпа) кора вивітрювання; на габро – каолінітова – каолініт-гібситова – буро залізна (шляпа) кора вивітрювання; на серпентинітах – карбонатно вохриста кора вивітрювання.

Звичайно на гранітах утворюється кора вивітрювання каолінітового складу, на основних породах – залізисті монтморилоніти та червоні каоліни, на серпентинах – нонтроніти та вохри.

Слід підкреслити, що за різних кліматичних умов одні породи можуть мати суттєво різний склад та будову.

Вплив рельєфу. На вирівняному рельєфі елювіальний процес триває довгий час, через це може утворитися потужна, складна кора вивітрювання. Особливо потужна кора вивітрювання формується в межах піднятих пенепленах завдяки глибокому проникненню ґрунтових вод. Нахил рельєфу визначає інтенсивність поверхневого розвитку, а відповідно й потужність та повноту розвитку кори вивітрювання в цій місцевості. Іноді на самому верху кори вивітрювання утворюється міцний залізисто-кременистий панцир, який запобігає від розмиву. Завдяки йому кора вивітрювання може формуватися навіть на крутих схилах (до 30°).

Формуванню кори вивітрювання сприяє органічний світ, зокрема ґрунти та час, який своєю тривалістю примножує результати вивітрювання (цей процес може тривати протягом геологічних періодів та ер).

Колювільна й делювіальна група. До цієї групи належать відклади на схилах та біля їх підніжжя. В утворенні відкладів схилів та підніж головна роль

належить дії сили земного тяжіння. Колювій та делювій широко розповсюджені на всіх схилах земної поверхні. Ця група відкладів дуже широко розповсюджена в даний час, але у викопному стані зустрічається рідко. Відклади схилів не стійкі. Однак викопні аналоги колювію та делювію іноді допомагають палеогеографічним реконструкціям. Практичне значення пов'язане з наявністю в них розсипних родовищ, вогнетривкої сировини, будівельного каміння, керамічної сировини тощо.

Крім цього, вірна інтерпретація зсувних, обвальних та інших накопичень має велике значення при усіх видах інженерно геологічних досліджень.

Осипи та обвальні накопичення. Осипи виникають в горах за умови наявності крутих схилів під дією сили тяжіння – це механічне вивітрювання гірських порід, що складають схили. Проявляється воно обриванні масиву гірської породи з подальшим скошуванням та зсуву продуктів руйнування. Цей процес може відбуватися як під дією сили ваги так й з допомогою дощової та снігової води, яка стікає поверхнею та просочується в ґрунт, що призводить до ослаблення масиву. Багаторазове замерзання та відтаювання також сприяють руху уламків вниз за схилом. В цьому процесі беруть участь інші сили: ударна дія брил, коливання температури тощо. Осип весь час рухається з дуже низькою або помітною швидкістю до кількох десятків см на рік.

Обвальні накопичення відрізняються від осипів тим, що відбувається швидко, приймає іноді катастрофічний характер. Вони приурочені до районів, де схили більші 40-45°. Поштовхом для їх утворення може бути сильна злива, підмив схилу річкою або струмком, землетрус тощо.

Склад обвальних утворень, так саме як осипів, залежить від складу порід які руйнуються. Масивні породи за обвалів утворюють глибові накопичення («кам'яний хаос» м. Алупки – складають брили діабазу). Сланці та шаруваті осадові породи утворюють в результаті обвалів щербенисто-суглинисті маси. Шаруватість осипів та обвальних накопичень відсутність. Органічні рештки належать материнським породам, але можуть зустрічатися уламки кісток наземних тварин, уламки стовбурів, стебел, спори та пилок.

Зсувні накопичення (за Є.В.Мілановським – «деляпсій» від латинського *delapsere* – ковзати), досить широко розповсюджені. Під зсувами розуміють рухи ґрунтових мас вниз за схилом в горах, берегами річок, у обривах морських берегів, в ярах та штучних виробках.

В процесі зсувів гірські породи втрачають свою первинну структуру та текстуру, зазнають нерівномірного роздроблення та перемішування, утворюють своєрідні відклади. Зсунуті породи звичайно відрізняються від підстилаючих. Зсувне тіло являє собою неупорядкований перемішаний матеріал, який складений з крупних уламків, звичайно змішаних з глиною. Зсувні відклади часто не мають шаруватості або носять брекчієвидний вигляд. Іноді зсуви відбуваються цілими блоками корінних порід, в яких може зберігатися первинна структура та текстура. Проміжки між блоками заповнюються щербенисто-глинистою масою, яка утворюється при перетиранні порід, що зсуваються. Ширина проміжків може досягати 20-30 м.

Солифлюкційні накопичення. Під солифлюкцією (латинська – *solum* – ґрунт та *fluctio* – виток, витікання) розуміють процес переважно повільної течії напіврідкої маси глинистого ґрунту вниз за схилом.

Цей процес відбувається в місцях з перезволоженими ґрунтами:

–в областях розвитку вікової мерзлоти, де мерзлий шар слугує водотривким горизонтом – в результаті перезволоження ґрунтовий або шар, що залягає нижче ґрунту;

–у вологих тропіках, де у сезон мусонних дощів (зливи) глинисті породи сильно перезволожуються та починають стікати вниз. Розвивається солифлюкція вже на схилах в 2-3° та припиняється при уклоніх більших за 30°. На більш крутих схилах вода швидко стікає й зволоження ґрунту зменшується.

Солифлюкційні накопичення у переважно глинисті та алеврито-глинисті, з включеннями гнізд піску, каміння, дернового покриву. Іноді спостерігається подібність до шаруватості – лінзоподібні смуги, які відрізняються грубизною матеріалу. Іноді солифлюкційного переміщення вниз за схилом зазнають розвали великих брил – «кам'яні річки» або «кам'яні потоки» (часті у Забайкаллі, на Далекому Сході). «Потоки» повільно рухаються вниз завдяки наявності у них пластичної перезволоженої підстилки з дрібнозернистих продуктів вивітрювання.

Делювіальні відклади (від латинського *deluere* - змивати) як самостійних генетичний тип були виділені О.П. Павловим у 1888 році. До них він відніс різноманітні за петрографічним складом утворення, які покривають більш потужним або меншим покривом схили підвищень. Це продукти вивітрювання корінних порід, які залягають вище за схилом й переміщені дощовими та сніговими водами. Шаруватість та сортування відсутні. Органічні рештки або з корінних порід, або сучасні епосі утворення делювію. Потужність від 0 м на підняттях до кількох десятків м у западинах. У відкладах геологічного минулого делювій зустрічається головним чином в четвертинних й рідко у більш давніх утвореннях.

Корисні копалини у делювії представлені іноді розсипними мінералами. Делювій іноді може використовуватися як цегляна або керамзитова сировина а може містити каолінові глини тощо.

Пролювіальні відклади (відклади тимчасових потоків). Термін пролювії (від латинського *proluo* – промивати) був впроваджений О.П. Павловим (1903). Так він називав відклади, що виносяться на рівнину тимчасовими потоками, які витікають з гірських долин потоками. Пролювії важливий для геолога тим, що займає провідне місце серед давніх континентальних товщ.

Сельові потоки. В потоках твердого матеріалу в 2-5 разів більше, ніж води; в деяких потоках кількість каміння (за вагою) 57-67%, дрібнозернистих фракцій 23-27%, а води лише 10-16%. Потоки мають велику в'язкість, прямолінійність, велику швидкість, рухаються з відносно вузькою смугою. В селями в сотні разів більше продуктів руйнування, ніж у зливових потоках та паводках. За 1-2 години об'єм селю може перевищити твердий стік з даного басейну за 15-20 років. Селевий потік має зосереджений фронт, велику питому

вагу маси що рухається та має значний ударний вплив на перепони. Відклади селю – це несортвана маса каміння різного розміру, піску та глини.

М.С. Гогашидзе (1959) серед селів розрізняв:

- Власне селеві потоки – 60-90% твердого матеріалу;
- Сельові паводки – 20-30% твердого матеріалу;
- Гірські паводки 3-10% твердого матеріалу;

Пролювіальні відклади. До них належать відклади тимчасових потоків. Формуються коли, тимчасові потоки швидко втрачають свою швидкість і починають розвантажувати уламковий матеріал, якийними переноситься і таким чином формується «конус виносу». Оскільки сильні тимчасові потоки переміщують великий об'єм піску або мулу в зваженому стані, вони мають високу щільність. Це обумовлює достатньо швидке переміщення уламків, які навіть потужна гірська річка не може помістити. Оскільки перенос матеріалу відбувається швидко, то він неокатаний і слабо відсортований (груба природне сортування). Але, не зважаючи на це, все таки певну зональність в будові конусів виносу можна спостерігати. При цьому відсутня шаруватість, за виключенням тонкозернистих осадів (леси), іноді можлива шаруватість у пролювію. Іноді в цих накопичень простежується груба лінзоподібна будова.

Пролювіальні утворення можуть містити органічні рештки, наприклад, це можуть бути уламки дерев, черепашок континентальних молюсків, кісток хребетних тварин.

Особливостями конусів виносу є те, що постійні водні потоки (що річка або струмок), при виході з гірської долини потрапляючи на ці конуси швидко через них просочуються (через грубоуламковий матеріал), а далі зустрічаючись із водотривким шаром переміщуються до краю конусу, де накопичуються тонкозернисті й тонкодисперсні відклади. Таким чином потужність конусів винесення зменшується від гірської долини до його краю змінюючи при цьому і гранулометричний склад накопичень. Це призводить до того, що в цій зоні можуть утворюватись заболочування, а в умовах жаркого клімату з недостатньою кількістю поповнення водою можливе засолення ґрунтів та формування солончаків. У випадку ж заболочування виникають умови для розвитку торфовищ, які сприятливих умов в подальшому переходять у вугільні родовища. Такі випадки відомі в Забайкальї на родовищах, що стратиграфічно приурочені до юрської системи.

Алювіальні відклади. Річки переносять продукти вивітрювання та розмиву материнських порід у трьох формах: волочінням дном, у зваженому стані (муті), у вигляді розчинів (колоїдних та справжніх). Кількісні співвідношення між цими трьома формами називають «формулою стоку». В ній на першому місці стоїть матеріал, який волочиться дном, на другому – зввісі, на третьому – розчини.

Сучасні річки світу мають формулу стоку – 0,35:3,5:1. Формула стоку залежить від клімату та гідродинамічного режиму річки. Тому в рівнинних річок за помірного клімату переважають розчинені речовини, у гірських річок

при виході на рівнину різко переважають взвісі. Алювіальні відклади звичайно приурочені до долин. Тільки в областях тектонічних опускань (північна частина Західносибірської низовини). Алювіальні відклади займають величезний простір, утворюючи так звані алювіальні рівнини. По їх поверхні блукають багаточисленні річки, які не мають ясно виражених долин.

У річковому генетичному типі розрізняють при головних види алювіальних відкладів: руслові, заплавні та стариць. Іноді набувають великого значення торф'яники.

Руслові осади в межах одного річища змінюються на невеликих відстанях. С.В. Шанцер виділяв серед них декілька видів: перлювій, відклади плесової частинини, прируслової відмілини та осади перекатів.

Перлювій - алювіальні відклади відносно крупного матеріалу біля ввігнутого берега, який підмивається. Взагалі сюди відносять накопичення перевідкладених продуктів ложа та бортів русла. У викопному стані до них слід віднести внутрішньо формаційні брекчії, які складаються з кутастих уламків осадочних порід тієї самої товщі й часто зустрічаються серед давніх алювіальних відкладів.

Плесові осади ще тяжіють до ввігнутої частини луки й складається з відносно грубозернистого матеріалу. Це пісок з гравієм та гальками, який залягає в розрізі у вигляді лінз, котрі швидко виклинюються та змінюються більш дрібним та рівно зернистим піском. Разом з перлювієм ці осади є найбільш крупними з всього алювіального комплексу.

Осади прируслової відмілини характеризуються значно дрібнішою зернистістю та однорідністю будови. Для них типова коса шаруватість річкового типу.

Осади на перекатах в залежності від рівня води в річці та швидкості її течії можуть бути то більш грубими, близькими за складом до приплесових, то більш тонкими, які наближаються до осадів прируслової відмілини.

Потужність руслових відкладів залежить від глибини річки, у великих річок може досягати 20-25 м.

Заплавні відклади ще більш різноманітні, ніж руслові. Серед них виділяють осади прируслових валів, які утворюються за паводків. Вода, що виходить з русла, затоплює заплаву, втрачаючи при цьому живу силу та розвантажуючи матеріал, котрий вона несла тут же поруч з руслом. В першу чергу сідають найбільш крупні частинки, тому берегові вали часто складені більш грубозернистим матеріалом, ніж той, котрий виноситься у межі заплави.

У вертикальному розрізі заплавні осади мають значну строкатість, за загальної переваги тонкозернистих (аледрито-глинистих осадів). Чисті глини на головній частині заплави зазвичай не відкладаються. Шаруватість заплавного комплексу тонка, коса, горизонтальна, хвиляста. Характерні багаточисленні рослинні рештки, черепашки прісноводних моллюсків, кістки хребетних, а також рештки, котрі були вимиті з більш давніх порід.

Потужність заплавних відкладів визначається висотою підйому води підчас повеней й може досягати 10-15 м.

У периферійній, притерасній частині заплави, завдяки додатковому джерелу живлення – джерелам ґрунтових вод, які тут виходять на поверхню у вигляді ключів, можуть утворюватися «притерасні болота».

Якщо притерасні ключі потужні, може утворитися «притерасна річка», яка тече вздовж заплави й впадає в основну річку.

Відклади стариць. Стариці та їх відклади звичайно займають невеликі площі. Вони дуже відмінні від заплавного комплексу Стариці поповнюються мінеральним матеріалом під час повеней. Влітку в старицях умови дозволяють бурхливий розвиток різних життєвих форм й особливо найпростіших. Восени більша їх частина гине та опускається на дно. Там органіка розкладається й у анаеробних умовах утворюється сапропелевий мул. Впродовж року змінюються сезонні умови й відкладаються шари різного (мінерального та органічного) складу. Якщо стариці заростають вищими рослинами в них може утворюватися торф.

Завдяки постійній течії осади річки представлені досконало сортированими й чистими пісками, різко відмінними від менш сортированих й більш тонкозернистих осадків заплави.

За сприятливих умов в геологічному минулому на притерасних ділянках утворювалися торфовища, які поширювались на великі площі й дали початок вугільним пластам (такі родовища характерні для мезозойських відкладів).

Загальна будова алювіальних відкладів у вертикальному розрізі досить характерна. За М.І. Николаєвим (1947), для всіх руслових осадів властивим є залягання на підстеляючих породах з розмивом та поступові переходи (знизу вгору) у все більш дрібнозернисті відклади: спочатку утворюється русловий комплекс, вище залягає (розташований) заплашний комплекс, який може включати шари сапропелю або торф'яники (в давніх товщах – вугільні пласти). Ще вище за розрізом на розмитій поверхні знаходиться нова руслова пачка. В результаті ми маємо те, що прийнято називати циклічною будовою. Детальні дослідження дозволили з'ясувати, що на площі такі цикли не витримані. На певному стратиграфічному інтервалі, який міститься, наприклад, між двома вугільними пластами, на різних ділянках може відповідати різна кількість циклів: в одному розрізі на цей інтервал припадає, припустимо, 3 цикли, і в іншому – один. Це пояснюють тим, що такі цикли утворюються в результаті блукання русел річок долинами.

Відомо, що русло річки не лишається весь час на одному місці, а переміщується вбік берега, який розмивається. Цей процес отримав назву «бокової плантації русла». При цьому найбільші глибини спостерігаються біля берега, який розмивається, а вбік протилежного берега глибина поступово стає меншою, аж до рівня води, де утворюється коса, яка наливається. Відповідно до такого профілю відкладаються й осадки на дні: найбільш грубі – біля берега, який підмивається, а найбільш тонкозернисті піски – на косі, що наливається. Завдяки постійній боковій плантації русла відбувається перекидання грубозернистого матеріалу все більш дрібним, через те, що жива сила потоку слабшає в наслідку зміщення стрижня до корінного берегу та пов'язаного з цим зменшення глибини. В результаті у вертикальному розрізі

руслових відкладів будуть спостерігатися закономірна зміна більш грубозернистих відкладів знизу й більш тонкозернисті вгорі. Для того щоб новий русловий комплекс ліг зверху попереднього цілком нерозмитого, необхідно тектонічне опускання раніше накопичених відкладів. В такому випадку, коли русло повертається на старе місце, відклади нижнього циклу розмиваються лише частково.

Найбільш характерним осадом річкових русел являються різноманітні піски, які тут мають високий ступінь природної сортировки.

Алювіальні відклади мають різноманітну шаруватість, але найбільш характерна для них одно направлена коса слоїстість. Її походження пов'язане з утворенням в руслі піщаних гряд («піщаних хвиль»). У мініатюрі подібні форми відомі під назвою «знаків брижі». Вони виникають на піщаному дні. Піщані хвилі утворюються при течії води в одному напрямку, тому вони асиметричні на відміну від симетричних знаків рябі, які утворюються хвилями.

Слід звернути увагу на дві характерні особливості річкової косою шаруватості:

- 1) вона направлена в один бік з нахилом вниз за течією річки;
- 2) кут нахилу косих шарів не може бути більше кута природного нахилу того осаду який переноситься й складає гряди (в природних умовах цей кут звичайно 20-30° й лише іноді до 45°);
- 3) верхня межа косо шаруватої серії, яка утворюються таким чином, є звичайно межею розмиву. Саме тому верхній перегин шарів до горизонтальної вершини гряди звичайно не зберігається – він розмитий під час формування шару, який залягає вище.

Висота підводних піщаних хвиль та валиків змінюється в досить широких межах. У дрібних знаків рябі висота їх складає всього кілька сантиметрів. Більш великі піщані гряди мають висоту до 1,5 м, іноді більше. Крутизна їх нижнього схилу (за течією) також міняється в широких межах. У річковому комплексі зустрічаються й горизонтальна шаруватість – головним чином у старицях та тих ділянках заплави, де осади накопичуються у відносно спокійних умовах. Нерідко в руслах й на заплаві утворюється хвиляста та лінзоподібна шаруватість. Тому використовувати шаруватість для генетичного тлумачення древніх відкладів мусить відбуватися обережно та з обов'язковим використанням інших генетичних ознак. Лише такий аналіз може вирішити питання про їх приналежність до алювіального комплексу.

Вплив рельєфу й клімату на алювію. Рельєф дуже впливає на характер алювію. В зв'язку з цим розрізняють три таких види алювію:

- рівнинний;
- гірський;
- балковий.

Найбільш поширеним й таким, що має найбільше геологічне значення є алювію рівнинних річок, який характеризується найбільш повним розвитком всіх відкладів, які формують цей комплекс – руслові, заплавні, відклади

стариць. За сприятливих умов (клімат та тектоніка) в ньому широко розвинуті торф'яники.

Алювій гірських річок характеризується неповним розвитком. В ньому панують руслові фації, які іноді заміщуються селевими накопиченнями. Склад переважно грубоуламковий. Поступово цей матеріал завдяки наступним паводкам буде зміщуватися вниз й у перед гірській рівнині утворюють потужну товщу перед гірських відкладів. Між гірським та рівнинним алювієм існують поступові переходи.

Балковий алювій складають з переважно тонкозернистих осадків алеврито-глинистого складу з тонкою косою або горизонтальною шаруватістю, яка утворюється головним чином весною, коли плоске дно балок заливається шаром талих вод або покривається мережею дрібних струмків, які зливаються та знову розходяться. Осадовий матеріал, який змивається зі схилів живить балки. Таким чином, балкові відклади це делювіально-алювіальні утворення.

Клімат суттєвим чином впливає на алювій. Він визначає повноводність річок та сезонні зміни їх режиму. Клімат впливає на характер та непрямим чином через органічний світ (особливо через рослинність – яка затримує денудацію). Осади річок посушливого клімату відрізняються підвищеним вмістом карбонатів (наприклад р. Сирдар'я має до 21,13%).

Лімнічні відклади (озерні та болотні). Озерні западини різноманітні за розмірами, формі та походженню. Різноманітні і їх відклади. На характер озерних відкладів впливає низка причин:

- клімат, він визначає гідрохімічний режим та склад організмів;
- розмір, форма та глибина озера;
- спосіб живлення осадочним матеріалом;
- характер берегів та рельєф водозбірної площі;
- склад порід на цій площі.

Потужність озерних відкладів залежить не стільки від початкової глибини озерної западини, скільки від наявності, тривалості та величини тектонічного занурення ложа озера. Вони розподіляються за законами механічної диференціації, крупний матеріал – біля берегів, а до центру зноситься дрібнозернисті частинки та мул. Загальна схема може бути порушена через нерівномірність живлення теригенним матеріалом. Часто спостерігаються підводні зсуви напіврідких мас при нахилі дна від 3° й більше.

Озерні осади загалом мають тонку горизонтальну шаруватість (через спокійний гідродинамічний режим). Якщо інтенсивність приносу осадів змінюється відповідно до сезонів, то осади набувають сезонної шаруватості. Характерною рисою являється певна доля рослинних решток. Озерні відклади парагенетично пов'язані з іншими типами континентальних відкладів: алювієм, пролювієм, утвореннями льодовикового генезису тощо. Приморські озера та їх осади пов'язані з морським комплексом.

Озерні відклади за аридного клімату. В аридному кліматі озера отримують менше води, ніж випаровується, тому вони безстічні й іноді

періодично висихають. В них осаджуються не тільки механічно внесені відклади, але й розчинні речовини, які досягли насичення. Озера, як правило, солоні, життя в них рослин та тварин пригнічене. Їх кількість обмежена, а у сильно мінералізованих озерах вони майже цілком відсутні.

За складом озера посушливих областей поділяють на три класисодові, вуглекисло-магнієві, вуглекисло-кальцієві.

Складні фізико-хімічні процеси призводять розчини озер до насичення та випадіння речовини в осад на різних стадіях засолення. В результаті зміни рівноваги в розчині, що викликає формування вже нових сполук, які з часом досягають насичення та випадають в осад.

Типовим прикладом озера посушливої області є озеро Балхаш. Його глибина досягає 30 м. Солоність – 0,1 – 1,5 % на північному сході. В озері відкладається сапропелевий мул – «балхашит», який частково приносять річки, а головним чином утворюється за рахунок розкладання зоопланктону та фітопланктону. Типові осади озера – теригенні, але карбонати складають до 20-50%, іноді до 70%. В озері завдяки діагенезу утворюються вторинні доломіти.

Озерні відклади за гумідного клімату. За гумідного клімату озера отримують більше води, ніж випаровується, тому вони проточні. Розчинені речовини виносяться далі не накопичуючись в озерах. Ці озера прісні. В озерах гумідного клімату накопичуються уламкові та глинисті відклади, а також органогенні утворення.

Вода в річках, струмках та озерах вологих областей в наслідку проточності містить незначну кількість солі – 0,01 – 0,05 % та менше (в оз. Байкал – 0,007%). Якщо в морській воді переважають хлориди, то в прісній воді озер загалом – карбонати. Іноді в прісних озерах жорсткість води збільшується до такого ступеню, що відбувається хімічне осадження тонкозернистого карбонату, який утворює прошарки „озерного мергелю”. У Цюріхському озері потужність цього мергелю досягає 9 м.

Кисень в озерах розповсюджений нерівномірно, що пов'язане з сезонами. В літній час дуже багато фітопланктону, який збагачує киснем верхні шари води до 300% від норми. Взимку надходження кисню у придонній частині цілком припиняється й там можуть виникати анаеробні умови, яким забезпечують утворення сапропелевих мулів. Весною відбувається надходження кисню та припиняється утворення сапропелевих мулів, а талі води приносять теригенний матеріал. Влітку забезпечення киснем придонних шарів ускладнюється й тому може відбуватися утворення відкладів збагачених напіврозкладеними органічними рештками. Якщо берегами та в самому озері розвинута бурхлива рослинність, то відбувається поступове заростання озера й перетворення його на болото.

Для багатьох північних озер характерним є відкладення залізної бобової руди. У викопному стані зустрічаються також марганцеві руди та боксити. Вони приурочені головним чином до берегової частини озер.

Болотні відклади. Болота бувають пов'язані з озерами, річками, конусами виносу, дельтами, лагунами.

Їх розрізняють за геоморфологічним положенням, за складом вихідної рослинності, за обводненістю, за проточністю, за хімічним складом води, за її багатством поживними речовинами.

Для утворення боліт обов'язковими є дві умови:

1) наявність вихідної рослинності;

2) рівень ґрунтових вод мусить співпадати або майже співпадати з денною поверхнею.

Важливо розуміти різницю між «болотом» та «торфовищем». В болоті рослинність ще пов'язана з мінеральним дном водойми, а в торфовищі – потужність відмерлих рослинних решток (торфу) настільки велика, що живі рослини не мають безпосереднього зв'язку з мінеральним ґрунтом та разом зі всією кореневою системою ніби висять у торфі.

Торфовища поділяють на низовинні (головним чином прирічкові), верхові та перехідні. Вони розрізняються за геоморфологічним положенням, та головним чином за характером мінерального живлення: низинні – утворюються в умовах багатого мінерального живлення, а верхові – збіднені мінеральним живленням. Дуже розрізняється вони за характером рослинності. Найбільше геологічне значення мають торфовища низинного типу.

Ступінь водності впливає на умови поширення органічних речовин та на характер утворення торфу. Сапрпель утворюється через розкладення решток організмів. Багатих білковою речовиною та жиром. Він розповсюджений в нижній частині залежи.

З болотами тісно пов'язані викопні ґрунти, які являють собою грудкувату глинисту породу, яка переповнена рештками корінців рослин та має в складі каолінит (польові шпати швидко розкладаються в кислих водах торфовища).

Гляціальний комплекс відкладів (льодовиковий). Льодовиковий комплекс відкладів складаються з:

1) морен, які відкладені льодом;

2) флювіогляціальні осади талих льодовикових вод;

3) лімногляціальні осади льодовикових озер;

4) соліфлюкційні утворення;

5) морські льодовикові осади.

Льодовикові осади взагалі головним чином є продуктом механічної осадової диференціації, в основному – досить недосконалої.

Морени – це відклади, пов'язані з льодовиковою діяльністю. Це слабо сортовані або несортовані уламки матеріалу, який не має шаруватості і представляє собою накопичення різного розміру валунів і глиб у піщано-глинистій масі. Іноді морени бувають двочленними – верхній горизонт більш піщанистий і у ньому більше валунів, ніж у нижньому, більш глинистому. Іноді навпаки – залежно від переробки матеріалу водами, що течуть льодовиком, в середині його та під ним.

Лід рухається не монолітною масою, а поділений на низку пластин, що рухаються з різною швидкістю – нижні повільніше, ніж верхні. Взаємне тертя валунів, що потрапляють між пластинами, викликає їх штрихову та поліровку.

Петрографічний склад валунів різноманітний. До складу морени входять уламки, що принесені з області живлення (наприклад, Балтійський щит), та уламки місцевих порід. За усним повідомленням І.П. Соколова, він знайшов валун вапняку з трилобітом, який походить з карбонових відкладів Московської синеклізи. Г. Стасинська за рештками, що знайшла у валунах в Польщі, написала цікаву монографію з описами нових видів ордовицьких та силурійських табулят.

За механічним складом морени різноманітні. Серед них розрізняють: кам'янисті, піщані, супіщані (піщано-алевритові), суглинисті та глинисті.

Найбільш постійним компонентом являються алеврити (25-50%). У глинистих фракціях переважають гідрослюди. Коли льодовик проходить торф'яниками, морена може збагачуватись органічними речовинами і пилком дерев, іноді виділяється метан (до 1,5 атм.).

Текстура у морен невпорядкована. Потужність морен можуть сягати більше 50 м, зазвичай – 5-20 м. Палеозойські зледеніння Гондвани до сотень метрів.

Походження деяких досить поширених льодовикових утворень Q віку ще достовірно не з'ясовано. Це відклади друмлинів, озів та камів.

Взагалі, це горби і гряди, що витягнуті за напрямком руху льодовика. Поширення і форми цих утворень розглядають в курсі “геоморфологія”, тому зупинимось коротко лише на осадах, що складають морени.

Друмліни мають ядро з корінних порід, на якому залягають сортовані піски з гравієм або стрічкові глини.

Ози утворені шаруватими галечниками, гравійними і піщаними накопиченнями – вірогідно, це осади під льодовикових потоків.

Ками складені піщаними і гальковими осадами, часто мають добре виражену шаруватість – горизонтальну, лінзоподібну і косу. Очевидно, це відклади талих під льодовикових вод льодовика, що перестав рухатися.

Флювіогляціальні відклади – це відклади талих вод, що акумулюють матеріал, на відміну від озів і камів, вже за межами самого льодовика. Талі води витікають з під льодовика ріками і численними ручаями, «навантажені» уламковим матеріалом – валунами, галькою, пісками та глинистими частинками. Ці потоки прориваються через кінцево моренні накопичення, розтікаються прилеглою рівниною і відкладають тут матеріал, що ними переноситься.

Зандрові рівнини розташовані безпосередньо біля зовнішнього краю бывшего льодовикового покриву і контактують з його кінцевими моренами.

Як відомо, геоморфологічний аналіз встановив, що ці рівнини складаються з дуже близьких до площини і широких конусів виносу. Вища точка зандрового конусу знаходиться біля місця прориву льодовикових вод через вал кінцевої морени. Звідси по радіусах розходяться неглибокі улоговини – русла, якими стікала вода. Зандри поширені на півночі Росії, у Польщі, Німеччині тощо.

Склад зандрових рівнин біля кінцевих морен – галечники, валуни і гравій, далі, головним чином, піски, зазвичай з лінзами гравію та галечникові або з

включенням окремих гальок. Ще далі від льодовика піски погано відсортовані, але вже більш однорідні. Для них характерна груба коса верствуватість та лінзоподібна будова.

Мінеральний склад: кварц та силікати (рогова обманка тощо), які зазнають хімічного вивітрювання, але в умовах низьких температур воно проявляється відносно слабо.

Покривні суглинки – алеврито-глинистого складу, нагадують лес, але більш глинисті і менш карбонатні – відкладаються у найбільш віддалених від льодовика частинах рівнини.

Різниця між флювіогляціальними та алювіальними осадками. Талі води, здолавши шлях при льодовиковою рівниною і відклавши зандрові піски, поступово збирались у постійні русла і рухались далі у вигляді річок.

Є.В. Шанцер (1951) пропонує вважати флювіогляціальними відклади до того моменту, коли потоки, відклавши їх, не увійшли до річкових долин. Так, наприклад, осади верхніх терас Волги відрізняються від флювіогляціальних, хоча й накопичені талими водами льодовика: 1) у них присутні як руслові, так і заплавні осади; 2) вони більш відсортовані по механічному складу; 3) крутизна нахилів косих серій у них менша, ніж у флювіогляціальних відкладах.

Озерно-льодовикові (лімно-гляціальні) відклади, в силу відступу льодовика, простягаються на сотні км. Перепони – кінцево-моренні гряди, які залишив відступаючий льодовик, гряди з корінних порід і підняття тектонічного характеру.

Найбільш характерними осадами льодовикових озер є стрічкові глини. Походження їх пов'язане із змінами умов осадконакопичення у різні пори року. Річний цикл осадонакопичення утворював одну стрічку, що складається з двох шарів: весняно-літнього (крупнозернистого) і зимового (тонкозернистого).

У літніх шарах фракція <0,01 мм складає 20-30%, решта – алеврити. Зимові верстви майже цілком складені частками <0,01 мм, склад яких може коливатися від 80 до 99%. Потужність літніх верств може сягати десятків см, зазвичай – від долі мм до кількох см. Стрічкові глини часто містять гальки і сплюснені карбонатні конкреції. Загальна потужність стрічкових глин коливається в різних районах 40-50 м, зазвичай – 2-15 м. У відслоненнях потужністю 5-10 м нараховують до 500-1000 річних стрічок (пар верств). Такі підрахунки показали, що останній льодовик відступив з території Європи 8-10 тис. років тому.

Відклади підірних басейнів. У Західносибірській низовині ріки мають стік на північ. В епохи зледеніння, коли на півночі був розташований льодовиковий покрив, ріки були запружені й утворювались широкі (просторі) озера з характерними осадками. Це, головним чином, піски, алеврити, суглинки, іноді глини. Всі вони погано відсортовані, містять окремі гальки і гравій. Потужність верств, що чергуються, від 0,5 до 4,0 м. Загальна потужність змінюється в залежності від рельєфу підстеляючих порід і сягає 100 м.

Соліфлюкційні утворення. Ці відклади вже розглядалися. Нагадую, що соліфлюкаційними можуть бути різні за літологією утворення.

Походження їх пов'язане з тим, що в областях стійкої (вікової) мерзлоти в літній час у верхньому активному шарі складаються умови перезволоження і просочені водою піщано-глинисті ґрунти починають повільно повзти, зісковзуючи мерзлим шаром і створюючи накопичення несортowanego і нешаруватого матеріалу.

В інших випадках вода, що інфільтрується зверху, вимиває з ґрунту всі тонкозернисті частинки і на місці лишаються лише грубозернисті осади – утворюються просадкові форми (тут соліфлюкція заливається з суфозією). До текстур соліфлюкційного утворення можна віднести «мерзлотні клини», спучування і випирання верств. У викопному стані відомі лінзи льодовикової природи.

Морські льодовикові відклади. Коли льодовики сповзають у море, вони утворюють:

- 1) морські морени;
- 2) айсбергові накопичення;
- 3) морські льодові відклади;
- 4) морські стрічкові глини.

Морські морени створюються на дні внаслідок танення льодовика, що рухався на деякому просторі морським дном (міліни). Така морена може бути сортованою і містити морські черепашки.

Айсбергові осади являють собою різноманітний за механічним складом матеріал, який опустився на дно в районах особливо енергійного танення айсбергів. Зазвичай тонкозернистий матеріал виноситься течіями та хвилями.

Морські льодові накопичення поширені більше морських морен і складаються з матеріалу, який потрапляє на дно з плаваючих льодів. Знаходячись біля берега, як береговий припай, ці льоди захоплюють гальку і пісок.

Морські стрічкові глини не мають чіткої стрічкової структури, як озерні, тому що у солоній морській воді глинисті частинки швидше падають на дно, ніж у прісній, а тому відміни зимових та літніх верств бувають не такими різкими. У цих стрічкових глинах зустрічаються черепашки морських організмів.

Покривні суглинки. Розглянуті вище відклади належать до льодовикового комплексу. Однак, існують ще осади, що утворились одночасно з льодовиковими, але генетичний зв'язок їх з льодовиками оцінюється по різному. Сюди відносяться поширені у периферичних частинах, що зазнали зледеніння, покривні суглинки.

Це переважно алеврито-глинисті осади розмивів льодовикових епох, або міжльодовикових епох, або еолові накопичення. Вірогідніше за все «покривні суглинки» є полігенними утвореннями і у різних районах можуть мати різне походження та різний вік.

Відклади посушливих областей і пустель. Аридні області розташовані широкими смугами на Південь та Північ від екваторіальної зони. Власне пустелі тепер займають 15-20 млн. км², тобто 10%поверхні суходолу.

В пустелях розрізняють кілька областей, що відмінні за особливостями аридного літогенезу.

Області скель і розсипів – переважають процеси фізичного вивітрювання; розвинені чарункові форми видування, пірамідальні валуни та галечники «еолові багатогранники». Розміри їх різні. Тонкі продукти вивітрювання виносяться вітром і тимчасовими потоками.

Тут відбувається своєрідний хімічний процес, що веде до розвитку на поверхні корінних порід «пустельного загару». Різкі коливання добових температур призводить до випадіння роси, яка потрапляє у капіляри гірських порід. Вода розчиняє навіть відносно малорухливі сполуки – SiO₂, оксиди Fe і Mn. Вранці при нагріванні капілярні сили витягують воду на поверхню, вода випаровується, найбільш розчинні сполуки виносяться, а менш рухливі залишаються і накопичуються. Так утворюється Q-Fe та Q-Mn тонка, іноді блискуча скоринка синювато-чорного кольору, що має назву «пустельного загару».

Накопичення пісків. Для пустель характерні рухливі піски. Піщаний матеріал переміщується в пустелях головним чином сальтацією та перекачуванням. Обидва види руху чергуються з періодами покою. Піски, на відміну від алевритів, за межі пустель не виходять (на границі пустель вони закріплюються рослинністю).

Еолові піски (перенесені й перевідкладені вітром) добре сортовані (диференційовані), а великі зерна добре обкатані. Їх уламки дрібно- та тонкозернисті, часто гострокутні. Еолові пустельні піски утворюються завдяки розвіюванню підстеляючих відкладів різного генезису, найчастіше алювіальних. Наприклад, Кизилкум і Каракум розташовані на колишніх алювіальних рівнинах.

Колір пісків зазвичай світлий, не яскравий – світло-жовтий, світло-сірий, рудуватий, іноді червонуватий або темно-сірий (Каракум). Потужність до 100 м.

Відклади у понизів'ї рельєфу пустель. Пониження рельєфу пустель можуть мати тектонічне походження або утворюватись за рахунок вітрового видування, можуть бути залишками древніх долин річок, чи широкі русла тимчасових потоків, карст тощо. Різниця походження западин викликає різницю відкладів, що їх заповнюють.

Русла тимчасових потоків виповнюються у період злив, які трапляються дуже рідко, недиференційованим і не шаруватим матеріалом пролювіального типу. Такири і сори у розрізах заповнюючи відкладів мають чергування верств типово глинистих (такирного осадку) та піщаних, пов'язаних з епохами і періодами особливого енергійного привнесення уламкового матеріалу (навесні). На кінцевих стадіях висихання озера нерідко утворюються хімічні осади (вапнякові тощо).

Геологічне поширення аридних відкладів. Типових пустельних відкладів на територіях СНД не відомо. До відкладів аридних (посушливих) областей відносять червоноколірні верстви нижнепротерозойського, карбонового та пермського віку, які дуже поширені, особливо на Європейській платформі.

Корисні копалини у комплексі аридних відкладів. Пустелі бідні на корисні копалини. Але аридні області в цілому часто багаті важливими у практичному відношенні комплексами корисних копалин. Це осадові мідні руди Джеккагану, розсипи, деякі поліметалічні та уранові руди, а також різноманітні будівельні матеріали.

Наземні вулканогенні утворення. До їх відносяться лави, туфи, утворення термальних вод чи газів. До вулканічних утворень можуть належати відклади, в яких наявні і продукти магматичного походження, або осадовий матеріал.

Лави зазвичай кислого складу, а отже в'язкі, тому виверження часто супроводжується вибухом, що утворює багато рихлих продуктів, а їх потоки зазвичай невеликі. Можуть бути лави і основного складу. Вони більш рідкі й рухливі, тому при виверженні потоки лави розтікаються на великі відстані і мають дендроподібну форму. У випадку тріщинного вулканізму формуються лавові покриви.

При змішуванні ще незастиглої лави з напіврозплавленими нею пірокластичним (уламковий матеріал вулканічного походження) матеріалом цього ж виверження та матеріалу давніших лав, що формують вулканічну споруду.

Результатом вулканічної діяльності є гнімбрита – утворення розпечених попело-туфових хмар. Іншими словами це туфи, які спеклися. Вони становлять найбільший відсоток від порід вулканічного походження. Наприклад, ігнімбрита вивержень четвертинного періоду у південній Арсенії вкривають близько 10 000 км², а їх об'єм сягає до 100 км³. У штатах Невада та Юта неогенові ігнімбрита займають площу 80 000 км², а їх потужністю близько 2 км (160 000 км³).

За складом лав розрізняють ігнімбрита кислі ліпаритові, андезитові, базальтові. Представлені вони невідсортованим та не обкатаним уламковим матеріалом, іноді підрозплавленим по периферії, що знаходяться у більш тонкодисперсній основній масі, що запеклась за температури від 500 С.

Застиглий, роздроблений при виверженні лавовий матеріал лавовий матеріал утворює вулканічні туфи. Їх складають уламки різноманітного розміру – від брил ы вулканічних бомб до вулканічного попелу. В їх накопиченні існує закономірність, що проявляється у відкладенні великих уламків поблизу осередку виверження, а менші переносяться на більші відстані. Також спостерігається чергування верств різного розміру уламків.

Найдрібнішим продуктом вивержень вулканів – це вулканічний попіл. За рахунок малесенького розміру і невеликої ваги він переноситься на далекі відстані. Наприклад, у Воронезькій області в плейстоценових утвореннях знайдено верстви вулканічного попелу, що відклалися внаслідок виверженням у Карпатах (за 1000 км від місця осідання), потужністю до 2,5 м. Біля вулканів товщина накопичення попелу може сягати сотень метрів.

До хімічних продуктів вивержень належать виділення термальних джерел та фумарол. Таким чином можуть утворюватись вапняковий туф (травертин), кременеві туфи (гейзерити) опалового складу. Потужність утворень вулканічних термальних розчинів сягає місцями до 100 м.

Осади, що виділяються із газів та пари незначні, але вони є важливими оскільки вміщують велику культиксть корисних компонентів, наприклад, сірка та борати півдня Європи.

Виділяють також відклади грязьових вулканів, які пов'язані з виходами на земну поверхню природного газу нафтового походження (наприклад, Апшеронський, Керченський півострови тощо). Бувають випадки, коли вони пов'язані з регіонами вулканічної діяльності (Камчатка та Курили).

Середми утворень грязьових вулканів найчастіше зустрічаються сопкові брекчії – зцементовані глинистим цементом уламки місцевих осадових порід, іноді з умістом карбонатів та кремнезему.

II.2.3. Характеристика типу перехідних фацій

Відклади лагун та лиманів. *Лагуною* називають частину моря, яка відділена косою, пересипом або баром. Лагуни поідібні до заток., але відрізняються більшою ізольованістю від моря. Затоки поєднані з морем, тому вони мають подібну солоність, характер осадів. Лагуни ж сполучені з морем протоками, або можуть бути відмежовані береговими валами або косами. За рахунок часткової ізольованісті лагуни менше піддаються впливу моря у відношенні і накопичень органічних решток. Насправді існують всі переходи від затоки до лагуни та континентального приморського озера. Відповідно існують перехідні типи відкладів.

Лагуни за формою та характером осадів часто наближаються до лиманів, але походження їх різне. Лагуни розвиваються з морських заток, а лимани – це затоплені морем устьові частини річкових долин. Генетично лимани близькі до естуаріїв, але на відміну від них відділені від моря пересипом або косою. Лагунні осади підстеляються морськими, лиманні – алювіальними відкладами.

Осадкоутворення в лагунах особливо залежить від клімату. За вологого клімату лагуни опріснюються, заболочуються й стають ареною торфоутворення. З торфу в минулому утворилися паралічні вугленосні товщі. В лагунах вологого та теплого клімату можуть утворюватися боксити та залізні руди. За посушливого клімату в них відбувається випадіння солей. Існують узбережжя, де одночасно є опріснені лагуни, в яких відбувається накопичення органіки, та солоні, в яких органічне життя пригнічене.

Теригенні осади в них тонкозернисті з тонкою горизонтальною шаруватістю.

Лагуни та їх відклади були широко розповсюджені в геологічному минулому. В розрізах вони представлені двома типами, які формувалися за аридних та гумідних умов.

Прикладом викопного лагунного комплексу, який формувався за гумідного клімату є вугленосна товща кунгурського віку ранньої пермі у Печорському вугільному басейні та на західному схилі Полярного Уралу. В товщі потужністю до 2000 м нараховано до 150 вугільних пластів. Характерна циклічна будова. Потужність кожного циклу до 15 м. Він складений 5-10 типами порід з участю вугільних пластів або заміщуючих вугілля фацій, що є результатом коливальних рухів. Підчас вугленакопичення територія басейну входила до лісової гумідної зони. Тут знаходилась широка лагуна (або ланцюг лагун) з заболоченою широкою низовиною, яка періодично затоплювалася морем. Вугільні пласти відповідають прибережним торфовищам лагуни, яка заростала. Решта порід циклів утворювалися і різних зонах лагуни.

Приклад лагунного комплексу за аридного клімату – це верхній девон Головного девонського поля. Шелонські шари – гіпси, загіпсовані доломіти та глини. Гіпсоносні відклади утворювалися в межах нахиленої до Балтійського моря рівнині. Подібні палеогеографічні співвідношення спостерігаються у відкладах верхолеської світи кембрію Сибірської платформи. Світа потужністю кілька сот метрів містить запаси гіпсу та червоноколірні пісковики, алевроліти та глинисті породи. В силурі західного схилу Українського щита знайдені доломіти та гіпси, які утворювалися за подібних умов. Схожа обстановка існувала в міоцені Передкарпаття, але тут на додачу до гіпсів йшло накопичення галіту та калійних солей. Можливо, що Передкарпатська лагуна мала більш великі розміри й її зв'язок з морем був тривалим.

Відклади дельт. В особливостях відкладів дельт так само, як і в відкладах лагун та лиманів віддзеркалюється зв'язок суші та моря.

Площа сучасних дельт близько 5 млн. км². Загальна площа дельт лагун та лиманів складає 2% поверхні земної кулі. Вони часто зустрічаються у викопному стані, а їх потужність досягає багатьох сотень метрів. З ними пов'язані корисні копалини. Відклади представлені складним комплексом. Для них характерною є присутність континентальних органічних решток: рештки наземної флори іноді зустрічаються разом з черепашками морських молюсків. Дельтові та лагунні відклади рідко утворюють витримані (однорідні) товщі. Звичайно вони мінливі в горизонтальному та вертикальному напрямках. Різноманітність механічного складу обумовлюється мінливістю гідродинамічної активності середовища осадконакопичення. Спокійна лагуна може знаходитися поруч з бурхливою зоною прибою. Найбільш поширеними тут є уламкові та глинисті осади, через те, що саме зона переходу між суходолом і морем є ареною інтенсивного осадконагромадження уламкового матеріалу. Хемогенні та біогенні відклади тут мають підпорядковане значення. Тут чітко відбивається вплив клімату на осади в областях переходу від суші до моря. Особливо він помітний на лагунних, та дельтових відкладах.

Деякі дельтові області розповсюджуються на величезні площі (дельтові виноси Брахмапутри, Гангу та Маханаді, які злилися, мають 700 км завдовжки

та 300 км ширини, а площа досягає 80 000 км²). Дельта Лени має 45 000 км², дельта Волги – 18 000 км². Також багато дельт мають значне підводне продовження: у Нілу – 75-100 км, Міссісіпі – 200 км, Брахмапутра, Ганг, Маханаді – 2000 км. У деяких річок підводна частина дельт відсутня, наприклад, р. Ріоні.

В утворенні дельт беруть участь принаймні два процеси: акумулятивна діяльність річки та моря і їх денудаційна діяльність. Крім цього, відбувається значний вплив тектоніки та клімату.

В дельтових областях виділяють п'ять зон:

- 1) нижня частина річкової долини;
- 2) надводна (субаеральна) дельтова рівнина;
- 3) передустьове примор'є (авандельта);
- 4) нахилена частина («падіння глибин»);
- 5) глибоководна частина.

Надводна (субаеральна) дельтова рівнина складається з низьких островів та поділяючих їх проток, стариць, озер та боліт. Осадонагромадження відбувається головним чином в континентальних умовах, хоча час від часу за сильних вітрів або підчас припливів в цю зону може потрапити морська вода з морською фауною та мінерали морського походження.

Передустьове примор'є (авандельта) – це дуже мілководний майже плаский простір, який розташований під водою безпосередньо біля зовнішнього краю субаеральної дельти.. Авандельта може простягатися на багато кілометрів від берегу. Це область, де розвантажується велика кількість осаду перенесеного річкою, що не осів у надводній частині: через зустріч з морською водою різко падає швидкість течії й річка втрачає більшу частину матеріалу, який вона переміщувала. Безперервні хвилі та берегові течії заважають осадженню тонких глинистих частинок. Багато річок, наприклад, Волга, Урал, Терек, Кубань тощо, виносять дуже багато мулу, хвилі не встигають скинути його в більш глибоку зону й він накопичується в авандельті, незважаючи на граничну мілководність. Оскільки тут прісна вода, то відсутні умови для панування морської фауни. Якщо хвилі встигають переробити пухкий матеріал, то відбувається більш досконала диференціація.

Нахилена частина («падіння глибин»). Ця частина розташована там, де зменшується інтенсивність осадження винесеного річкою матеріалу, тобто там де річка втрачає живу силу. Вода тут більш солоня, в ній можуть жити морські організми. Глибини – десятки й навіть сотні метрів. Осадконакопичення відбувається у спокійних умовах, утворюється тонка горизонтальна шаруватість. Донні течії утворюють косу шаруватість, більш грубий склад й навіть розмиви.

Глибоководна зона. Розташована там, де не досягає дельтовий виніс матеріалу. Повені на річці викликають опріснення у верхніх шарах води, а на дні можуть накопичуватися найбільш плавучі продукти річкового виносу – уламки деревини та тонкий глинистий матеріал. Головним чином це область морської седиментації.

Наведені зони не обов'язково проявлені у всіх річок. Якщо річка впадає у мілководне море, то глибоководна зона може бути відсутня (Волга, Лена).

Естуарій – це устя, що має форму лійки відкритої вбік моря. Лиман – розширена та затоплена морем частина річкової долини. На відміну від естуаріїв у лиманах відсутні припливно-відпливні рухи. Естуарії та лимани утворюються там, де швидкість тектонічного занурення уст'євої частини така велика, що не компенсується копиченням осадків (відкладенням матеріалу). Крім того, на формування їх впливає припливно-відпливні рухи, а також кількість осадочного матеріалу. Не зважаючи на те, що в дельті Гангу висота припливів до 7 м, він має дельту, яка швидко зростає, а у річки Темзи, де припливи досягають 7 м – наявний естуарій.

Головна відміна відкладів естуаріїв від дельтових – різко скорочений комплекс субаеральних відкладів. Алювій безпосередньо може перейти у відклади естуарію. Відкладення осадового матеріалу в естуаріях відбувається в умовах значного опріснення. Зміна солоності вбік збільшення відбувається підчас припливів та сильних піднять рівня нагонними вітрами.

Потужність сучасних дельтових відкладів змінюється в широких межах Волга та Міссісіпі мають їх потужність від 0 до 15 м, Ганг – 150 -300 м.

Причиною не дуже великої потужності сучасних дельтових відкладів є значна молодість в одних випадках та розмив - у інших. Будова дельтового комплексу дуже складна та різноманітна. В її будові відіграють певну роль такі чинники: нерівномірність виносу, тектонічні рухи, режим вітрів, характер хвиль та течій в морі. Швидкий ріст дельти відбувається за значного виносу матеріалу та опускання рівня моря, або висхідного (позитивного знаку) тектонічних рухів (Волга Єнісей). Якщо тектонічне опускання компенсується накопиченням осадків, то утворюється стаціонарна дельта (Ріоні, Вісла). Якщо опускання не компенсується осадками утворюються естуарії та лимани (Амур, Рейн, річки північного берега Чорного моря).

Вплив клімату. Загалом для дельт характерне заболочування. У напівпустельному кліматі при наявності рослинності торф не утворюється. В сухих областях відбувається садка карбонатів. В дельтах за вологого клімату – характерне торфоутворення (вугілля у викопних дельтах).

РОЗДІЛ III ТЕКТОНІЧНИЙ РОЗВИТОК ЗЕМНОЇ КОРИ

III.1. Основні положення вчення про геосинкліналі та платформи

Основні ідеї, на яких ґрунтуються сучасні уявлення про загальний процес розвитку земної кори, зосереджені в теорії геосинкліналей і платформ. Ця теорія об'єднує і пояснює величезну кількість фактичних геологічних даних. Спираючись на ці дані, вона дає змогу зрозуміти всі елементи історико-геологічного процесу в їх взаємозв'язку і взаємозумовленості: розвиток земної кори і тектонічні процеси, що відбувалися в ній, зміни загальних фізико-географічних умов на поверхні Землі і в характері і в напрямі процесів породоутворення, в складі органічного життя. Цю теорію вперше виклав американець Дж. Дена (1813—1895), значно поглибили і розвинули Е. Ог, А.Д. Архангельський, М.С. Шатський, В.В. Білоусов та інші дослідники.

Основні положення цієї теорії такі:

- 1) У кожний відрізок геологічної історії в будові земної кори беруть участь два основних типи структур: геосинкліналь і платформа;
- 2) геосинкліналь у процесі свого розвитку переходить у платформу;
- 3) Теорія геосинкліналей має планетарне значення;
- 4) Оборотноість геосинклінального процесу.

Геосинкліналь — це видовжена нестійка рухома ділянка земної кори. Геосинклінальні пояси спочатку характеризується інтенсивними коливальними рухами, які супроводжуються загальною тенденцією до тривалого прогинання та активним накопиченням потужних товщ осадових гірських порід, активною метаморфізацією утворень, які складають розріз, розривними порушеннями земної кори та активними вулканічними процесами. На завершальному етапі в межах даної зони відбувається процес складкоутворення і підняття. Останні процеси викликають на місці раніше рухомої зони формування гірських хребтів (складчасті малорухливі протяжні структури).

Ознаками місцевості, яка пройшла геосинклінальний процес розвитку є:

- масштабні потужності осадових гірських порід;
- різноманітність фацій, котрі в латеральному та вертикальному напрямках заміщують одна одну, що обумовлює трокатість фацій. Причиною цього є зміна напрямків тектонічних рухів;
- сильна метаморфізація порід, котрі складають розріз місцевості, змінами тиску тиску і високих температур, що пов'язані з тектонічними складкоутворюючими процесами та магматичною активністю;
- ускладнення будови магматичними тілами.

Зминання гірських порід у складки викликається дією тиску, що впливає на вже сформовані в межах геосинклінальних зонах осадових і вулканогенних утворень із бічних сусідніх платформених частин земної кори. Ще одним

афактором змінання є процес витиснення цих товщ.

Платформа — це порівняно стійка ділянка земної кори. Впродовж тривалого часу вона зазнає лише слабких вертикальних (епейрогенічних) рухів (піднять і опускань), які нерідко супроводяться диз'юнктивними порушеннями. Внаслідок блокових занурень по розривах або пластичних прогинів у межах платформи часто виникають *западини*, або *синеклізи*, які відокремлюються *підняттями*, або *антеклізами*. Схили цих структурних елементів платформи пологі, часто ускладнені структурами менших порядків — валами, невеликими депресіями, діапировими куполами. При вертикальних переміщеннях вздовж площин розломів осадої породи зминаються в складки, які не мають нічого спільного з складчастістю в геосинклінальних зонах.

Платформа має два структурні поверхи (рис.3.1): нижній — цоколь, або фундамент, і верхній — осадовий чохол. *Цоколь* платформи складається з потужних товщ осадових складчастих порід, дуже метаморфізованих, прорваних і переверстованих вулканогенними утвореннями. *Осадовий чохол* складений малопотужними горизонтальними неметаморфізованими відкладами, які перекривають з розривами та кутовим неузгодженням складчастий цоколь. Усі ознаки цоколя платформи свідчать про його геосинклінальне походження. Він є залишком пенепленізованої гірської системи, яка сформувалася в умовах геосинклінального прогину.

Отже, в ході геосинклінального процесу в земній корі на місці її нестійкої ділянки утворюється стійка гірська споруда. Інакше кажучи, геосинкліналь у процесі свого розвитку переходить у платформу. Це друге положення теорії геосинкліналей. Найдавніші платформи складають центральні, часто значні частини сучасних материків. Їх

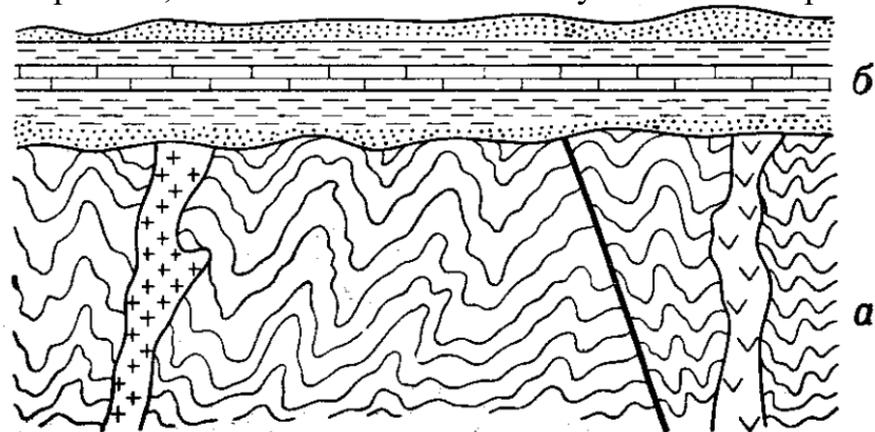


Рисунок 3.1. Типова будова тектонічної платформи
а – фундамент; б – осадовий чохол

цоколь утворений складчастими дуже метаморфізованими осадовими й вулканогенними гірськими породами архейського або протерозойського віку.

Можна зробити висновок, що на місці сучасних материків у докембрійські часи були геосинклінальні морські басейни. Отже, материки і морські та океанічні басейни не займають раз і назавжди закріплених за ними ділянок земної кори, а в ході її геосинклінального розвитку міняються

місцями. Площі земної кори, що лежать під сучасними морями й океанами, в принципі побудовані або були побудовані так само, як і сучасні континенти. *Теорія геосинкліналей має планетарне значення. Це її третє положення.*

Можна припустити, що рано чи пізно земна кора повинна вкритися твердим панциром і горотворні процеси в ній припиняться зовсім. Проте підстав для такого припущення немає: в різні геологічні періоди, починаючи з докембрію, поряд з утворенням нових платформ розпадалися старі платформи, в межах їх на більш-менш значних ділянках відновлювався геосинклінальний режим, який і завершувався новим орогенезом. Прикладів подібного розвитку багато: Донецький кряж, область Західно-Сибірських герцинід, гірські споруди Азії, герциніди Європи та інші регіони, що складаються з ряду складчастих споруд різного віку.

Буває так, що повторні опускання охоплюють значну частину давньої платформи, від якої лишаються лише найстійкіші ділянки. Після наступного орогенезу вони зберігаються у вигляді окремих брил, затиснених у тілі молодшої складчастої системи. Такі рештки давніх складчастих споруд називаються *серединними масивами*. Розміщені в середині геосинклінальних зон, вони розвиваються як платформені ділянки, вкриваються малопотужними відкладами, які мають мілководний характер із слідами багатьох ерозійних і стратиграфічних перерв.

У процесі складкоутворення серединні масиви відігравали роль стабільних ядер, які визначали конфігурацію молодих складчастих систем, що формувались пізніше навколо них. Прикладами є Богемський та інші щити Західної Європи, Кокчетавський та інші масиви Азії, занурені тепер Угорська (Паннонська) та Тірренська брили тощо. *Оборотність геосинклінального процесу є четвертим положенням теорії геосинкліналей.*

У геосинклінальних прогинах, які виникають у межах давніх платформ, часто проявляються лише деякі риси геосинклінального режиму. Ці прогини іноді заповнюються не морськими, а континентальними утвореннями. Складчастість у них не завжди супроводиться розколами та вулканізмом і часто набуває простих форм. Ступінь метаморфізму в цих випадках відносно незначна. Весь цикл геосинклінального розвитку в таких прогинах часто відбувається впродовж відносно короткого геологічного часу, за один, рідше — два періоди. Разом з тим у багатьох вторинних прогинах, що утворились на давніх платформах, відновлюється геосинклінальний режим з усіма властивими йому особливостями і горотворенням на останньому його етапі.

Хід розвитку геосинкліналі. 1) Процес закладання геосинкліналі починається з утворення прогину чи западини шляхом розтягання основи або великих розколів і блокових опускань. Це відбувається в умовах моря і супроводиться інтенсивним вулканізмом. Вподальшому осадонакопичення в геосинклінальному прогині відбувається в умовах частих піднять і опускань на загальному тлі тривалого занурення. Внаслідок занурення потужні товщі осадових і вивержених порід, які тут відклалися, переміщуються в глибші зони земної кори і метаморфізуються.

2) У другій стадії розвитку геосинкліналі зберігається тенденція до загального занурення, але в ряді діляниць виникають рухи зворотного знаку і в зоні прогину закладаються підняті і опущені ділянки. Така диференціація геосинкліналі змінює умови процесу осадонакопичення. Колись єдина фаціальна область розпадається на окремі ділянки, в межах яких формуються гірські породи різного фаціального складу. Під час цієї стадії вулканізм слабший, ніж у попередній.

3) Третя стадія відбувається в умовах панування сил, що стискають геосинклінальну зону, і товщі порід, які її заповнили, зминаються в складки.

Можна припустити, що орогенічні рухи утворюють складчасті системи ще під водою і вони зовсім не виступають або невисоко піднімаються над рівнем моря. З-під води складчаста система виходить в останню, епейрогенічну, стадію розвитку геосинкліналі, коли потужні сили піднімають її, перетворюючи на морфологічно різко виражений гірський хребет. Цей процес закінчується закладанням уздовж підніжжя хребта глибокої депресії — передгірського прогину, в якому деякий час зберігається морський басейн, який міліє і згодом розпадається на лагуни. Цей басейн заповнюється потужними товщами уламкових і галогенних порід.

Передгірські прогини переважно є також областями накопичення потужних алювіальних і пролювіальних утворень.

Із стадією складкоутворення й епейрогенічного підняття складчастої системи пов'язані інтенсивні розломи, насуви і пошвавлення вулканічної діяльності. Епейрогенічні підняття і вулканічна активність зберігаються в молодих гірських хребтах тривалий час. Довго існують і передгірські прогини, які в геологічній історії часто перетворювалися на геосинкліналі і проходили весь цикл їх розвитку, аж до складкоутворювальних процесів.

Отже, геосинкліналі є тими ділянками земної кори, які переживають найбільші прояви дислокаційних процесів та пов'язаного з ними підводного і наземного вулканізму. Чим рухливішою була ділянка земної кори, тим сильніше й частіше проявлялися ці процеси. Геосинклінальний процес може привести до повного перетворення геосинкліналі на стійку платформу, а може й зупинитись на початкових стадіях розвитку. У першому випадку утворюються стійкі гірські хребти (платформи), у другому — глибокі депресії — западини.

Крім передгірських западин, є западини внутрішньоплатформені або внутрішньогірські. Природа їх однакова - вони закладаються на стійкій складчастій основі. Перші — на давніх платформах (западини Тунгуська, Дніпровсько-Донецька, Англо-Паризька та ін.). Внутрішньогірські западини приурочені до морфологічно виражених гірських районів і накладені на їх опущені ділянки. І ті й інші вповнені потужними (до кількох кілометрів) товщами осадових, а іноді й ефузивних та туфогенних порід нескладчастих або слабо складчастих, але часто порушених диз'юнктивними дислокаціями. Саме такі великі лінійні платформені западини називають *авлакогенами*.

Отже, платформа і геосинкліналь хоч і різко відмінні між собою ділянки земної кори, але тісно пов'язані системою поступових переходів.

Питання про взаємовідношення платформених і геосинклінальних ділянок земної кори вирішувалося по-різному. Наприклад, Дж. Дена під геосинкліналями розумів області великих занурень, накопичення відкладів і горотворення, які розміщені між материками і океанічними западинами, і як приклад наводив геосинкліналі, що оточують Тихий океан. На місці їх утворились Кордильєри, Анди і гірські хребти узбережжя Азії й Австралії.

Е. Ог вважав, що геосинкліналі — це вузькі зони прогинів, розміщені не по краях континентів, а між ними. Він вважав, що на місці геосинкліналей, що простягаються вздовж тихоокеанських берегів Америки й Азії, в минулому існував великий материк Пацифіда, який займав центральну частину Тихого океану. Е. Ог відкидав думку про відновлення геосинклінального режиму в межах платформ, чітко розмежовував короточасні моря, які вкривали платформи, від більш стабільних геосинклінальних морів, які розміщувались у межах рухливих зон. Взаємозв'язок між платформами і геосинкліналями він сформулював у вигляді закону, згідно з яким рухи в межах платформ і геосинкліналей різні за знаком: опускання в геосинкліналях викликають підняття суміжних платформ і регресію з них моря і, навпаки, горотворення в геосинкліналях викликають опускання і затоплення морськими водами суміжних платформ. Більшість положень Е. Ога не підтвердилися, в тому числі й те, що геосинкліналі — це вузькі жолоби, що були найглибшими ділянками колишніх океанічних і морських басейнів.

Тепер вважають, що геосинкліналі і платформи — не різко відокремлені ділянки земної кори, а крайні форми одного безперервного ряду різних за ступенем рухливості її складових частин. При цьому рухливість їх з часом може зникати або відновлюватись. Рухи в межах геосинкліналей і суміжних платформ здебільшого були однаковими за знаком. У першу стадію розвитку геосинкліналі, коли вона опускалася, прилеглі до неї платформи також опускалися і вкривалися епіконтинентальними морями. В останню стадію геосинклінального процесу, під час загального підняття сформованих складчастих систем, платформи також підіймалися, і моря, які їх вкривали, відступали. Цю закономірність вперше встановив А.Д. Архангельський.

Дані вивчення складу порід, які утворюють гірські системи, свідчать, що геосинклінальний режим виникав у різних ділянках морських і океанічних басейнів, аж до прибережних. При цьому ширина геосинклінальних басейнів була значно більшою, ніж ширина гірських систем, які лишилися на їх місці.

Адже неможливо уявити собі морські басейни всього в декілька десятків або дві сотні кілометрів завширшки, де б відкладались різні фації, в тому числі й глибоководні, і де б жили складні й екологічно різноманітні комплекси організмів. Імовірніше, що платформи під час орогенезу в геосинклінальних прогинах зазнавали значних горизонтальних зміщень.

Щодо Пацифіди Е. Ога, то в тому вигляді, в якому він уявляв її, цей материк мало вірогідний. Проте думка про існування в геологічному минулому великих платформених площ на місці Тихого океану не позбавлена серйозних підстав.

На Землі є багато геосинклінальних зон, які закрились у різні часи. На

місці їх маємо тепер складчасті структури: пенепленізовані і перетворені на рівнини, занурені на різні глибини або підняті у вигляді більш-менш зруйнованих гірських пасом. Ними складені всі сучасні континенти, великі території морських і океанічних шельфів і численні острови.

Сучасні геосинклінальні зони можуть характеризуватися наявністю окраїнних морів Східної Азії й Індонезії, внутрішніх морів Альпійської Європи, Центральної Америки, Меланезії та ін.; для них характерні масштабні розломи й вулканізм; вертикальні коливальні рухи і значна диференціація глибин, викликана наростанням вулканічних конусів і гряд та блоковими рухами дна, і сейсмічна нестійкість. Невиключено, що геосинклінальний характер мають окремі западини сучасних океанів, особливо Атлантичного й Тихого, які являють собою величезні області розломів та роздроблення земної кори і колосального вулканізму (рифти).

III.2. Стадії розвитку геосинкліналей

Етапи розвитку геосинклінальних поясів. Геосинклінальні рухомі пояси, області і системи в загальному вигляді мають два основних етапи розвитку: безпосередньо геосинклінальний і орогенний.

I. Перший етап включає догеосинклінальну стадію, ранньогеосинклінальну і пізньогеосинклінальну стадії.

1) Догеосинклінальна стадія виражається по-різному, залежно від того, чи це внутріконтинентальні або окраїнноконтинентальні умови.

У внутріконтинентальних умовах догеосинклінальна стадія (тобто стадія її закладання власне геосинкліналей) виражається в утворенні пологих западин, які змінюються рифтовими зонами, у яких відбувається нагромадження грубоуламкових осадів континентального походження. У процесі розтягання (спредингу) рифт розширюється, а континентальна кора при цьому зтоншується до утворення розриву, відбувається виверження лужно-основних лав і зародження нової молоді океанічної земної кори (рис. 3.2). Таким чином, рифт переходить із континентального типу в континентально-океанічний.

У випадку подальшого розвитку рифта, він може перетворитися на рифтогенний океан, як. Наприклад, Атлантичний, в центральній зоні якого наявний рифт, а по обидвабоки від нього знаходяться западини, які заповнені уламковим матеріалом.

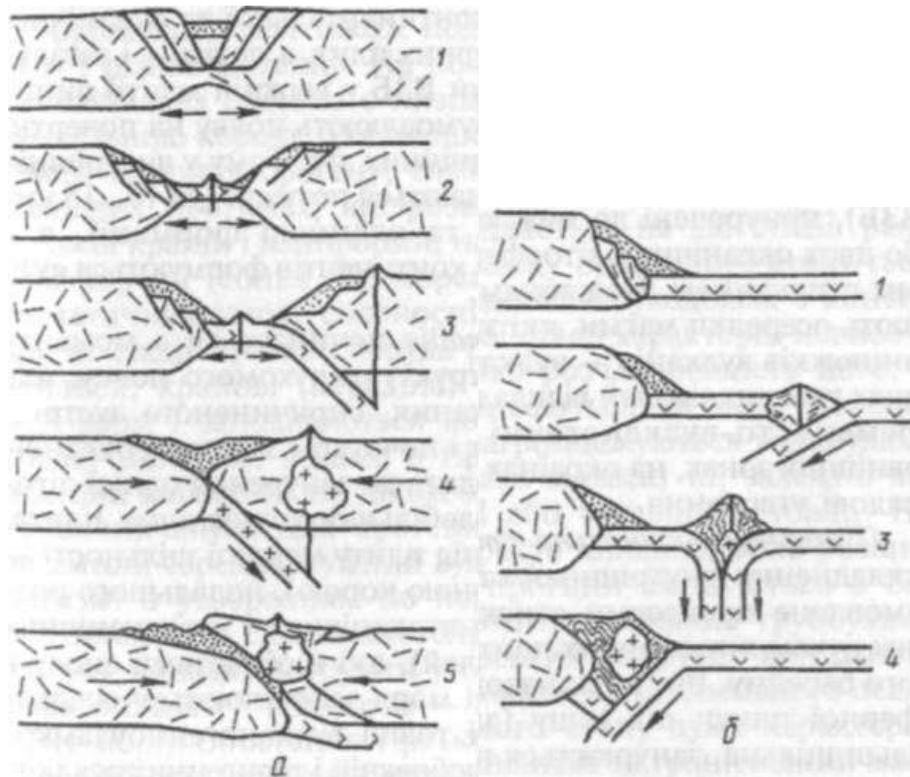


Рисунок 3.2. Стадії розвитку міжконтинентальної (а) та окраїнно-континентальної (б) геосинкліналей:

1 –рифтоутворення в континентальних умовах; 2 – початок формування океанічної кори; 3 – початок зжимання і закриття океанічного басейну; 4 – початок зіткнення континентальних масивів із закриттям океанічного басейну; 5 – кінцевий етап колізії континентів, утворення складчастої гірської споруди

У випадку окраїнно-континентальних поясів на цій стадії можуть утворюватися вулканічні дуги в межах океанічної земної кори, відмежовуючи від океану ділянку (наприклад, Алеутська дуга обмежує западину Берінгового моря). Також від континенту можуть від'єднуватися великі блоки, що спонукає зміну континентального рифта на окраїнне море (наприклад, Японські острови, які відмежовані від континенту Японським морем окраїнного типу).

Отже, у результаті догеосинклінальної стадії утворюється обмежена ділянка земної кори океанічного типу окраїнно-континентально чи міжконтинентального типу.

2) Ранньогосинклінальна стадія характеризується стартом компенсації розтягування геосинклінальної системи її зжиманням по периферії. Для цієї смуги характерною є зона Вадаті—Заварицького—Беньофа (ВЗБ). Це нахилена сейсмофокальна зона, яка пов'язана з межами континентальної та океанічної чи двох океанічних літосферних плі. Над зоною Заварицького—Беньофа у верхній мантії утворюються осередки магми. Саме вони викликають появу на земній поверхні вулканічних ланцюгів, які ще називають вулканічними дугами.

Для внутрішніх зон геосинкліналей характерними є потужні (до 10. 15 км) відклади кременисто-вулканогенних утворень та сланцеві формації.

У зовнішніх зонах (на окраїнах континентів) переважає утворення осадових гірських порід.

3) *Пізньогeosинклінальна стадія* настає з ускладнення внутрішньої структури рухомого поясу, яке викликане процесами зжимання, що зумовлено конвергентним рухом літосферних плит і початком закриття океанічного басейну. Таким чином, починає відбуватись занурення океанічної плити (оскільки вона більш щільна й масивна) під континентальну або земну кору перехідного типу. При цьому продовжується розвиток зони Вадатті – Заварицького – Беньофа з формуванням вулканічних та невулканічних острівних дуг, котрі виступають областями зносу в прилягаючі пониження. Окраїнні моря заповнюються осадами з накопиченням потужних товщ вулканогенно-уламкових гірських порід, серед яких туфи, туфобрекчії і теригенні осадки. Для пізньогeosинклінальної стадії формування геосинкліналей характерною є флішова формація, представлена теригенними або теригенно-карбонатними гірськими породами, тонкі верстви яких ритмічно чергуються з формуванням великих кілометрових товщ.

Подальше зжимання призводить до зближення острівних дуг і континентів, складкоутворення, в якому беруть участь багатокілометрові товщі осадків та вулканітів, формування тектонічних покривів (шар'яжів), впроваджуються масштабні гранітні інтрузивні тіла, вже сформовані осадові породи піддаються регіональному метаморфізму (особливо з глибиною).

II. Оrogenний етап включає ранньорогенну та пізньорогенну стадії.

1) На ранньорогенній стадії геосинклінальна система представляє собою низинну сушу із земною корою континентального типу.

Стадія характеризується повільною швидкістю підняття орогену, слабкою його розчленованістю, по крайових прогинах молоді гірської країни і платформи, накопичуються тонкозерні теригенні породи (переважно це моласа). Можуть утворюватись соленосні чи вугленосні товщі в залежності від типу кліматичної зони.

2) На пізньорогенній стадії гірський масив підіймається значно швидше. вона розширюється, Передові прогини (міжгірні западини) переміщуються в напрямку платформ і за рахунок інтенсивного осадонакопичення швидко заповнюються грубоуламковою моласою континентального походження. Характерним для цього етапу є наземний вулканізм з виливанням лави середньолужного складу та гранітоїдний магматизм. В умовах формування на окраїнах континенту або між ними гірського масиву зона Вадатті—Заварицького—Беньофа або преміщується в сторону океану, або затухає.

Зростання гірських масивів на місці геосинкліналей, на думку

деяких дослідників, спричиняється наступними факторами:

–по-перше, складчасто-насувними деформаціями, накопиченням великої кількості осадово-вулканогенних відкладів;

–по-друге, спливанням новосформованих гір, відповідно до закону ізостатичної рівноваги.

Ізостатичне спливання відбувається через зменшення щільності земної кори під впливом збільшеного теплового потоку, гранітизації, метаморфізму.

Орогенний етап є завершальним у розвитку територій із геосинклінальними поясами. Результатом цих процесів є утворення складчастої гірської країни із земною корою континентального типу. Орогенні пояси, що утворились в межах геосинкліналей, називаються епігеосинклінальними орогенними поясами.

Наступним етапом є процеси вирівнювання гірського рельєфу екзогенними геологічними процесами. Відбувається зміна гір на дрібносопковик, а з часом на рівнину. Паралельно земна кора охолоджується, занурюється, а територія покривається водою з подальшим утворенням пластів осадових порід, що утворюють осадовий чохол.

Після вирівнювання гірського рельєфу територія переходить у платформенну стадію розвитку, а залишок зруйнованого масиву стає фундаментом для молодшої платформи.

Цикл Уїлсона. Геосинклінальний цикл охоплює процеси від початку розкриття океанічного басейну до його закриття. З точки зору нової глобальної тектоніки розвиток геосинклінального басейну описується циклом Уїлсона (рис. 3.3), який включає стадії :

1) *ембріональна стадія* – розкол континенту, формування рифтової долини (Східно-Африканський рифт);

2) *стадія юності* – роз'єднання континентальних мас, виникає море з субокеанічною корою (Червоне море);

3) *стадія зрілості* – розсування морського дна продовжується, континенти все більше віддаляються один від одного (Атлантичний океан);

4) *стадія занепаду* – скорочення океану, руйнування країни континенту, субдукція океанічної плити під континентальну, формуються крайові жолоби, крайні моря, острівні дуги (Тихий океан);

5) *кінцева стадія* – продовжується скорочення океанічного басейну, зближення континентів, утворюються гірські ланцюги, продовжується магматизм (Середземне море);

б) *реліктовий рубець чи геосу́тура* – море цілком закривається, відбувається зіткнення континентів, підняття гірських хребтів, формуються покриви офіолітів (зона Інд-Цангпо).

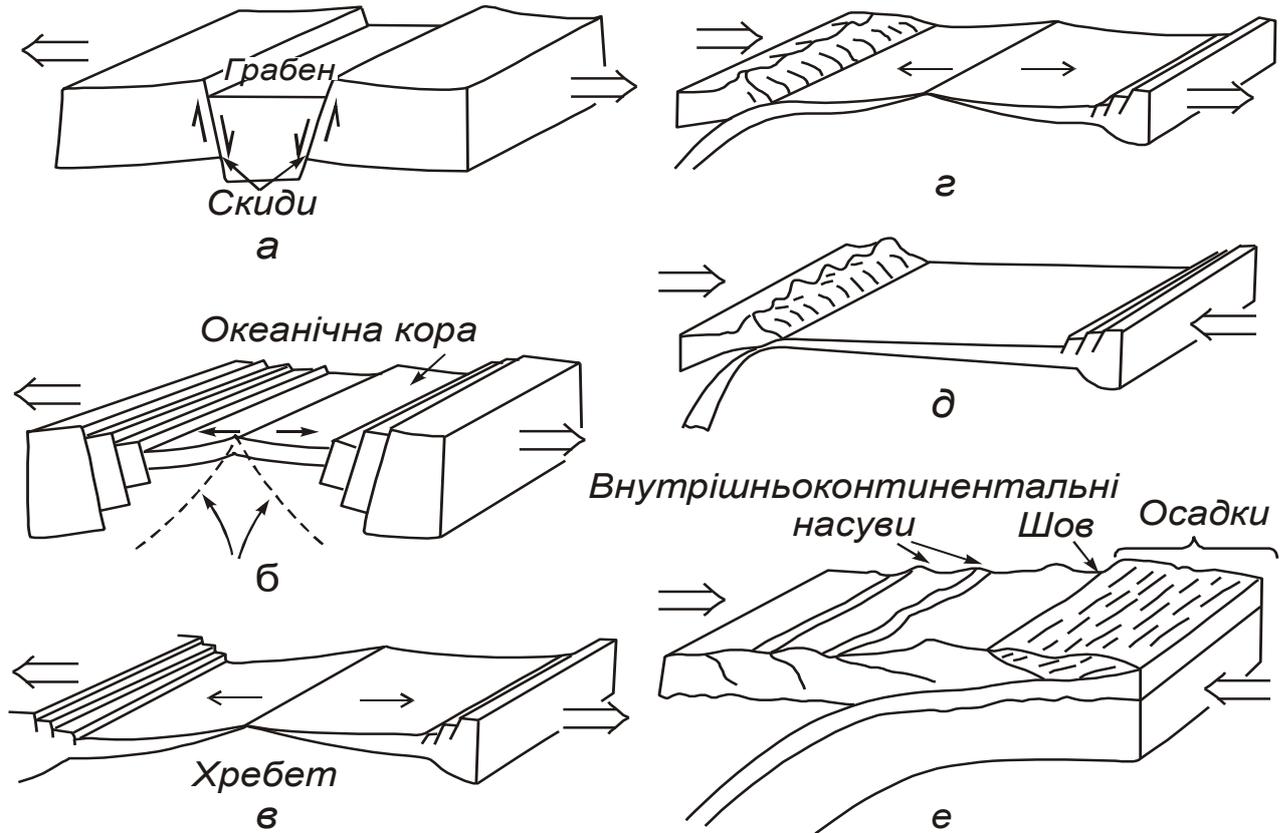


Рисунок 3.3. Цикл Уїлсона

а - утворення рифтової долини, б – утворення центру спредингу океанічного дна, в – утворення океану, г – початок субдукції, д – субдукція хребта, е – зіткнення континентів.

Ш.3. Континентальні платформи

Поняття про континентальні платформи. *Континентальними платформами* називаються відносно стабільні, жорсткі, переважно ізометричної форми ділянки земної кори, що мають двоярусну будову. Їх особливістю є витримана товщина земної кори, не значною мірою розчленований рельєф, слабка сейсмічна та вулканічна активність. Платформи розвиваються на місці складчастих областей, тому в них чітко виокремлюють два структурні поверхи: нижній — кристалічний фундамент та верхній — осадовий чохол.

Зважаючи на своє походження, фундамент складений магматичними та давніми сильно метаморфізованими, дислокованими та ускладненими магматичними тілами і розломними порушеннями гірськими породами.

За віком гірських порід, які складають кристалічний фундамент, розрізняють давні і молоді платформи.

Фундамент давніх платформ утворювався впродовж архею і раннього протерозою.

Породи осадового чохла мають переважно пластове залягання, представлені вони неметаморфізованими або слабOMETAMORFІЗОВАНИМИ осадовими породами морського, континентального походження, ефузивними утвореннями, які з різкою кутовою незгідністю залягають на породах кристалічного фундаменту.

Прикладами давніх докембрійських платформ є Північно- та Південно-Американська, Східноєвропейська, Сибірська, Африкано-Аравійська, Індостанська, Австралійська, Антарктична платформи. Ці платформи утворюють ядра сучасних материків і оконтурюються молодими платформами і орогенами. Давні платформи займають 40 % площі від сучасних материків. Від молодих платформ давні відокремлюються глибинними розломами, а від орогенів — передовими прогинами.

Фундаменти пізньопротерозойського, палеозойського чи мезозойського віку є основами молодих платформ - епібайкальських, епікаледонських, епігерцинських, епімезозойських. Фундамент молодих платформ має менш складну будову на відміну від давніх. Він менш кристалізований, гірські породи менш метаморфізовані ніж у давніх, менший вміст магматичних порід, зокрема гранітного складу (наприклад, Скіфська епігерцинська платформа, Катазіатська епікаледонська тощо. Слід зазначити також, що епібайкальські платформи посідають проміжне положення між давніми і молодими і на деяких південних давніх платформах байкаліди відносять до складової фундаменту цих платформ.

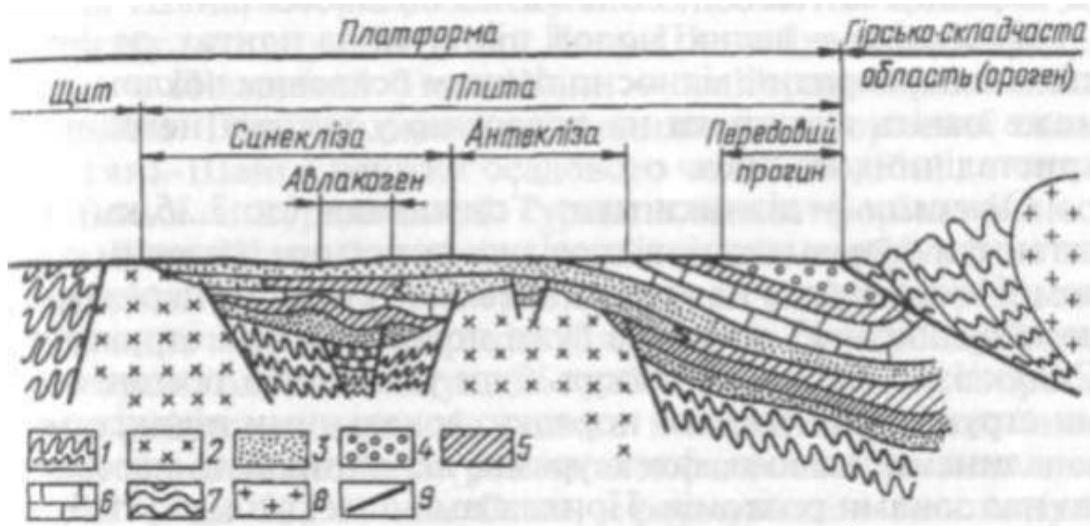


Рисунок 3.4. Схематичний розріз платформи
 1 — метаморфічні; 2 — магматичні; відклади чохла; 3 — піщані; 4 — грубоуламкові; 5 — глинисті; 6 — карбонатні; ороген: 7 — метаморфічні породи; 8 — магматичні; 9 — розломи

Будова платформ. В будову платформ входять структурні елементи різних порядків. Структурами першого порядку (наймасштабніші елементи) є кристалічні щити і літосферні плити.

Кристалічним щитом називається частина платформи, на якій відсутній (майже відсутній) осадовий чохол і присутні виходи на поверхню фундаменту. Щити притаманні давнім платформам і є результатом довготривалого підймання та денудації території (наприклад, Український кристалічний щит Східно-Європейської платформи, Алданський щит Сибірської платформи).

Літосферними плитами називаються частини платформ, де фундамент перекритий осадовим чохлом (наприклад, Руська плита Східно-Європейської платформи).

Будова плин ускладнена структурними елементами другого порядку - антеклізи, синеклізи і авлакогени.

Антекліза — це велике полого підняття, у межах якого фундамент перекритий тонким осадовим чохлом, а іноді й виступати на поверхню як кристалічний масив (рис. 3.5).

Синеклізи — це велике полого опущення (до 3-5 км) залягання фундаменту, що перекрите потужним осадовим чохлом (рис. 3.5).

Пласти гірських порід у синеклізах і антеклізах залягають нахилено, але дуже. Синеклізи і антеклізи зазвичай ускладнені тектонічними структурами меншого порядку: невеликими підняттями, западинами, флексурами, валами і т.п., що в більшості випадків формуються над зонами розломів (наприклад, Воронезька антекліза, Українська синекліза).

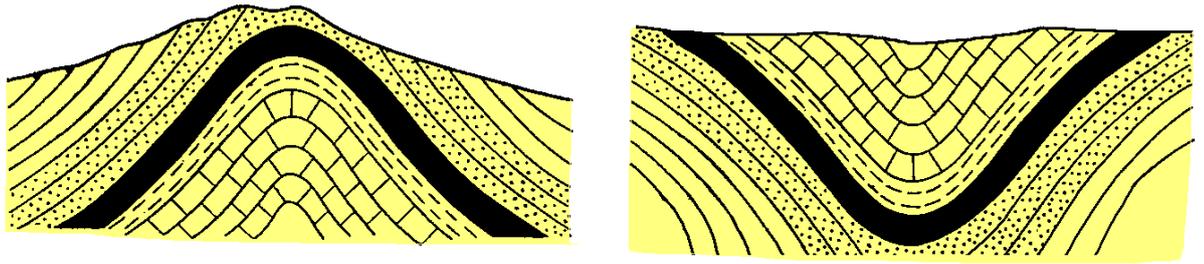


Рисунок 3.5. Зразок антеклізи і синеклізи

У синеклізах часто наявні поховані структури – авлакогени. Авлакоген - це велика лінійно витягнута східцеподібна структура, що виникає в результаті членування земної кори до порід фундаменту включно розривними порушеннями (формування грабенової структури – рис.3.6), що супроводжується опусканням утворених блоків. При цьому відбувається прогинання території яке активно компенсується шляхом накопичення великої кількості осаду. Таким чином в межах авлакогену утворюється потужний осадовий чохол товщиною до 100-12 км. Наразі у рельєфі цих структур не видно оскільки вони є захороненими.

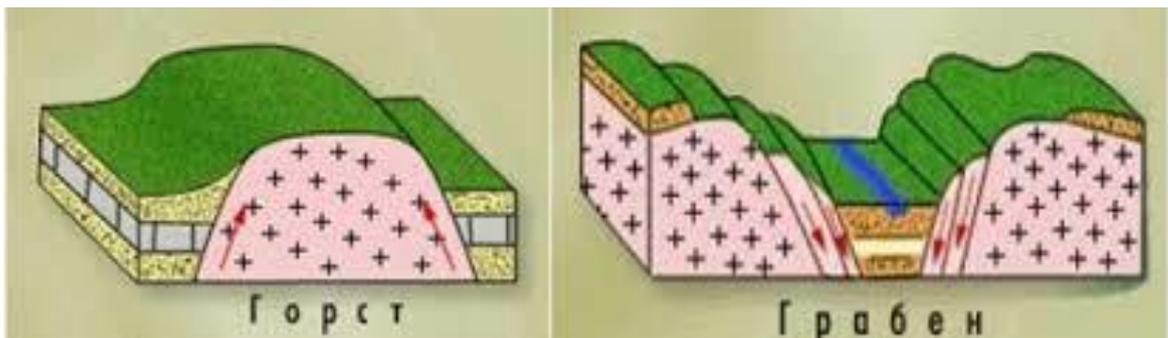


Рисунок 3.6. Зображення горстової і грабенової структур

III.5. Тектоніка літосферних плит

Основні гіпотези тектоніки літосферних плит. У 60—70-х рр. ХХ століття завдяки значним успіхам дослідження дна океанів зародилась нова геотектонічна теорія — **тектоніка літосферних плит**, яка скоро стала однією з провідних у геологічній науці. Нові відкриття не тільки не заперечили старої емпіричної геосинклінальної теорії, а і посприяли її подальшому розвитку. Дуже важливим було встановлення схожості гірських порід, які залягають в основі геосинклінальних розрізів із розрізами океанічної кори сучасних океанів. Це надало змогу пояснити закладання геосинкліналей на океанічній корі. Розрізи нижніх частин внутрішніх зон геосинкліналей відомі під назвою офіолітової асоціації (чи просто офіолітів) і є послідовним нашаруванням знизу вгору перидотитів, габро, базальтів, кремнистих порід вапняків тощо, що є аналогом складу сучасної океанічної кори та верхів мантиї. Встановлення цього факту дало змогу припустити, що сучасними геосинкліналями є перехідні зони між континентами й деякими океанами з окраїнними морями,

острівними дугами і глибоководними жолобами, а ще акваторії між континентами (Середземного і Карибського морів і островів Індонезійського архіпелагу).

В 50-60 – ті роки ХХ ст. з'являється ряд гіпотез об'єднаних у єдину концепцію тетоники літосферних плит:

1) Гіпотеза спредингу (розсування) – обґрунтована в 1962 році американськими вченими – геологом Г. Хессом та геофізиком Р. Дітцем. Суть гіпотези полягає в тому, що на дні рифтових долин серединно-океанічних хребтів періодичні виверження базальтової лави призводять до розсування блоків літосфери та постійного формування нових ділянок океанічного дна. При цьому спостерігається наступна закономірність: чим далі від дна рифтової долини, тим земна кора старіша.

Ця гіпотеза була підтверджена в 1963 році у роботах англійських геофізиків Ф. Вайна і Д. Метьюза. Аналізуючи результати, одержані під час дослідження магнітних аномалій, вони встановили, що в районі серединно-океанічних хребтів дійсно наймолодші ділянки земної кори. Це було підтверджено також результатами глибоководного буріння.

2) Канадський геолог Д. Уїлсон у 1965 році виділяє трансформні розломи і висуває ідею про те, що літосфера розчленована на великі блоки (плити), а інші геологічно активні тектонічні елементи - рифти, океанічні жолоби і молоді гірські системи – взаємопов'язані у своєму розвитку. З часом було доведено, що Земля дійсно поділена на ряд літосферних плит, причому як континентальних, так і океанічних.

Межами плит є: серединно-океанічні хребти, глибоководні жолоби, континентальні рифти і складчасті гори. Межі добре фіксуються епіцентрами землетрусів.

Слід відзначити також, що є ряд явищ у процесі формування земної кори, які зумовлюють її потовщення, підвищення сейсмічності, складкоутворення та ін. До таких явищ належать субдукція (лат.- під чимось і тягти, занурюватись), обдукція (лат.- над чимось) та колізія (лат.- стикаюсь).

Субдукція – це явище занурювання океанічної плити під континентальну, яке супроводжується великою кількістю землетрусів і формуванням глибоководних жолобів (рис.3.7), наприклад, Перуанський, Чилійський.

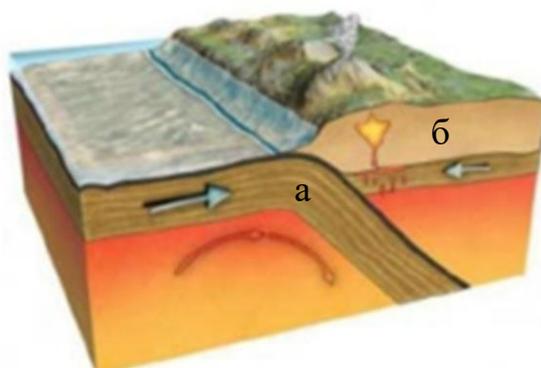


Рисунок 3.7. Зображення процесу субдукції
а- океанічна кора занурюється під континентальну; б- континентальна земна кора.

Обдукція – явище при якому океанічна плита на контакті з континентальною розщеплюється. Одна її частина (нижня) занурюється під материкову, а інша (верхня) – наповзає на материкову. Прикладом такого явища є гори Маоке на Новій Гвінеї, де сформований Папуаський офіолітовий (гр.- змія) пояс.

Колізія – явище, коли в зону субдукції разом із океанічною плитою наближається материк чи субконтинент. Це призводить до зіткнення двох материків. Так, в результаті зіткнення Індостанської та Євразійської плит сформувались Гімалаї, а завдяки зіткненню в області Тетісу Африканської та Євразійської плит виникла Альпійсько-Гімалайська область.

Механізм горизонтальних латеральних рухів переміщень літосферних плит прихильники неомобілізму пояснюють дією замкнених конвективних потоків речовини в астеносфері.

Слід відзначити, що сама ідея переміщення континентів підкоровими течіями (фактично, тектоніки літосферних плит) була висловлена в 1929 році шотландським вченим А. Холмсом, хоча насправді основні її постулати з'явилась ще раніше (1889) в роботі англійського вченого Османда Фішера «Фізика земної кори».

Неотектоністи ж опрацювали дану ідею з урахуванням нових геологічних фактів. Суть даної ідеї полягала в тому, що під впливом радіоактивного розігріву в певних місцях астеносфери виникають висхідні потоки перегрітої (і, відповідно, легшої) речовини. Піднімаючись вгору, потоки досягають охолодженої частини мантії, охолоджуються самі й починають рухатися у протилежні боки. При цьому у місці розтікання формується зона розтягу, де можливе виникнення розривів, які можуть досягати поверхні земної кори. По розривах речовина мантії може виходити на поверхню земної кори. Такі висхідні потоки можуть бути причиною формування рифтових зон (зон спредингу) на поверхні Землі. Рухаючись горизонтально речовина астеносфери переміщує й літосферні плити. Фактично діє свого роду «конвеєр по переміщенню літосферних плит».

Необхідно також відзначити, що в процесі охолодження речовина астеносфери утворює низхідні потоки, які зумовлюють появу на поверхні планети прогинів, зон стискання і процесів складкоутворення, розривів та насувів. Найчастіше подібні явища приурочені до зон субдукції.

Основні недоліки ідеї переміщення континентів підкоровими течіями:

- недостатнє обґрунтування механізму і причин руху літосферних плит;
- проблеми в поясненні періодичності й циклічності тектонічних і магматичних процесів.

Крім названих вище вчених, вагомий внесок у розробку концепції неомобілізму зробили Л.П.Зоненшайн, А.В. Пейве, О.Г. Сорохтін та ін.

III.4. Цикли тектогенезів та їх фази

Цикли тектогенезів. Впродовж довготривалого розвитку геосинклінальні пояси неодноразово перетерпівали різноманітні морфологічні зміни – опускались і розширялись, росли і звужувались, зминались, піддавались впливу магматичних та метаморфічних процепроцесів. Результатами цих дій були утворення гірських країн і молодих платформ. Платформи і гірські масиви не є і не були постійними, вони циклічні і, відповідно, характеризуються повторюваністю.

Першим, хто звернув на це увагу, був М. Бертран, який виокремив чотири тектонічних цикла гороутворення:

1. Докембрій – близько 1000 млн.р.;
2. Палеозойський – 180 – 200 млн.р.;
3. Мезозойський – 130-140 млн.р.;
4. Кайнозойський – до 100 млн.р.

Кожен тектонічний цикл включає довготривалі еволюційні етапи та короткі, але активні стадії розвитку, які ще називають «епохам складчастості й гороутворення».

Наразі виокремлено 12 тектонічних циклів, які відбувалися впродовж історії розвитку Землі:

- 1) картагейський – (4,5-3,5) млрд. років тому;
- 2) ранньоархейський – (3,5-3) млрд. років тому;
- 3) пізньоархейський (біломорський) – (3-2,6) млрд. років тому;
- 4) ранньопротерозойський (ранньокарельський) – (2,6-2) млрд. років тому;
- 5) середньопротерозойський (пізньокарельський) – (2-1,7) млрд. років тому;
- 6) ранньорифейський (готський) – (1,7-1,4) млрд. років тому;
- 7) середньорифейський (грєнвільський) – (1,4-1) млрд. років тому;
- 8) байкальський – 1000-550 млн. років тому (на тектонічній карті позначається сіро-зеленим кольором);
- 9) ранньопалеозойський (каледонський) – 545-375 млн. років тому (на тектонічній карті позначається фіолетовим кольором);
- 10) пізньопалеозойський (герцинський) – 375-220 млн. років тому (на тектонічній карті позначається коричневим кольором);
- 11) мезозойський (кіммерійський) – 220-80 млн. років тому (на тектонічній карті позначається зеленим кольором);
- 12) кайнозойський (альпійський) – почався 80 млн років тому і триває нині (на тектонічній карті позначається жовтим кольором) [10].

Геократичний і таласократичний етапи. Перераховані тектонічні цикли мали періоди, під час яких відбувалось переважно осадонакопичення – етапи панування морських умов та менш тривалі, але активні етапи революційного розвитку (епохи складчастості та гороутворення).

Таласократичний етап (етап панування морських умов). Це еволюційний етап, коли відбувається трансгресія моря, що супроводжується зміною фізико-географічними та кліматичними умов і прямим чином відображається на характері породоутворення.

Для цього етапу притаманні:

– утворення прогинів на тектонічних платформах і активізація трансгресій;

– активний розвиток прогинання території в межах геосинкліналей супроводжується відкладанням осадово-вулканогенних товщ великої потужності;

– формування мілководних морів на значних територіях платформ, що призводить до вологого тепактивного розвитку рослинності.

Геократичний етап – це період панування суші (континентальних умов).

Для цього етапу притаманні:

– активний розвиток процесів гороутворення у геосинкліналях;

– активізація інтрузивного та ефузивного магматизму в районах геосинклінальних поясів;

– регресія моря спричинена пійманням платформених територій;

– розчленування рельєфу і, як наслідок, погвршення циркуляції повітря, що призводить до збільшення аридних зон і появи зледенінь;

– зміна видового складу предствників флори і фауни, як наслідок зміни кліматичних і фізико-географічних умов.

III.5. Будова і походження океанічних западин

Структури океанічного ложа. У будові океанічного ложа виділяють два головних елементи: серединноокеанічні рухомі пояси, виражені великими підняттями (хребтами), й океанічні плити (платформи).

Серединноокеанічні хребти — єдина планетарна система великих підняттяв завдовжки понад 60 тис. км, завширшки від 0,5 до 2 тис. км і заввишки до 3–4 км, котра перетинає всі океани і охоплює 1/3 площі поверхні морського дна. В осьових зонах серединноокеанічних хребтів розташовуються *рифти* — довгі вузькі (25 - 50 км) долини із крутими прямовисними схилами. Для них характерна підвищена тектонічною й сейсмічною активністю, ефузивний магматизм. Вздовж осі рифта звичайно утворюється невисоке підняття, що утворюється завдяки виверженням базальтового складу, також наявні гарячі джерела, які ще називаються гідротермами. Серединноокеанічні хребти перетинаються масштабними поперечними *трансформними розломами*. Вздовж цих розломів відбуваються горизонтальні зміщення осьових рифтів, які можуть розповсюджуватись на сотні кілометрів. Розрізняють також магістральні розломи. Це найбільші відомі розломні порушення, які проходять не лише через серединні хребти, а й суміжні плити і навіть продовжуються на прилеглих континентах. На перетині серединних хребтів і магістральних розломів часто утворюються

великі вулканічні споруди, що виступають над поверхнею океану (наприклад, о. Ісландія, Азорські острови, о. Св. Єлени, о. Пасхи та ін.).

Більша частина океанічного ложа належить океанічним плитам, котрі розповсюджуються від підніжжя материкового схилу до серединноокеанічних хребтів. Морфологічно плити – це плоскі абісальні рівнини в межах яких є котловини, відокремлені підняттями. Кора океанічних котловин характеризується типовою для океанів будовою, її осадовий шар — це глибоководні органогенні мули або червона глина.

Також на океанічних плитах є окремі підняття: *гайоти* (гайоти), тобто вулканічні конуси, у яких еродовані вершини (часто зустрічаються у Тихому океані); вулканічні архіпелаги (наприклад, Гавайські острови у Тихому океані); острови у вигляді ізометричних овальних підняттів (Бермудські острови) та вулканічного походження, а також *мікроконтиненти* — підводні плато чи острови з континентальною корою (Сейшельські острови в Індійському океані).

Структури підводних окраїн континентів, хоча й мають кору континентального чи перехідного типів, проте в своєму розвитку тісно пов'язані з розвитком океанів.

Підводні окраїни континентів складають близько 23 % від площі океанів. Серед них розрізняють два типи: пасивні й активні окраїни, їм відповідають два типи океанських узбереж — атлантичний і тихоокеанський.

Пасивні та активні окраїни континентів. *Пасивні окраїни* характерні для більшої частини Атлантичного, Індійського і Північного Льодовитого океанів. вони фактично асейсмічні, для них майже не характерні процеси вулканічної активності. В поперечному профілі пасивних окраїн виділяють три основні морфологічні елементи: плоский шельф (глибин 200 - 500 м), крутий континентальний схил (до 2500 – 3500 м), пологіе континентальне підніжжя (до 4000 - 4500 м). Шельф підстеляється нормальною континентальною корою, яка з глибиною поступово тоншає і вже в нижній частині схилу та під континентальним підніжжям становить усього 1500 – 2000 м, тобто спостерігається її виклинювання.

Класичне уявлення про перехід кори континентального типу в океанічний через поступове виклинювання «гранітного» шару в межах пасивних окраїн сьогодні переглядається. Більш нова інформація свідчать про різкий крутий контакт по глибинних розломних порушеннях континентальної земної кори з корою перехідного типу.

Активні окраїни континентів найхарактерніші для Тихого океану, а також для окремих ділянок Атлантичного та Індійського океанів. У будову активних окраїн входять острівні дуги, глибоководні жолоби та окраїнні моря.

Окраїнні моря зазвичай котловинні глибиною близько 4000 – 5000 м, а кора в їх межах подібна до кори океанічного або субокеанічного різновиду. Як

приклад, такими морями є Охотське, Японське. Потужність осадового шару в них переважно підвищена (до 10 – 12 км), характерна також сейсмічна активність і високий тепловий потік.

Острівними дугам притаманна висока сейсмічна й вулканічна активність (у більшості випадків це виверження андезитового складу). Кора в їх межах континентального або субконтинентального типу товщиною до 20 – 25 км. Прикладами є тихоокеанські структури - Курильська, Японська і т.п. Антильська та Південно-Антильська дуги в Атлантичному океані, Зондська - в Індійському.

Глибоководні жолоби — це протяжні до сотень чи, навіть, тисяч кілометрів відносно вузькі (всього декілька десятків кілометрів) улоговини на дні океанів глибиною від 7 - 8 до 10 – 11 км. Вони простягаються вздовж острівних дуг зі сторони океану. Ці западини асиметричні, внутрішній схил крутий, а зовнішній навпаки пологий. Це пов'язано із механізмом їхнього формування, а саме, процесом субдукції. Саме по осі жолоба відбувається вихід на поверхню сейсмофокальної зони (зонами Вадаті—Заварицького—Беньофа), яка пов'язана із зануренням океанічної кори в шари верхньої мантії і викликає тектонічну, сейсмічну, магматичну і вулканічну активність регіону.

Поперечний профіль активної країни може проходити і через декілька острівних дуг, які відмежовуються басейнами, серед яких одна дуга вже не буде вулканічно активною. Таким прикладом є Антильсько-Карибська область.

Також розрізняють *андський тип активних країн*. Для нього характерні глибоководні жолоби, які безпосередньо контактують із континентами, по краю яких простягаються крайові вулканічні пояси. Як вказує назва, такий тип активних країн характерний для берегів Південної і Центральної Америки.

РОЗДІЛ IV ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ ЗЕМЛІ

IV.1. Докембрійська історія розвитку Землі.

IV.1.1. Архейський акрон

Догеологічна історія Землі. Історію Землі з моменту утворення її як планети і до наших днів прийнято поділяти на два етапи — догеологічний та геологічний. Існує два погляди на таку періодизацію історії планети.

1. Початком відліку геологічної історії Землі вважають момент утворення найдавніших порід.

Такі породи знайдено на Алданському шиті Сибірської платформи, Кольському півострові, на півдні Африки. Вважають, що їхній вік становить 4,5 - 4,58 млрд. р. (вік найдавніших порід, які знайдені у Австралії, не перевищував 4,1 - 4,2 млрд. р.).

2. Геологічна історія планети Земля бере початок з моменту формування первісних мінералів та порід земної кори, атмосфери та гідросфери, і як наслідок появи перших осадових порід.

Це сталося приблизно 4,0 - 3,8 млрд. р. тому, тобто догеологічна стадія розвитку Землі тривала з часу сформування її як самостійного космічного тіла (4,6 млрд. р. тому) до утворення первісних геосфер майже 600 млн. р. (чи дещо більше).

Якщо виходити з теорії про первісно-холодний стан планети, то в цей час мав би відбуватися її внутрішній розігрів. Джерела розігріву теоретично могли бути різними: енергія гравітації, радіогенне тепло, енергія, яка вивільнялася при фазових переходах речовини. За цих умов відбувалася розділення (диференціація) надр Землі на внутрішні геосфери.

Академіком О. П. Виноградовим було запропоновано для пояснення цих процесів так званий **принцип зонної плавки**, змодельований у лабораторних умовах. В експерименті було використано циліндрик із кам'яного метеорита (хондриту), який багаторазово прогрівався вздовж осі за температури 1600 °С. У результаті речовина хондриту розщепилася на дві фази: на рідку (легкоплавку) фазу — коли виділилося базальтове скло, яке витіснилось у верхню частину циліндрика, та на тверду (тугоплавку) фазу — коли залишилась ультраосновна олівінова порода — дуніт.

На думку О. П. Виноградова олівінові породи верхньої мантії і базальтових магм земної кори, утворилися в природних умовах, як аналог описаного процесу зонної плавки. В такий спосіб на глибинах біля 400 км у надрах планети виникали зони розплавів, де температури ставали вище, ніж температури плавлення заліза. Розплавляючись залізо рухалося до центру планети і витісняло більш легкий матеріал — відбувалося формування залізного ядра Землі. Цей процес супроводжувався, зокрема, виділенням

гравітаційної енергії, яка і надалі розігрівала планету. В результаті центральна частина Землі була повністю розплавлена. Надалі розплавлена зона поступово підіймалася вгору, аж поки не відбулося майже цілковите проплавлення протопланети.

Різниця температур між поверхнею Землі й межею ядра спричинила виникнення конвективних потоків, унаслідок чого легші елементи, такі як кисень, силіцій, алюміній з домішками інших елементів, виносилися назовні, утворювали силікатні сполуки, й накопичувалися на поверхні, і сформували тонку кірку базальтового складу. Цей процес відбувався за рахунок панування на поверхні температур космічного простору, через які відбувалося швидке їх остигання. Між зовнішньою корою та ядром скупчувалися щільніші силікати, переважно магнію і заліза, які сформували мантію планети. В цей час на поверхні Землі уже сформувалися кільцеві структури, наповнені базальтовою лавою, метеоритні та вулканічні кратери.

На початковій стадії формування земна кора була тонкою, крихкою, легко руйнувалася та розплавлялася лавою. Тверді ділянки кори змінювалися "озерами" чи великими "морями" базальтової лави, в яких сформувалися знаходилися уламки порід, які потрапили туди при виверженні. Рельєф, багато в чому подібний до рельєфу сучасного Місяця. Цю стадію розвитку планети Земля було названо "місячною". Зараз на Місяці спостерігаються сліди значних вулканічних вивержень - вулканічні і метеоритні кратери, базальтові моря, кільцеві гори тощо. Схожий рельєф було утворено в місячну стадію розвитку Землі. Але після виникнення атмосфери та гідросфери екзогенні процеси його знівельювали. На Місяці понад 3 - 3,5 млрд. р. тому майже весь уран, чи значну його частину, було винесено з надр на периферію, що зумовило згасання активності вулканічних і магматичних процесів. При цьому, відсутність зовнішніх геосфер і, відповідно, екзогенних процесів, призвело до збереження створеного на стадіях розвитку супутника рельєфу, який у дальшому змінювався лише частково під дією бомбардування поверхні метеоритами.

Водночас з виправленням базальтів вулканічні виверження супроводжувалися дегазацією мантії та винесенням в атмосферу газоподібних продуктів. Вони утримувалися силами гравітації та поступово огортали Землю щільною оболонкою. Первісна атмосфера планети була відновною і від сучасної відрізнялася набагато меншою густиною. У її складі переважали азот, водяна пара, діоксид вуглецю, метан, аміак, синильна кислота, сірководень, інертні гази, кислі дими (HCl, HF) тощо.

Процес остигання земної кори на рубежі близько 4 млрд. р. тому просунувся так, що було перевищено точку кипіння води - почався процес конденсації водяної пари в атмосфері. Наслідком цього почалися опади у вигляді гарячих дощів, які за високих температур майже не досягали поверхні Землі. Поступово поверхня планети охолола настільки, що опади, які досягали поверхні, почали насичувати поверхню майже співпадає з сучасним об'ємом гідросфери).

За сучасними дослідженнями еві породи й заповнювати пониження у рельєфі, утворюючи первісні водойми. Це був початок формування гідросфери - водної оболонки Землі. Було доведено, що під час зонної плавки було виділено біля $1,6 \cdot 10^{24}$ г води, що, первісна гідросфера містила близько 10% об'єму води від нинішніх морів та океанів. Утворені первісні водойми запускають у дію екзогенні процеси - вивітрювання гірських порід, перенесення продуктів руйнування поверхневими ваннами перших осадових товщ. Відбувається взаємодія процесів зовнішньої водою і їх відкладання на дні сформованих морів. Це було форму та внутрішньої геодинаміки, яка в подальшому буде визначати еволюцію земної кори.

Отже, часові межі **місячної ери** можна окреслити досить точно - від початку формування земної кори до появи атмосфери та гідросфери. Звідси починається геологічна історія Землі, яка закодована в будові осадових порід, які вивчені більш детально.

Докембрійський етап, що охоплює архейський і протерозойський, тривав від 4 млрд. до 570 млн. р. тому. Цей етап історії розвитку планети дуже відрізняється від пізніших — палеозойського, мезозойського та кайнозойського. Головні особливості докембрію:

- дуже велика тривалість (1,5 млрд р. - архею та майже 2 млрд. р. - протерозою, що разом у шість разів перевищує час усієї подальшої історії Землі);

- бідний органічний методів визначення відносного віку гірських порід чи біономічного світ, що робить неможливим використання палеонтологічних аналізу для реконструкції фізико-географічного середовища (крім верхнього протерозою);

- високий метаморфізм докембрійських товщ - ступінь метаморфізованості зростає з віком порід; магматичні та осадові породи перетворені на різні за складом гнейси, кристалічні сланці, кварцити, мар мури тощо;

- ускладнені умови залягання докембрійських порід, їх їх висока дислокованість, що ускладнює відтворення тектонічних рухів цього часу;

- специфічні фізико-географічні умови, які відрізняються від сучасних, палеозойських чи мезозойських, що сприяло появі в складі докембрію деяких характерних порід (залізисті кварцити, яшми, марганцеві руди тощо) і повній відсутності інших порід - бокситів, фосфоритів, солей тощо.

Зазначені особливості ускладнюють дешифрування геологічної історії докембрійського етапу, а відомості про цей етап еволюції планети фрагментарні, неповні. Особливе значення для встановлення віку архейських та протерозойських порід мають методи абсолютної геохронології.

Будова земної кори в архейський час. У будові архейських блоків земної кори можна виділити два типи структур: зелено-кам'яні пояси та граніто-гнейсові поля.

Зелено-кам'яні пояси в класичному вигляді від зустрічаються в Південній Африці, на Канадському щиті, в Індостані та на Українському щиті. Простягаються смугами шириною найчастіше десятки кілометрів, довжиною простягання біля сотні кілометрів. Вони складені потужними товщами слабкометаморфізованих (зелено-сланцева фація) ультраосновних і основних гірських порід, залізистими кварцитами, сланцями тощо. За тектонікою зелено-кам'яні пояси наближені, з одного боку, до континентальних рифтів, з іншого - до пізніших геосинкліналей. У пізньому археї (3,2 - 2,6 млрд. р. тому) в умовах розтягнення й суттєвого зменшення товщини первісної кори, зелено-кам'яні пояси формуються на сіро-гнейсовій основі (фундаменті) та розвиваються циклічно, подібно до еволюції майбутніх геосинкліналей і завершувався метаморфізмом, стисненням, і вторгненням гранітоїдів (біломорська складчастість).

Граніто-гнейсові поля (комплекси) (сірі гнейси) віком 3,8 - 3,5 млрд. р. утворюють куполоподібні (овальні) структури розміром у діаметрі від декількох до сотень кілометрів без виразної лінійної орієнтації (відомі на Кольському півострові — Балтійський щит, у межах Українського щита та в інших місцях). Ядра цих структур складені гранітами, а периферійні частини - гранітогнейсами, мігматитами, кристалічними сланцями. В літературі подібні утворення відомі також як овоїди, нуклеоїди, чи нуклеари, також час їхнього формування називають нуклеарним етапом (чи стадією) розвитку земної кори. Тривав він, за різними даними, 4-3,5 млрд. р. і призвів до формування ділянок первісної кори континентального типу, потужність якої наприкінці архею становила 30-35 км.

Атмосфера та гідросфера в архейський час. Атмосфера нашої планети в **катархеї** нагадувала сучасну атмосферу на Венері. Вона характеризується досить щільною і важкою атмосферою, суцільним хмарний покривом, а сонячні промені до поверхні планети не досягали - в цей час панувала темрява. Атмосфера мала відновні властивості, і складалася з вуглекислого газу (до 60 %), сірководню, інертних газів, азоту, аміаку та "кислих димів" (HC1 і HF). Вільного кисню майже не було, а його невелика кількість містилась у верхніх шарах атмосфери, де він утворювався внаслідок дисоціації води і CO₂ під дією ультрафіолетового випромінювання. Температура атмосфери була досить високою, але нижчою за 100°C, тиск становив близько 2 - 3 атм.

Типовими архейськими ландшафтами стали неглибокі океанічні басейни з окремими архіпелагами та островами. При цьому монолітних континентальних масивів не існувало.

У воді сформованих первісних океанів були розчинені у великій кількості газоподібні вулканічні продукти - плавикова, соляна, борна

кислоти, вуглекислий газ, сірководень, метан та інші вуглеводні. Вода мала кислотний характер, солоність її не перевищувала 2,5%.

Поступово склад води у водоймах набував характеру хлоридного розчину з незначною кількістю сульфатів та відсутністю карбонатів. В океанах до кінця архею відбувається перетворення води хлоридного типу на хлоридно- карбонатну за рахунок інтенсивного винесення з суходолу карбонатів, що нейтралізували сильні кислоти ранньоархейських морів та зумовили формування перших карбонатних відкладів - CaCO_3 , MgCO_3 , FeCO_3 тощо. Відсутність організмів, які засвоюють кремнезем, сприяла його нагромадженню в морській воді та осадженню, що може пояснювати поширення кремнистих порід типу кварцитів.

На кінець архею основна маса пари води конденсується в атмосфері, поступово темрява змінюється присмерками. В ній різко спадає вміст метану, вуглекислого газу, "кислих димів", аміаку, а зростає вміст азот та з'являється незначна кількість кисню.

IV.1.2. Протерозойський акрон

Еволюція земної кори і атмосфери в протерозої. Впродовж протерозою еволюція атмосфери триває — зростає вміст азоту та вільного кисню, який має переважно біогенне походження. Це відбувається за рахунок фотосинтезу первісних рослин. При цьому зменшується кількість вуглекислого газу, повністю зникають "кислі дими", знижується температура, що призводить до зниження агресивності атмосфери і ролі хімічного вивітрювання порід на континентах. За підрахунками провідних геохіміків Л.Беркнера та Л.Маршалла, десь близько 600 млн. р. тому в атмосфері було досягнуто так званої **точки Пастера**, коли кількість кисню становила 1 % від сучасної. Такий вміст кисню вважають критичним рівнем, за якого озон, що утворився під дією сонячного випромінювання, концентрується над поверхнею Землі. Це формує наприкінці протерозою озоновий шар, що суттєво зменшує жорстку ультрафіолетову радіацію, яка згубно впливає для живі організми. Води морів у пізньому протерозої змінюються та стають хлоридно-сульфатно-карбонатними, а їх солоність наближається до сучасної.

Типовими ландшафтами рифею були пустельні континентальні рівнини, оточені гірськими масивами. Такий тип ландшафту має назву примітивно-пустельний. Континенти обмивались мілководними морями та океанами з архіпелагами островів.

Початок протерозою ознаменувався дрібненням первісної (протоконтинентальної) кори й розділенням її на округло-овальні чи стійкі ізометричні блоки - протоплатформи та рухомі зони, які були розділені протогоeosинкліналями. Від пізньодокембрійських та фанерозойських платформ **протоплатформи** відрізнялись меншими

розмірами, вищим ступенем метаморфізму, граніто-гнейсовими куполами та іншими ознаками.

Протогеосинкліналі шириною сотні кілометрів простягалися на відстані понад тисячі кілометрів. Вони формувались та розвивались за рахунок деструкції континентальної кори (розсування звичайно було невелике, не перевищувало масштабів Червоного моря). В їхніх зовнішніх зонах відкладалися осадки міогеосинклінального типу - карбонати, кварцити, джеспіліти, аргіліти тощо. Зауважимо, що специфічні утворення пізньоархейських та ранньопротерозойських морів - джеспіліти, тобто породи з перешаруванням кварциту із залізистими мінералами (гематитом, магнетитом), майже відсутні в молодших формаціях.

Потужні скупчення джеспілітів (залізистих кварцитів), які мають вміст заліза понад 25 - 30 %, є цінними залізними рудами і зустрічаються в різних місцях планети (на Канадському щиті - район оз. Верхнього, на Українському щиті - Кременчук, Кривий Ріг).

Внутрішні зони протогеосинкліналей містять аргіліти, базальти, інтрузії гранітоїдів.

Ранньокарельська та пізньокарельська епохи складчастості, які завершилися на кінець раннього протерозою (1650 млн. р. тому), перетворили протогеосинклінальні системи на складчасті гірські країни. Складкоутворення супроводжувалось метаморфізмом та гранітизацією. Сформувалися структури, що зветься карелідами. Після нівелювання їх екзогенними процесами, перетворення на платформи, кареліди разом із сформованими раніше протоплатформами утворили фундамент давніх платформ - основи майбутніх континентів. Ці платформи називаються епікарельськими. Тому, фундамент давніх платформ - це сукупність різновікових структур, які сформувалися протягом архею і раннього протерозою. Вони складені сильно дислокованими, метаморфізованими та гранітизованими кристалічними породами. Починаючи з пізнього протерозою, в межах давніх платформ формується їх верхній структурний поверх - осадовий чохол.

На його початку пізнього протерозою всі платформи об'єднувались в єдиний континентальний масив - Пангея, і, відповідно, існував єдиний величезний океан - Панталас, який був попередником Тихого океану.

У пізньому протерозої відбувалося подальше дроблення давніх платформ на блоки, відбувалося формування та розвиток авлакогенів, які заповнювались континентальними ефузивами та осадами. Цей етап формування осадового чохла на платформах називають авлакогенним етапом. Випадки деструкції континентальної кори платформ призводили до початку формування міжконтинентальних геосинклінальних поясів (Середземноморський, Урало-Монгольський, Північно-Атлантичний). Інші геосинклінальні пояси –

Тихоокеанський та Арктичний закладалися на переферії давніх платформ. На початку раннього протерозою розвивались два малих пояси: Внутрішньоафриканський та Бразильський (рис. 48). У поясах нагромаджувалися потужні осадово-вулканогенні товщі порід.

Початок біологічної еволюції в докембрії. Питання виникнення життя в докембрії до цього часу є дискусійним і може бути окремих предметом для викладання. прийнято, що еволюція життя на Землі пройшла дві стадії: хімічну й біологічну. Хімічна еволюція охоплювала місячну стадію розвитку планети, а з початком архею відбувалася біологічна еволюція.

Найдавніші органічні рештки виявлено в породах системи Свaziленд (Південна Африка), вік яких оцінюється в 3,1 - 3,4 млрд. р. - сферичні, паличкоподібні й нитчасті впорядковані утворення, деякі з них було віднесено до бактерій, інші - до синьозелених кокоїдних водоростей. З допомогою електронного мікроскопа виявлено численні нитчасті форми та згустки без певних структурних деталей. Вважають, що це первісні полімеризовані речовини, тобто того середовища, в якому проходили процеси зародження та еволюції органічних форм життя. Продукти життєдіяльності синьозелених водоростей - *строматоліти*, за деякими даними, їх виявлено в породах з віком 3,5 млрд. р. в Західній Австралії. Ці досліджені знахідки первісних організмів із певним ступенем організації вказують на зародження життя ще раніше, можливо, близько 4 млрд. р. тому.

Отже, поява життя на Землі збігається з початком її геологічної історії.

Рештки мікрофлори із кременистих сланців формації Гантфлінт знайдені в Канаді на березі оз. Верхнього добре вивчені. В результаті виділено, зокрема, два різновиди бактерій, шість різновидів водоростей, дев'ять форм неясної систематичної належності. В деяких форм виявлено органи розмноження. Вік формації — близько 2 млрд. р.

Сучасні палеонтологічні факти свідчать, що в морях архею та раннього протерозою панували такі організми, як бактерії, гриби, синьозелені водорості та найпростіші. Перші з організмів були прокаріотами. Приблизно 3 - 2,9 млрд. р. тому з'явився початковий (примітивний) фотосинтез і розпочався розвиток кисневого середовища. На межі близько 2 млрд. р. тому, а за іншими даними близько 1,5 - 1,4 млрд. р. тому, відбувся поділ організмів на прокаріотів та еукаріотів.

Найпоширенішими в археї та протерозої були синьозелені водорості, які живою тонкою плівкою вкривали величезну площу морського дна і узбережжя. Їх значення для геології полягає в тому, що за вапнистими побудовами - строматолітами здійснюється розчленування (стратифікація) протерозойських товщ. Синьозелені

водорості унікальні утворення, вони трапляються нині в льодах Арктики та Антарктики, гірських льодовиках, нафтових покладах, гарячих гейзерах. Вони здатні витримати навіть випромінювання при ядерних вибухах. Їх розквіт припадає на рифей.

Найперші багатоклітинні тварини виникли в морях приблизно 1,5 млрд. р. тому. Характерною особливістю їх, як, власне, і давніших, була повна відсутність панцирів, черепашок та скелетів, а у викопному стані трапляються лише їх відбитки або зліпки. У пізньому протерозої існувала вже досить багата та різноманітна фауна безхребетних - археоціати, кишковопорожнинні, губки, примітивні голкошкірі, черви тощо.

У 1947 р. виявлено дуже багате захоронення організмів, наприклад, у гористій місцевості поблизу рудника Едіакари, що в Південній Австралії. Тут було знайдено понад 1400 зразків відбитків та зліпків, які відносяться до 13 родів медузо подібних. Окрім цього знайдені безпанцирні трилобіти, численні кільчасті черви й петанолами, які належать до кишковопорожнинних і подібні до сучасних "м'яких коралів" (альціонарії) чи "морського пір'я" (пенатулярії). Досліджена фауна отримала назву **едіакарської**. В подальшому аналоги цієї фауни було знайдено й в інших місцях планети, зокрема на узбережжі Білого моря поблизу м. Архангельська, на Анабарському шиті в Сибіру, у Придністров'ї тощо. Для викопної фауни безскелетних морських тварин Придністров'я характерні здебільшого медузоподібні форми. Дослідження придністровської фауни тривають.

Цікаво, що, на думку деяких дослідників, у кембрійській фауні по суті немає потомків едіакарської фауни, що є палеонтологічною загадкою.

Рослинний світ венду було представлено бактеріями, грибами та синьозеленими водоростями.

Зауважимо, що в археї і протерозої життя концентрувалося виключно у водному середовищі, а організми заселяли переважно мілководдя. Підраховано, що для захисту від згубного ультрафіолетового випромінювання потрібна глибина всього 10 м. Отже, на таких невеликих глибинах заселялись і розвивалися водорості, яким для життєдіяльності необхідне сонячне світло. Після формуванням озонового екрана ці організми заселяли все мілководніші ділянки морів, сприятливі для життя.

Розвиток земної кори, атмосфери і рослинного світу в кінці протерозою (вендський період). На початку пізнього протерозою в межах геосинклінальних поясів з'явилося декілька орошень. Однією з найінтенсивніших була байкальська, яка приурочена до кінця рифею та початку венду. Внаслідок потужного байкальського орогенезу відбулося завершення геосинклінального режиму в обох малих поясах - Внутрішньоафриканському та Бразильському. Це призвело з одного боку до об'єднання двох платформ Південної Америки в єдину

Південноамериканську платформу, а з іншого до об'єднання Південно-Африканської, Північно-Африканської та Аравійської платформ, які сформувалися після карельської складчастості, в єдину Африкано-Аравійську платформу. також було створено складчасті гірські системи на місці сучасного Уралу, Тимано-Печорської області (Тиман, півострови Канін, Рибачий, Большеземельська тундра і Варангер), Східного Саяну, Патомського нагір'я, Західного Забайкалля, Єнісейського та Туруханського кряжів. Ці структури приєдналися до Сибірської та Східно-Європейської (Тимано-Печорська система) платформ, наростивши їх по периферії. Байкальськими структурами три невеликі платформи: Таримська, Китайсько-Корейська та Південно-Китайська спаялись в єдину Китайську платформу. Невелика область (Аделаїда) причленувалася до Австралійської платформи. Зауважимо, що, очевидно, площі байкалід наприкінці протерозою набагато перевищували площі сучасних — велика частина їх у подальшому була роздроблена, втягнута в нові опускання і збереглася частково у вигляді окремих блоків та масивів. Території, які зайняті сучасними байкалідами, не мають створювати враження немасштабного розмаху байкальських тектоно-магматичних процесів - за масштабами це була друга після карельської епоха складчастості в історії планети Земля.

Після байкальської складчастості чітко виділилися всі давні платформи: в північній півкулі - Північно-Американська, Східно-Європейська, Китайська та Сибірська, а в південній - Південно-Американська, Африкано-Аравійська, Австралійська, Індостанська (або Індійська) та Антарктична. Південні платформи на протязі протерозою лишалися єдиним цілим - суперконтинент Гондвана. А сучасні північні платформи існували як окремі континентальні масиви.

Отже, процеси рифтогенезу в пізньому протерозої спричинили розкол єдиного материка Пангея-1, на суперматерик Гондвану та декілька менших за розмірами материків. Вони роз'єднувалися утвореними геосинклінальними поясами: Північно-Атлантичним, Урало-Монгольським та Середземноморським, розкриття яких активно відбувалося в палеозої.

На пізній протерозої припадають також два зледеніння. Рифейське зледеніння (900-700 млн р. тому) зафіксовано в Африці та Австралії. Дуже потужним було вендське зледеніння (680...660 млн. р. тому) — воно поширювалось на півночі Східно-Європейської платформи, в Скандинавії та Гренландії. Його сліди зафіксовані і на південних платформах — в Африці, Австралії та Південній Америці. Це зледеніння вважається найбільшим в історії Землі. Склад гірських порід та органічні рештки пізнього протерозою надають можливість зробити висновки, що попри зазначені великі наземні зледеніння, тогочасний клімат був теплий і вологий. Слабкодіференційований рельєф та високий вміст CO₂ в атмосфері сприяли існуванню парникового, слабкозонального типу клімату. Одиначні визначення значень

палеотемператур по рештках строматолітів дають значення близько 35 - 45°C. Визначити положення кліматичних зон поки що не вдається.

Рослинний світ венду було представлено бактеріями, грибами та синьозеленими водоростями.

Зауважимо, що в археї і протерозої життя концентрувалося виключно у водному середовищі, а організми заселяли переважно мілководдя. Підраховано, що для захисту від згубного ультрафіолетового випромінення потрібна глибина всього 10 м. Отже, на незначних глибинах поселялись і розвивалися водорості, яким для життєдіяльності необхідне сонячне світло. Після формуванням озонового екрана організми населяли все мілководніші ділянки морів, сприятливі для життя.

IV.2. Палеозойська історія розвитку Землі

IV.2.1. Кембрійський період

Палеозойська ера за особливостями геологічного розвитку та представниками органічного світу поділяється на два етапи: ранньопалеозойський та пізньопалеозойський.

Ранньопалеозойський етап включає в себе три періоди:

- кембрійський;
- ордовицький;
- силурійський.

Загальна тривалість цих періодів складає близько 165 млн. р., за цей час відбулися масштабні події в еволюції земної кори і у фізико-географічному середовищі. Також відбулися значні зміни в складі органічного світу.

Будова аплатфом у кембрійський період. Розпад материка Пангея-1, що почався ще в рифеї, зумовив появу та існування в ранньому палеозою великих континентальних брил, які розділені океанічними басейнами, які були у відповідності з рухомими геосинклінальними поясами. Великий континентальний масив Гондвана відмежовувався від північних платформ океаном Палеотетіс (Середземноморський пояс). Сибірська, Східно-Європейська та Китайська платформи були розділені Палеоазіатським океаном (Урало-Монгольський пояс), що мав ширину до 4000 км. Між Північно-Американською та Східно-Європейською платформами наприкінці рифею розвивався океан Япетус (Північно-Атлантичний пояс). Встановлено також і існування з пізнього рифею западини Тихого океану, по переферії якого розвивався Тихоокеанський окраїнно-континентальний пояс.

Історія розвитку земної кори в ранньому палеозої, зводиться до розгляду окремих рухомих поясів (систем, областей) і платформ (континентів).

У ранньому палеозої найвизначніші події відбувались у межах

Урало-Монгольського та Північно-Атлантичного (Япетуса) поясів.

Північно-Атлантичний пояс. Океан Япетус пройшов стадію континентального рифта ще в пізньому рифей-венді. початок розкриття океанічного басейну в Япетуса припадає на пізній кембрій та ранній ордовик (570 - 480 млн. р. тому). Саме в цей час почалося формування офіолітів, що відомі в Північній Скандинавії, Ньюфаундленді та інших місцях.

На території Великобританії, особливо Уельсу, у кембрії сформувалися потужні (до 4,5 км) товщі морських піщано-глинистих порід, формування яких відбувалося в глибоких геосинклінальних прогинах.

Урало-Монгольський Пояс. Каледонський орогенез викликав завершення геосинклінального розвитку двох областей: Центрально-Казахстанської (або Кокчетавсько-Киргизької) та Алтає-Саянської. В межах Центрально-Казахстанської області каледонських орогенез сформував хребет Каратау, Північний Тянь-Шань, західну частину Казахського дрібносопковика, хребти Чингіз і Тарбагатай та Чу-Ілійські гори. Ці сформовані структури представляли гористий континентальний масив деформовані у пізньому ордовіку. Інтенсивні процеси складкоутворення всередині Палеоазіатського океану. Алтає-Саянська область у кембрії була на стадії формування острівних дуг. Периферійні моря в пізньому кембрії та ранньому ордовіку формувалися потужними теригенними флішовими товщами, які були суттєво супроводжувались гранітоїдним магматизмом та метаморфізмом. Тут сформувалися структури Гірського Алтаю, Гірської Шорії, Західного Саянута Кузнецького Алатау. Туви, які суттєво наростили південно-західну околицю Сибірської платформи, утворили з нею та причленованими ще наприкінці протерозою байкалідами Ангарида - новий великий материк.

Відгалуження Урало-Монгольського поясу (Палеоазіатського океану) - Уральська геосинклінальна система почала формуватися ще в протерозої. В її межах інтенсивно проявилися рухи байкальського орогенезу та були утворені складчасті структури – байкаліти. Частина з них причленувалась до Східно-Європейської та Сибірської платформ і розвивалась спільно з ними. Уральський океан пчав формуватися в ранньому ордовіку. В цей момент на утвореній континентальній корі почали розвиватися рифти, що призвело до виникнення океанічного басейну, який розділив Східно-Європейський континент від Сибірського. Геосинклінальна система чітко розділилася на два меридіональних прогини, які були розділені геоантиклінальним підняттям - острівним пасмом Уралтау. Виникнення острівних дуг, розширення та розкриття океану, відбувалось у пізньому ордовіку-силурі. У східному (евгеосинкліналь) відкладалися потужні осадово-вулканогенні товщі, а у західному прогині (міогеосинкліналь на краю Східно-Європейської платформи) - піщано-глинисті та карбонатні

осади. Відповідно, ранній палеозой - це час формування та розширення Уральського океанічного басейну, що відповідає головному геосинклінальному етапові його розвитку.

У Середземноморському поясі каледоніди сформувалися лише в Центральній Азії - хребет Наньшань приєднався до Китайської платформи. Наприкінці раннього палеозою на частині сучасного Азіатського континенту існував Китайський материк, який складався з об'єднаних байкалідами та каледонідами Таримської, Китайсько-Корейської та Південно-Китайської платформи.

У Західно-Тихоокеанському поясі гороутворення почалося на півдні сучасного Китаю (Катазіатська область причленувалась до Китайського материка) і на східній частині Австралії, де сформовані каледоніди приєдналися до Гондвани (рис. 49).

Рельєф. У кембрійському періоді основна маса суходолу припадала на Гондвану, загальною площею більше 100 млн. км². На цього материка розташовувались низовинні рівнини, височини та гірські масиви. В силурі рельєф земної поверхні на завершальних фазах каледонського орогенезу стає і контрастнішим, порівняно з кембрійським та ордовіцьким. Це особливо стосується сучасних північних континентів, у рельєфі яких приморські низовини і вирівняні ділянки чергувалися молодими гірсько-складчастими спорудами каледонід з підвищеними виходами фундаменту (щитами).

Відповідно до мобілістських побудов сучасні північні платформи (Північно-Американська, Сибірська, Східно-Європейська, Китайська) в кембрії розміщувалися в приекваторіальних широтах південної півкулі, а північна півкуля була зайнята здебільше океанами. Це пояснює факт, що на материках у кембрії панував екваторіальний або тропічний клімат. Це пояснює поширення соленосних і черво-ноколірних відкладів рифових археоціатових вапняків та інших порід на Сибірській платформі. Кліматична зональність у кембрії згладжувалася значним розвитком великих морських трансгресій.

Еволюція платформ. Розвиток платформ в історії планети Земля найчастіше пов'язаний з еволюцією ділянок геосинклінальних поясів, які прилягають до них. Їх прогинання призводять до морських трансгресій на суміжних територіях платформі і так званих резонансних опускань. Підняття та горотвірні процеси в геосинкліналях спричиняють підняття і регресію моря на суміжних. Наприклад, розвиток в ранньому палеозої Східно-Європейської платформи пов'язаний з подіями в суміжній Грампіанській області. Максимальні трансгресії відбувалися у кембрії та ордовіку, в час, коли в північно-західній частині платформи формувалися потужні товщі морських теригенних осадів.

Загалом у ранньому палеозої відбулося три великих трансгресій,

які змінювалися короткочасними регресіями.

Перша хвиля трансгресій відбулася у кембрійському періоді, коли епіконтинентальними морями покривались великі площі Північно-Американської, Східно-Європейської та Сибірської платформ.

Клімат кембрію. Атмосфера кембрію набувала з часом киснево-вуглекисло-азотного складу. Вміст CO₂ досягнув 0,3 %, а вміст кисню зріс у кілька разів порівняно із рифеєм.

IV.2.2. Ордовицький період

Будова платформ у ордовицький період. Північно – Атлантичний пояс. В цей період відбувалося формування офіолітів, які відомі в Північній Скандинавії, Ньюфаундленді та інших місцях. Вважають, що на початку ордовицького періоду Япетус досягнув своїх максимальних розмірів 1000 - 2000 км, а, ймовірно, й близько 3000 км. Після цього Япетус вступає в островодужну стадію розвитку, відбувається формування вулканічних островних дуг та окраїнних морів.

Характерними для розвитку окремих регіонів поясу є класичні розрізи нижнього палеозою, які розташовані на території Великобританії, а особливо Уельсу.

В ордовику сформувалася товща глинистих та ефузивних порід основного складу потужністю до 5 км. Тобто осаконакопичення в цей час характеризувалося інтенсивним підводним базальтовим вулканізмом, який тісно пов'язаний з виникненням глибинних розколів.

Урало-Монгольський Пояс. Він має досить складну ранньопалеозойську історію. Каледонський орогенез привів до припинення геосинклінального розвитку двох областей: Центрально-Казахстанської (або Кокчетавсько-Киргизької) та Алтає-Саянської. В межах Центрально-Казахстанської області каледонським орогенезом було сформовано хребет Каратау, Північний Тянь-Шань, західну частину Казахського дрібносопковика, Чу-Ілійські гори, хребти Чінгіз і Тарбагатай. Такі об'єднані структури формували гористий континентальний масив в межах Палеоазіатського океану. Алтає-Саянська область у ранньому кембрії перебувала на стадії формування островних дуг. Окраїнні моря в пізньому кембрії - ордовику тут доповнювалися потужними теригенними флішовими масивами, які у пізньому ордовику були деформовані. Процеси складкоутворення супроводжувались потужним та інтенсивним гранітоїдним магматизмом та метаморфізмом. Тут сформувалися структури Кузнецького Алатау, Гірської Шорії, Гірського Алтаю, Західного Саяну. Туви, що наростили південно-західну периферію Сибірської платформи сумісно утворили разом із причленованими наприкінці протерозою байкалідами новий потужний материк - Ангариду.

Історія Уральської геосинклінальної системи, як відгалуження Урало-Монгольського поясу (Палеоазіатського океану) розпочалася в протерозої. В

цей час інтенсивно проявилися рухи байкальського орогенезу та сформувалися складчасті структури – байкаліти. Їх частина причленувалась до Сибірської та Східно-Європейської платформ і в майбутньому розвивалась з ними у спільному режимі. Формування Уральського океану проходило в ранньому ордовіку в час, коли на утвореній континентальній корі розпочали розвиватися рифти. Це зумовило утворення океанічного басейну, який розділив Східно-Європейський та Сибірський континент. Геосинклінальна система чітко розділилася на два меридіональних прогини, які відокремлені геоантиклінальним підняттям - острівним пасмом Уралтау. Розширення та розвиток океану поряд з виникненням острівних дуг відбувалось у пізньому ордовіку-силури. В західному прогині (міогеосинкліналь, яка закладена на краю Східно-Європейської платформи) формувалися піщано-глинисті та карбонатні осади, а у східному (евгеосинкліналь) - потужні осадово-вулканогенні товщі. Тому ранній палеозой - це період закладання й розширення Уральського океанічного басейну. Він відповідає його головному геосинклінальному етапові розвитку.

У *Середземноморському поясі* каледоніди сформувалися тільки в Центральній Азії - з півдня хребет Наньшань приєднався до Китайської платформи. Наприкінці раннього палеозою в цій зоні сучасного Азіатського континенту був Китайський материк, який складався з об'єднаних байкалідів та каледонідів Китайсько-Корейська, Таримської та Південно-Китайської платформ.

У *Західно-Тихоокеанському поясі* процеси гороутворення відбулися на півдні сучасного Китаю (Катазіатська область, яка причленувалась до Китайського материка), та в східній частині Австралії, де сформовані каледоніди приєдналися до Гондвани (рис. 49).

Еволюція платформ. Розвиток Східно-Європейської платформи в ранньому палеозої досить тісно зв'язаний з подіями в суміжній Грампіанській області. Максимальні трансгресії спостерігались в цій області у кембрії та ордовіку. В цей час на північно-західній частині платформи накопичувались потужні товщі морських теригенних відкладів.

Найбільша з трансгресій палеозою проявилась в ордовіку - відкладами цього періоду покриті 2/3 території Сибірської, 3/4 Китайської платформи, 2/5 Північно-Американської та Східно-Європейської платформ.

Клімат ордовіку. В період ордовіка й силуру відбувалося подальше збільшення в атмосфері концентрації вільного кисню та зменшення частки CO₂. До середини ордовіцького періоду (приблизно 470 млн. р. тому) вміст кисню досягнув 10% від його кількості в сучасній атмосфері. Це характерна точка Беркнера-Маршалла, при переході через яку назавжди встановлюється киснева атмосфера. При цьому рівні кисню утворення озону

відбувається вже на значній висоті, а не поблизу поверхні планети, тому ультрафіолетове випромінювання не так сильно впливало на організми, які знаходились на поверхні материків та посприяло поступовій колонізації суходолу найпершими мешканцями.

Темп зменшення вмісту в атмосфері CO₂ наприкінці раннього палеозою стали набагато більшими, ніж зростання вмісту кисню. Тому в середньому девоні кисню стало приблизно в 4 рази менше, ніж у силурі, а його вміст виріс лише в 1,3 разу. Зміни вмісту CO₂ в атмосфері тісно пов'язані зі зміною температурного режиму на поверхні планети. При збільшенні кількості CO₂ в 2 рази порівняно із сучасною (0,03 %), мала також зрости й середня глобальна температура (рис. 50). На рисунку помітно, що мінімуми на кривій вмісту CO₂ в атмосфері практично повністю відповідають епохам зменшення територій із теплим кліматом і їх зростанню з прохолодним кліматом, зледеніннями, що характеризується глобальним похолоданням. У часі епохи з підвищеним вмістом CO₂ в атмосфері відповідають розширенню територій із теплим кліматом.

Перше значне зниження загального вмісту CO₂ в атмосфері відбулось десь наприкінці раннього палеозою, що, мабуть, стало однією із найважливіших причин тодішнього похолодання, відомого як пізньоордовицьке зледеніння.

В ордовіку рівномірно теплий клімат кембрію змінився чітко вираженою зональністю зі зледенінням пізнього ордовіка в межах південного полюса (рис. 51). Тоді екватор перетинав Гренландію, Північно-Американський континент та проходив південніше Сибірського та Східно-Європейського континентів. Там тоді панували тропічний і екваторіальний клімати. Такий клімат характерний для північних частин Тиліти та Гондвани. Льодовиковий рельєф та флювіогляціальні відклади зафіксовані на північному заході Африки (Західна Сахара), а також на північному заході Південної Америки, тобто поблизу південного полюса. В межах Гондвани знаходилися пояси помірного, субтропічного, тропічного та екваторіального клімату, що було зумовлено їх розміщенням на середніх та низьких широтах.

IV.2.3. Силурійський період

Будова платформ у ордовицький період. На початку силурійського періоду формувалися глинисті і піщані осади. На кінець періоду глинисті породи поступово змінюються грубоуламковими відкладами (конгломератами).

У пізньому силурі утворені нижньопалеозойські породи були інтенсивно дислоковані – відбулося підняття вище рівня моря. Аналіз геологічного розрізу Уельсу надає можливість зробити висновок, що в періоди кембрію, ордовіку та на початку силуру ці території відповідали головному геосинклінальному етапу розвитку, а пізніше в силурі вступила в орогенний

етап. Япетус аж в пізньому ордовіку відчував деформації, які пов'язані з загальним стисненням. Наприкінці силуру - початку девону зближення Східно-Європейської та Північно-Американської літосферних плит призвело до закриття цього океанічного басейну. Накопичені в геосинклінальних прогинах осадово-вулканогенні породи були стиснуті в складки, а надалі перетворені на молоді гірські системи. Складкоутворення супроводжувалось проникненням гранітних інтрузій та формуванням насувів - нижньопалеозойські товщі у Скандинавії були витиснутими на породи Балтійського щита. Горотвірні процеси, які проходили в ордовіку та пізньому силурі на Північно-Атлантичному поясі, дістали назву каледонської складчастості (Каледонія – стародавня назва Шотландії). Структури, які були сформувані, названі каледонідами. Вони утворилися в межах таких багатьох областей, таких як Гренландська, Північно-Аппалацька, Грампіанська (охоплювала більшу частину сьогоденної Ірландії, Великобританії та частину Скандинавії), на о. Ньюфаундленд, у західній частині о. Шпіцберген. Гірські системи в цих зон спаялися в одне ціле при зближенні Східно-Європейської та Північно-Американської платформ. Вони утворили на місці океану Япетус Північно-Атлантичний материк, який відомий як Лавренція або Лаврусія.

Еволюція платформ. У силурі під рівнем моря знаходилися лише західні і південно-західні краї Східно-Європейської платформи. Відклади цього віку більш відомі в тернопільському Придністров'ї та представлені мілководними карбонатними і глинистими породами.

Після нетривалої пізньоордовіцької регресії в ранньому силурі почалася третя велика трансгресія.

Пізній силур це період глобальної регресії, яка пов'язана з завершальними процесами каледонського орогенезу. При цьому море покинуло Сибірську платформу та сильно скоротилося в розмірах на Північно-Американській, Східно-Європейській та Китайській платформах.

Протягом раннього палеозою суперматерик Гондвана був високо припіднятим суходолом. Морем вкривало лише периферійні частини цього континенту.

Ранній палеозой для давніх платформ характеризуєють плитною стадією їхнього розвитку. Тоді над пізньопротерозойськими авлакогенами почалося закладання й формування синекліз (Прикаспійської на Східно-Європейській платформі) та суміжних і з ними антекліз.

Клімат. На початок силурійського періоду на планеті продовжували панувати відносно прохолодні умови. Але з часом відбувалося загальне підвищення температури та аридизація кліматичних умов. Це пов'язують зі збільшенням територій, що займав суходіл та зростанням контрастності рельєфу на континентах.

Клімат нівальних зон був змінений на помірно-холодним. Аридні умови залишилися в північній частині Росії, на Сибірській платформі, на півночі Канади, в Західній Монголії і Забайкаллі, на Кунь-Луні, Тянь-Шані тощо. В епіконтинентальних басейнах формувалися гіпси, червонокольори та доломіти. Екваторіальні вологі умови характерні в межах Уралу, Центрального Казахстану, Нової Землі і Алтає-Саянської області. Це встановлено за відкладами рифогенних і оолітових вапняків.

Загалом, характерним для континентів раннього палеозою є панування таласократичних умов у кембрії та ордовіку. В другій половині силурійського періоду відбувається встановлення чітко вираженого тектонічного режиму.

Еволюція органічного світу в ранньому палеозої. З появою на початку палеозою захисного озонового шару в кембрії почався "розквіт" життя в морях. Це проявилось як у різкому збільшенні числа видів, так і в збільшенні кількості представників всередині кожного з видів. Для прикладу, якщо у венді їх нараховувалися десятки, то в кембрії - близько 2 тисяч. Також відбувалася швидка біологічна еволюція органічного світу, яка спричинила появу та становлення до кінця кембрію практично всіх відомих типів тварин (виняток - хордові). У ранньому палеозої безскелетній фауні венду на зміну прийшли організми із фосфатними, хітиновими та карбонатними скелетами. Причини такої швидкої появи величезної кількості організмів з панцирними та скелетними утвореннями ще повністю не з'ясовано. Найважливішими чинниками цих процесів стали зменшення вмісту CO_2 в морській воді та збільшення солоності Світового океану. При цьому, в організмів утворення карбонатних скелетів пов'язують із масовим заселенням мілководдя в кембрії, бо саме на мілководді панують найсприятливіші умови для утворення карбонатних та фосфатних мінералів. На мілководді міститься найменша кількість розчиненого CO_2 , який значно підвищує розчинність різних мінералів.

Через відсутність озонового екрана у докембрії організми заселяли більші глибини там, де концентрація вуглекислого газу запобігала утворенню вапнистих скелетів. Це не стосується синьозелених водоростей, які могли, напевно, переносити значні дози ультрафіолетового випромінювання. Тому вони утворювали строматоліти на невеликих глибинах. Поява хітинових і фосфатних скелетів була викликана конкурентною боротьбою із безскелетними організмами. При цьому, скелетні утворення необхідніші за умов рухливого мілководного середовища, аніж на спокійних глибоководних ділянках морів.

В ранньому палеозої життя повністю концентрувалось у водоймах, а суходіл залишався пустинним. На ньому можна виділити перші

колонії псилофітів по берегах морів, озер, боліт тощо, а також бактерій та деяких форм грибів.

Рослинний світ водойм було представлено різними водоростями (зеленими, багряними, синьозеленими, бурими). Наприкінці силуру нащадки водоростей (псилофіти) починають вперше в історії Землі заселяти заболочені ділянки материків. Псилофіти це перехідна форма життя між водоростями та наземними рослинами. Це трав'янисті й кущисті рослини, що розмножувались споровим способом. У них була слабо розвинута коренева система, а зачатки листя схоже на шипи. Вважають, що псилофіти це предкова форма для трьох типів рослин: членистостеблових, плауноподібних та папоротеподібних. Їх інтенсивний розвиток почався у пізньому палеозої.

Існують припущення, що псилофіти не були першими на суходолі, а їх попередниками були так звані нематофіти. Це проміжна ланка між водоростями та вищими рослинами, які генетично пов'язані з бурими водоростями. Найдавніші їх рештки виявлено в силурійських осадах, однак належні їм спори знаходять й у пізньо- протерозойських, кембрійських та ордовицьких породах. У ті часи росла вологолюбна флора нематофітів, особливо біля берегів морів, озер, лагун та боліт. Але вони поступилися у силурі досконалішим псилофітовим рослинам.

Тваринний світ морів тоді був представлений безхребетними: брахіоподами, граптолітами, трилобітами, головоногими, червононогими та двостулковими молюсками, археоціатами, моховатками, червами, голкошкірими, форамініферами тощо.

Найпоширенішими серед них у ранньому палеозої були **трилобіти** - мешканці морського дна. Трилобіти у кембрії становили 60% морської фауни, а 30% припадало на плечоногих. Лише 10% припадало на представників інших типів. У кембрії нам відомо близько 1000 видів трилобітів, а в ордовику – 1200. При цьому в силурі їх кількість скорочується.

Прийнято виділяти три фауни трилобітів: кембрійську, ордовицьку та силурійську.

- Кембрійські, це найпримітивніші трилобіти. Вони мали панцир із зроговілого шкірного шару та був добре розвинутий головний щит, а хвостовий - слабо.

- Ордовицькі трилобіти були з міцним вапнистим панциром. Вони навчилися згортатись у клубочок, захищаючи головним і хвостовим щитами м'яку тканини черевної мембрани.

- Силурійські трилобіти також згорталися. Вони мали сітчастоскладні очі з кольоровим зором, якій давав змогу орієнтуватись за ультрафіолетовими та інфрачервоними сигналами. Поширення хижих форм в ранньопалеозойських морях, переважно наутилоїдей (головноногих), призвело до поступового вимирання цих незвичайних тварин. Останні їх представники зустрічалися до кінця палеозойської

ери.

Другими найпоширенішими у морях раннього палеозою були **брахіоподи**. В кембрії зустрічаються примітивні беззамкові форми з хітиново-фосфатними черепашками, а в ордовіку та силурі ширяться замкові брахіоподи з вапнистими черепашками.

Для стратиграфії нижньопалеозойських відкладів важливе значення мають морські організми, такі як граптоліти. Їх рештки трапляються переважно у відкладах ордовіку та силуру, хоча вони дожили до раннього карбону. Вони належать до напівхордових. Хітиновий скелет граптолітів має вигляд прямих або вигнутих гілочок, уздовж яких розміщуються циліндричні чи конічні комірки з окремими зооїдами. Жили граптоліти колоніями та вели переважно планктонний спосіб життя, використовуючи плавальний міхур для зависання у воді.

Також характерними мешканцями ранньокембрійських тропічних морів були археоціати - колоніальні та одиничні. Вони разом із губками і водоростями стали першими рифобудівниками. Археоціати повністю вимерли у кінці раннього кембрію.

Починаючи з протерозою почали розвиватися кишковопорожнинні (гідроїдні поліпи – трубчасті, строматопори, та чотирипроменеві корали). Відомо, що кишковопорожнинні, які складали більше половини всієї макробіоти венду, були не характерними для біот кембрію. Їх справжній розквіт і широке розселення починалося з ордовіка.

Представники двостулкових та черевонігих молюсків відомі з раннього кембрію, а з пізнього кембрію поширюються головоногі молюски (**наутилоїдеї**). Це хижі форми, які панували в ранньопалеозойських морях. Вони розвивались за фактичної відсутності конкуренції, а їх деякі види мали прямі черепашки товщиною 2 - 4,5 м. Їх розквіт припадає на ордовіцький та силурійський періоди. Полювали переважно на трилобітів та брахіопод.

У силурійському періоді масово поширюються великі ракоподібні – ракоскорпіони, які відомі ще з кембрію. Їх тіло досягало в довжину 1 - 3 м і завершувалося гострим хвостовим шипом з отруйною залозою (тельсоном). Ці ракоскорпіони, як і наутилоїдеї, розпочали швидко витіснити брахіопод і трилобітів. Група розвивалась до кінця палеозою, але повністю вимерла. Сьогодні відома лише єдина близька до них форма - мечохвіст. Характерний представник ракоскорпіонів *Eurypterus rodolicus* був знайдений в силурійських відкладах Поділля.

У силурі з'являються перші безхребетні, які були пристосовані до життя в наземних умовах. Це павукоподібні тварини, що близькі за будовою до нинішніх скорпіонів. Вони, разом із багатоніжками, почали заселяти прибережні ділянки поруч із псилофітами.

В ранньому палеозої вже стали відомі перші хребетні. В континентальних відкладах раннього ордовіка знаходять шкіряні зуби

та кістяні пластинки перших безщелепних, рибоподібних тварин. Вони були позбавлених плавників та щелеп і вкриті кістяними лусками (панцир). До кінця девону ці тварини повністю вимерли, а їх далекі родичі це сучасні ланцетники та міноги. В силурійських морях відомі перші щелепороті риби - пластиношкірі та акантоди. Вони мали веретеноподібне тіло, покрите бронею із дрібних квадратних лусочок та внутрішній хрящовий скелет. У пластиношкірих (панцирних) риб було відносно невелике тіло (до 50 см), голова покривалася панциром із кістяних пластин. Найчастіше вони заселяли морське мілководдя та приустеві частини річок.

Найвагомішими подіями в еволюції біосфери раннього палеозою стали:

- "розквіт" життя в морях на початку палеозою, який призвів до заселення організмами морського мілководдя та епіконтинентальних басейнів;

- поява й поширення організмів із фосфатними, карбонатними та хітиновими скелетами;

- початок заселення суходолу рослинами та тваринними організмами.

Варто зазначити, що поряд із членистоногими та псилофітами суходіл інтенсивно заселяли різноманітні мікроорганізми. До закінчення силуру поверхня планети була повністю заселена ними. Мікроорганізми інтенсифікували процеси вивітрювання гірських порід (біохімічне вивітрювання). При зростанні надходження у водойми розчинених Ca і Mg відбувалося інтенсивніше нагромадження біогенних і хемогенних порід. Це, в свою чергу, спричинило різке зменшення вмісту вуглекислого газу. Значне зниження загальної кількості CO₂ в атмосфері відбувалось наприкінці раннього палеозою (див. рис. 50). Причиною такого зниження стало включення мікроорганізмів у процеси наземного вивітрювання, але основною причиною слід вважати зменшення вулканічної активності.

IV.2.4. Девонський період

Пізній палеозой тривалістю 175 млн р. охоплює такі періоди:

- девонський;
- кам'яновугільний;
- пермський.

Будова платформ у девонський період. У ранньому девоні завершився Каледонський тектоно-магматичний цикл, який значно ускладнив структуру земної кори. Суцільно спаяними виявились континентальні брили Північної Америки та Східної Європи, які від Гондвани відділились океанічним басейном Палеотетису. Від об'єднаного з каледонідами Сибірського материка (Ангарида) - Уральським океанічним басейном, який був частиною Палеоазіатського океану.

У пізньому палеозої розпочалася тенденція закриття океанічних басейнів. Це призвело до того, що деякі з них до кінця етапу повністю замкнулись, а інші - ускладнили внутрішню структуру.

Еволюція Середземноморського та Урало-Монгольського поясів.

У межах Середземноморського поясу в пізньому палеозої розвинувся ряд геосинклінальних систем та областей. Зазвичай виділяють дев'ять областей: Південно-Європейську, Північно-Африканську, Західно-Європейську, Південно-Західної Азії, Добруджинсько-Бухарську тощо. Найвизначніші події відбулися в Західно-Європейській області, яка охоплює територію сучасних країн, таких як Німеччина, Бельгія, Польща, Голландія, Люксембург, Франція, Словаччина, Чехія, південь Англії. В девоні на численних геосинклінальних прогинах, які сформувалися на початку палеозою, відклалися потужні товщі вулканогенних та осадових порід, потужністю до 10 - 15 км.

В девоні, згідно з мобілістськими реконструкціями, у межах Палеотетису деякі острівні дуги, які відділились западинами та внутрішніми морями від Східно-Європейської платформи (головний геосинклінальний етап). Острівні дуги того часу відомі на Балканах, на Великому Кавказі, в Альпах тощо. Тут формувалися потужні товщі теригенних порід (пісковики, кремністі сланці, алевроліти, яшми) та продукти підводного вулканізму (андезити, базальти тощо). Південніше від острівних дуг простягався Палеотетис з корою океанічного типу, який ідентифікується по офіолітах Альп, Західних Карпат, Південної Іспанії, Великого Кавказу, Північної Туреччини і Північного Паміру.

В Урало-Монгольському поясі продовжував свій розвиток Урал. В девоні та ранньому карбоні там існували два меридіональних прогини, які розділені підняттям Уралтау. На західному з них накопичувалися уламкові й карбонатні породи потужністю 2 - 3 км, у східному формувалася осадово-вулканогенна товща: глини, лави, пісковики, туфи, яшми з потужністю до 12 - 13 км. Це явище відоме як стадія формування острівних дуг.

Розвиток платформ. В девоні у складі материка Лавренція зазнала найбільшої трансгресії за увесь час свого існування. Переважно потужні опукання відбувалися на початку середнього девону та на початок періоду платформа була осушена, а локальні басейни відомі тільки в західній її частині. Осади нижнього девону (аргіліти, червоноколірні пісковики) були поширені на Поділлі і відслонюються в долині р. Дністер та на його лівих притоках. Трансгресія зумовила в середньому девоні утворення великого мілководного морського басейну, який покривав центральні, західні, та східні райони платформи. Відклади девону тут відомі в межах Центрального девонського поля (центральна частина) та Головного девонського поля (захід платформи). Вони складені переважно карбонатами, з включеннями пісковиків, гіпсів, конгломератів, часто

строкатими та червоноколірними. В кінці девону відбулось поступове зменшення площі морського басейну, а в центральній та західній частинах лагун відклалися гіпси, доломіти, кам'яна та калійна солі. Саме до відкладів девону приурочені найбільші поклади нафти (Волго-Уральська нафтогазоносна провінція).

Опускання у південній частині платформи в девоні супроводжувались дробленням кристалічного фундаменту та утворенням окремих блоків з вулканічною діяльністю. Тут формувався глибокий вузький прогин - Дніпровсько-Донецький авлакоген. У його східній частині розташований Донбас. Протягом девону в авлакогені накопичувалися теригенні (гравеліти, конгломерати, вапняки) та ефузивні породи, загальна потужність яких складала до 1300 м.

Клімат. Початок девонського періоду характеризується розширенням ділянок, які займав суходіл. Це було пов'язане з завершенням каледонського орогенезу та регресію не тільки в межах давніх платформ, але й на значних площах геосинклінальних поясів. Питома вага територій із розчленованим гірським рельєфом збільшилася. Все це призвело до того, що теократичний режим, встановлений в пізньому силурі, протривав до середини девону.

Аридизація клімату, що почалася також у другій половині силуру, досягає піку в ранньому девоні.

Загалом прояв аридного клімату в девоні був, мабуть, найбільшим в історії Землі. На його масштаби вказують величезні площі, які зайняті доломітами, червонокольорами та гіпсами на півночі Європи та Азії, в Північній Америці, в Австралії та Африці. В пізньому девоні клімат дещо пом'якшився, але території аридного осадконакопичення ще дуже великі. Протягом усього девону гумідні умови зберігались в центральній, східній та південній частинах Євразії, на півночі Північної Америки, на північному заході Африки та північному сході Австралії. В результаті можна говорити про тропічний тип клімату девону, який характерний для всіх існуючих материків. Середньорічні температури, які на північному сході Євразії були 27 - 29 °С, а на інших частинах материка – 32 - 33°С, у ранньому девоні дещо знизились на кінець періоду. Такий характер клімату обґрунтовується, очевидно, сумісною дією двох різних чинників. По-перше, це розташування континентів в переважно низьких і середніх широтах, а, по-друге, високою концентрацією вуглекислого газу в атмосфері (див. рис. 50). І процеси сприяли виникненню на Землі парникового ефекту. Однак існування високих температур при наближеному розташуванні континентів мусило привести до поширенню зон з аридним типом клімату.

Оновлення органічного світу в пізньому палеозої. На межі раннього та пізнього палеозою відбувалися значні зміни в складі органічного світу Землі, спричинені процесами, що відбувалися на поверхні планети після

каледонського орогенезу. Це скорочення площі океанічних акваторій і пов'язана з цим аридизація, утворення численних гірських систем, континенталізація клімату). Зміни у фізико-географічному середовищі зумовили суттєве оновлення органічного світу.

Рослини поступово колонізують суходіл. У пізньому силурі таласофітна ера розвитку рослин змінилась палеофітною. Її початок знаменується поширенням псилофітів. На узбережжі ранньодевонських морів вони заселялися колоніями. До кінця девону відбулося повне вимирання псилофітів, що було пов'язане з гумідизацією клімату. Трохи раніше вони встигли дати початок розвитку членистостебловим, папоротеподібним і плаунам. У пізньому девоні значного поширення набули давні папороті. При цьому флору того часу часто називають археоптерисовою, що відповідає назві роду. У девонських рослин формуються стебло, листя та коренева система. До кінця девону від кущистих і трав'янистих форм рослини переходять до деревоподібних. Густі зарості концентруються у найбільш зволжених місцях, а значні площі внутрішніх ділянок континентів залишаються пустельними. Рослинність девону найчастіше була однорідною і не диференційованою на флористичні області.

У девоні серед хребетних особливо поширилися **риби** - девон інколи навіть називають "віком риб". В цей час панували пластиношкірі, або панцирні риби. Це малорухомі хижі створіння, які повністю вимерли до кінця періоду. На кінець палеозою розвинулись акантоди, які дали початок кістковим та хрящовим риbam. Вони під час еволюції розділилися на три гілки: дводихаючі, кистопері і променевопері. В девонських відкладах знайдені рештки зубів хрящових (акули, скати). Але особливий інтерес для палеонтології викликають дводихаючі і кистопері риби. Їх розвиток у девоні був зумовлений значним скороченням морських акваторій. Дводихаючі, які відомі і до сьогодні, у воді дихають зябрами. При пересиханні водойми вони загортаються в плівку і засинають, занурившись у намул. Процес дихання здійснюється легенями крізь отвір у коконі біля рота. Для переповзання з зневоднених водойм у повноводні кистопері риби використовували грудні плавники, подібно як кінцівки чотириногих. Їх вважали повністю вимерлими тваринами, аж поки в Індійському океані у 1938 р. не було виловлено сучасного представника - рід *Latimeria*. На сьогодні відомі більше десятка знахідок цих викопних живих організмів, які на протязі своєї тривалої еволюції у понад 300 млн. р., були посунуті з континентального мілководдя на морські глибини. При цьому, на відміну від багатьох інших живих нащадків стародавніх риб, вони майже не змінилися. Прийнято вважати, що у пізньому девоні саме кистопері риби дали початок амфібіям. Їх прийнято називати стегоцефали або "дахоголові" - хижі тварини, які харчувалися переважно рибою та вели земноводний спосіб життя. Саме кам'яновугільний період був часом розквіту стегоцефалів. Вони

заселяли практично усі лісові зарослі, заболочені узбережжя озер та боліт. Стегоцефали повністю вимерли до кінця тріасу. У пізньому карбоні і пермі відомі інші амфібії - так звані жабоящери або батрахозаври, які, імовірно, можуть бути предками рептилій. Характерні їх представники це роди сеймурія та котласія.

IV.2.5. Кам'яновугільний та пермський періоди

Будова платформ у кам'яновугільни та пермський період. Еволюція Середземноморського та Урало-Монгольського поясів. Осадонакопичення продовжувалося у ранньому карбоні, коли формувалися вапняки та глинисті фації, які досягали потужностей до 4 - 5 км. Наприкінці раннього карбону активізувалися інтенсивні складкоутворювальні процеси герцинського орогенезу. Девонські і нижньокам'яновугільні відклади зім'ялися у складки, а пізніше підняті і перетворені на молоді складчасті країни. Утворилися гори Корсики, Сардинії, гірські ланцюги Арденн, Гарцу, Судет, Рудних, Рейнських Сланцевих гір, Піренейського півострова (окрім Піренеїв та Андалузських гір).

Головний геосинклінальний період девону та раннього карбону змінився орогенним, що тривав до кінця пермі.

Північніше новостворених гірських масивів почалося формування крайового прогину. Його називають Західно-європейським або, інколи, "великим вугільним каналом Європи". На ньому протягом середнього карбону утворилася потужна вугленосна товща. Це найбільш відомі нині вугільні басейни Франко-Бельгійський, Рурський, Південно-Уельський, Сілезький тощо. Вугленакопичення відбувалося в умовах приморських заболочених рівнин, які періодами затоплювалися морем (паралічний тип вуглеутворення).

Опускання в прогині закінчились у пізньому карбоні. Надалі осадконакопичення відбувалося вже за континентальних умов. У невеликих міжгірних западинах відкладалися пісковики, конгломерати і вугленосні товщі озерного типу, такі як Саарський басейн. Континентальний режим зберігся і надалі в ранній пермі. В умовах посушливого клімату нагромаджувалися червоноколірні конгломерати, пісковики та глини. Активізувався наземний вулканізм, а у пізній пермі частина області покрилася морем. При цьому відкладались глини з гіпсами, калійною та кам'яною сіллю, вапняки, (Стасфуртський басейн Німеччини). Відповідно, з наприкінці пермі область набуває платформеної стадії розвитку.

Послідовність подій, яка проілюстрована на прикладі Західно-європейської області, загалом типова для більшості інших областей Середземноморського поясу.

В середині кам'яновугільного періоду розпочалося закриття Палеотетису. Причина була у зближенні континентальних брил. Процес супроводжувався вторгненням гранітних інтрузій (орогенний етап) та

складкоутворенням. Герциніди сформувались у межах поясу, крім зазначених ділянок, та на території, яка розташована на південь від Східно-Європейської платформи і охоплює Передкавказзя, Устюрт, Степовий Крим, Мангишлак, Каракум. Сьогодні ці герциніди утворюють фундамент молодій Скіфській або Скіфсько-Туранській платформі. Виникли цього південні відроги гір Атлас причленилися до Гондвани з півночі.

Отже, більша частина Середземноморського поясу до кінця палеозою стала охоплена орогенезом. На заході герциніди спаяли Гондвану із Західною Європою, а далі на схід Палеотетис зєднався з Палеотихим океаном. Він був великою затокою, яка розклинювала з'єднані континентальні масиви північних материків та Гондвани. Вважають, що до кінця палеозою - початку мезозою належить зародження нового океану Тетис або Неотетис. Його еволюція відбувалась уже на альпійському етапі.

В Урало-Монгольському поясі головний геосинклінальний етап розвитку завершується на початку середнього карбону і починається орогенний, який продовжувався, так само як і в Західній Європі, до кінця пермі. Уральська геосинклінальна система охоплюється герцинською складчастістю, що супроводжується потужним гранітоїдним магматизмом. З ним пов'язані численні уральські родовища золота, поліметалів, заліза, дорогоцінних каменів. Наприкінці карбону на межі Східно-Європейської платформи та молодій складчастої гірської країни закладається меридіональний Передуральський крайовий прогин. У пермському періоді прогин наповнюється червоно- і строкатоколірною грубоуламковою моласою за рахунок руйнування молодих Уральських гір. Після заповнення прогину моласами, на місці морського басейну залишаються напівізольовані водойми – лагуни. В них накопичується потужна соленосна товща і виникають родовища калійних солей Березників та Солікамська. Вугленосна серія Печорського басейну формується у північній частині прогину. Осади в один і той самий час різноманітних за складом відкладів пояснюється розміщенням окремих частин прогину по різних кліматичних зонах - соленакопичення відбувається в аридному поясі, а вуглеутворення - в помірному гумідному. Наприкінці пермі Урал набуває стадії молодій платформи.

Герцинським гороутворенням у межах поясу, крім Уралу, були сформовані структури Пай-Хою, Південного Тянь-Шаню, Нової Землі, а також багаточисленні гірські масиви Монголо-Охотської області, зокрема гори Монголії і Північного Китаю (рис. 52).

Тривала еволюція Урало-Монгольського поясу, який сформовався на місці Палеоазіатського океану, зумовила поступове закриття деяких прогинів та виникнення вулканічних острівних дуг та окраїнних морів. Це відбулося внаслідок загальної складчастості та субдукції по причині зближення континентальних масивів.

В цих умовах відбувалася обдукція океанічної кори на континентальну, з подальшим її подрібненням, утворенням насувів та покривів. Палеоазіатський океан наприкінці палеозою припинив своє існування. В його північній та центральній частині спаялись у одне ціле Лавренція та Ангарида. Тут розпочала формуватися епіпалеозойська Західно-Сибірська плита. В південній частині Палеоазіатського океану герциніди причленили Китайський материк до Ангариди. Внаслідок описаних подій, наприкінці палеозою сформовався величезний суперконтинент Лавразія, як об'єднання Ангариди, Лавренції та Китайського материка).

У Західно-Тихоокеанському поясі в пізньому палеозої домінували геосинклінальні умови, а герцинські структури утворилися тільки в Східній Австралії, наростивши Гондвану.

В Атлантичному поясі були сформувані південні відроги Аппалацьких гір, уздовж яких на межі з Північно-Американською платформою утворився Передаппалацький прогин.

В Арктичному поясі герцинським гороутворенням сформувалися острови Канадського архіпелагу (див. рис. 52). Загалом, на кінець пізнього палеозою повністю завершили свій геосинклінальний розвиток три великі геосинклінальні пояси: Північно-Атлантичний, Арктичний та Урало-Монгольський. Лавразія, яка об'єдналася у західній частині Палеотетису із Гондваною (Західна Європа, Аппалачі і Північна Африка), разом утворили спільний пізньопалеозойський материк Пангея-2, який омивався водами Палеотихого океану.

Розвиток платформ. Платформа у кам'яновугільному періоді покривалась епіконтинентальними морями. Відклади цього віку не так поширені, ніж девонські, однак зафіксовані майже у всіх синеклізах та западинах. Це переважно вапняки та доломіти з різноманітною морською фауною безхребетних: брахіопод, коралів, найпростіших. Їх потужність зростає зі сходу на захід від 400 до 750 м. На території платформи вугленакопичення в карбоні проходило у Львівському прогині (Львівсько-Люблінський кам'яновугільний басейн) та у Московській синеклізі (Підмосковний буровугільний басейн). Вугленосні поклади Підмосков'я в північно-західному напрямі заміщуються бокситоносними (Північно-Онезьке та Тихвінське родовища), а в східному - нафтогазоносними осадами Волго-Уральської провінції.

Значні площі Східно-Європейської платформи у ранній пермі вкривалися неглибоким морем, в якому накопичувалися карбонати. Розміри морського басейну поступово скорочувалися, а наприкінці ранньої пермі перетворилися на дуже велику лагуну, яка була найбільша в історії Землі. В сухому теплому кліматі відкладаються гіпси, доломіти та солі. Наприкінці пермського періоду море на тривалий період залишає територію платформи. Вона тоді

перетворюється на велику акумулятивну рівнину, де починають відкладатися озерні, річкові, еолові червоноколірні осади. В пізньопермську епоху підняття, які охопили платформу, були пов'язані діяльністю герцинського орогенезу в суміжних геосинклінальних поясах - Середземноморському та Урало-Монгольському.

У ранньому карбоні випадали в осад карбонати, а на протязі середнього та пізнього карбону сформувалася дуже потужна паралічна вугленосна серія порід, потужністю до 18 км. В ній налічується до 300 прошарків вугілля. Накопичення такої потужної товщі проходило в умовах інтенсивного прогину авлакогена з одночасним утворенням великої кількості уламкового матеріалу, який зносився із прилеглих підвищень, таких як Український щит. У пермському періоді вугленакопичення зупинилося. У водоймах, що залишилися від морського басейну за умов сухого клімату відкладалися гіпси та солі (Артемівське родовище кам'яної солі). Прогин в авлакогені закінчився аж на початку мезозою.

Сибірська платформа в пізньому палеозої була покрита морем лише по периферії. Починаючи з середнього карбону і до закінчення пермі на цій території утворилася потужна вугленосна серія - в межах Тунгуської синеклізи сформувався найбільший за запасами у світі Тунгуський басейн. Вугленакопичення відбувалося в умовах низовинної рівнини, яка була вкрита деревною рослинністю і торфовищами, що розвивалася у помірно теплому та вологому кліматі. В межах синеклізи наприкінці пермського періоду розвинулась бурхлива наземна вулканічна діяльність. Вулкани знаходилися вздовж глибинних розломів, які утворилися внаслідок швидкого й різкого опускання деяких частин синеклізи. Сформувалась дуже потужна товща ефузивів основного складу - туфів, базальтів, туфобрекчій тощо. Її назвали трапова формація, яка типова для платформ. З цією формацією пов'язані багаточисленні сибірські родовища міді, нікелю, алмазів, кобальту.

В пізньому палеозої Гондвана також була покрита мілководними морями тільки в периферійних частинах і залишалась переважно припіднятою зоною розмиву. В цей період відбувалося найбільше в історії Землі наземне зледеніння, яке назване великим гондванським зледенінням. Воно почалося з середини карбону та тривало 50 млн. р.

Було виділено п'ять тривалих льодовикових епох, які чергувалися з короткими періодами потепління - міжльодовиков'ями. Товщина льодового покриву досягала 6 км. Центр зледеніння розташований на території сучасної Південної Африки. Сліди того давнього зледеніння у вигляді флювіогляціальних відкладів, тилітів та решток льодовикового рельєфу присутні на всіх материках, які склали Гондвану: Південній Америці, Індії, Австралії та Антарктиді. Вони були розташовані на той час поблизу південного полюса.

У пермському періоді почался потепління, тоді як сліди наземного зледеніння відомі тільки в Австралії. Осадконакопичення проходило у континентальних умовах. Відомі озерні та алювіальні відклади, з якими пов'язують родовища кам'яного вугілля (південь Африки). В умовах помірного вологого клімату на значних площах поширилась однотипна флора - ліси папоротеподібних. Їх рештки знаходять на всіх південних материках. Цей факт використав А. Вегенер для обґрунтування спільної палеозойської історії на цих континентах у складі Гондвани.

На Гондвані наприкінці пермського періоду почалися процеси, які в мезозої призвели до повного розколу континенту. Після цього почалося формування континентальних рифтів. Перший з таких рифтів виник, мабуть, на місці Мозамбіцької протоки. Це спричинило відділення від материка острова Мадагаскар. Про це свідчать прошарки вапняків, які багаті морською фауною між червоноколірних континентальних накопичень у західній частині острова. Їх випадіння в осад відбулось у пізній пермі на дні утвореної Мозамбіцької протоки.

Клімат карбону та пермі. Трансгресії у ранньому карбоні покривають значні площі каледонід, платформ та геосинклінальних областей, так званий таласократичний режим. Але вже починаючи з середини цього періоду починається тенденція до скорочення морських акваторій, яка пов'язана із завершенням фази герцинського тектоно-магматичного циклу. Ці події безпосередньо вплинули на зміну кліматичних умов планети. Тому вважають, що клімат раннього карбону нагадував пізньодевонський. Він був ізотермічним та схожим на клімат сучасних вологих тропіків. Аридність була різко послаблена. В середньому і пізньому карбоні клімат диференціюється. В результаті кліматична зональність встановлюється не тільки літологічними індикаторами, а вона ще проявляється у розподілі тваринного та рослинного світу континентів.

Характерна особливість того часу це істотне похолодання та утворення на південних материках покривного зледеніння. Результатом цих процесів, в свою чергу, стало скорочення і зміщення до екватора субтропічного та тропічного поясів (рис. 53).

Вологий екваторіальний пояс в ті часи охоплював Західну та Південну Європу, південь та схід Північної Америки, північний Захід Африки, південь Китаю, Малу Азію, Індокитай. Це простежується за розміщенням вугільних басейнів США (Аппалацький, Пенсільванський, Техаський тощо), Китаю, Європи (Рурський, Сілезький, Донецький тощо). Також це помітно за покладами марганцевих бокситів і руд. На північ та південь від екваторіального поясів розташовувалися аридні зони, а надалі - гумідні помірні.

Тривале розташування Гондвани в цих широтах призвело до виникнення на потужного покривного зледеніння. Льодовики

поширювались до 45 - 50 ° півд.шир. Зледеніння у північній океанічній півкулі було морським, як і у сучасну епоху. Центр гондванського зледеніння розміщувався в Південній Африці та Східній Антарктиді. Звідси почався наступ льодовиків на Індостан, Австралію, Південну Америку.

Середньорічні температури в пізньому карбоні зменшилися у порівнянні з раннім на 4 - 7°C.

У пермі починається нова геократична епоха, а аридні зони значно поширюються. Континентальні червоноколірні та латунні соленосні відклади стіають найпоширенішими осадами того часу. Вони фіксують аридні зони на великій території Західно-Європейської, Північно-Американської і Східно-Європейської платформ, Центральній Африці та Південній Америці. Екваторіальний вологий пояс охопив північний захід Південної Америки, Центральну Америку, західну та центральну Африку. Аридизація клімату на протязі пермського періоду зростала. Цей період виділяється як найбільш теплий і посушливий у палеозойській ері. В морях тропічного поясу температура води становила 20 - 26°C.

Тому характерною особливістю клімату палеозойської ери була його значно менша континентальність у порівнянні з сучасною епохою. Це було спричинене, очевидно, великою площею, яку займали океанічні та внутрішньоконтинентальні басейни. У пізньому силурі, середньому девоні та пермі зафіксовані чітко виражені теократичні епохи, а таласократичний режим стає характерний для пізнього девону і карбону. Аридні зони того часу були не схожі до сучасних пустель. На них зберігалась знижена випаровуваність, сильна хмарність та інтенсивний поверхневий стік. Ці фактори вказують на поширеність серед палеозойських червоноколірних порід алювіальних фацій. Річна кількість атмосферних опадів в аридних зонах могла досягати 600 - 800 мм.

Оновлення органічного світу в пізньому палеозої. Сприятливі умови для еволюції рослин створилися у кам'яновугільному періоді. При цьому в атмосфері зросла кількість кисню, а теплий вологий клімат охопив великі простори планети. Інтенсивні опади призводили до заболочування значних ділянок, які вкрилися густими тропічними лісами. У лісах карбону росли гігантські плауноподібні. Це були лепідодендрони і сигілярії, які досягали заввишки 40 - 50 м, з діаметром стовбура 1...2 м. Нащадки сучасних хвощів - каламіти були заввишки 10 - 30 м, з діаметром стовбура до 1 м. Були розвинуті також різноманітні папороті, перші голонасінні. На ділянках тропічних лісів карбону формувалися потужні поклади торфу, що з часом перетворилися на пласти кам'яного вугілля. Флору раннього карбону називають ще антракофітовою (грецькою "антракос" - вугілля).

У середньому та пізньому карбоні рослини заселили значні вододільні території, а їх розповсюдження почало впливати на

кліматичні особливості. В середині карбону помітні перші ознаки термічної диференціації рослинності. Пізніше в пізньому карбоні поясна зональність досить чітко помітна. На той час виділяють три фітогеографічні зони: вестфальську, чи вологу тропічну; тунгуську, чи північну помірну; гондванську, чи південну помірну.

Вестфальська флора була поширена в Середній і Центральній Азії, Південному Китаї, Західній і Південній Європі, Північній Америці, Індонезії і була схожа на тепло- і вологолюбивої флори раннього карбону. Тут домінували сигілярії, лепідодендрони, каламіти, деревоподібні папороті - рослини без річних кілець та з ознаками гігантизму.

Тунгуська флора (Кузбас, Північна Джунгарія, Північна Євразія) була дрібнішою та низькорослішою, а її основу складали кордаїти - голонасінні великі дерева з річними кільцями, які утворили кордаїтову тайгу, а також розповсюдились папороті.

Гондванська флора розвивалась в епохи міжльодовиков'я на Гондвані і характеризувалась ще меншою, ніж тунгуська, різноманітністю видів, пригніченістю форм та низькорослістю. Поширені набули насінні папороті (*Glossopteris* - звідси походить назва цієї флори - глосоптерієва), трав'янисті хвощі, місцями розвивалась кордаїтова тайга.

В другій його половині пермському періоді, особливо, по причині аридизації клімату, в тропічній зоні вологолюбні хвощі, плауни і папороті починають витіснятися голонасінними рослинами - гінкговими, хвойними, цикадовими. При цьому флора набуває ксерофільного характеру, що характеризується зменшенням загального розміру рослин, скороченням площі листя, зміною товстого і соковитого листя сухим, тонким та шкіристим. Великі ліси кам'яновугільного періоду змінюються на дрібні та рідкі оазиси, розкидані по долинах річок. У кінці пермі та у тріасі голонасінні займають усі кліматичні зони. При цьому останньою змінилась флора помірних зон, по причині, очевидно, її більшої стійкості, порівняно з тропічною.

Заселення суходолу рослинами разом з мікроорганізмами, на початку кам'яновугільного періоду, дало початок **формування ґрунтової оболонки Землі.**

Виникнення лісів в кам'яновугільний період супроводжувалось одночасним утворенням ґрунтової оболонки.

З числа морських безхребетних важливу роль у пізньому палеозої відігравали брахіоподи. Вони особливо поширились у карбоні поряд з головоногими моллюсками, коралами, найпростішими. З коралів у карбоні розквітли чотирипроменеві (ругози), як колоніальні, так і одиничні. Характерний представник колоніальних коралів карбону - рифобудівний рід *Lithostrotion*. В морях карбону і пермі формувались потужні товщі швагерінових та фузулінових вапняків.

У кам'яновугільному періоді з'являються перші рептилії – котилозаври. Вони мали суцільний череп, подібний до жабоящерів, товсті короткі кінцівки та на спині мали кістяні пластини. В пермі погіршення клімату сприяло еволюції рептилій, які в цей період поступово витісняють амфібій. Рептилії заселяли пустельні, посушливі і напівпустельні райони за відсутності конкурентів. Окрім того, вони мали низку важливих переваг над амфібіями - суху, грубу, захищену кістяними або роговими щитками шкіру. Розмноження проходило за допомогою яєць, які також захищені роговою чи вапнистою оболонкою, та більш розвинутий головний мозок, кровоносну систему тощо. Серед котилозаврів відомі рослинноїдні, хижі та комахоїдні форми. Їх типовий представник - парейзавр, або щокастий ящер. Його рештки виявлені в Африці та на півночі Росії. Він досягав у довжину до 3 м, а шкіра була вкрита характерними роговими наростами, що відігравали захисну роль. Тому котилозаври були такою групою організмів, яка в подальшому започаткувала широкі різноманітності мезозойських рептилій. Наприкінці карбону від них відокремилась водна група рептилій – мезозаври та перші плазуни, які перейшли від наземного до водного способу життя.

У пермському періоді із рептилій почали розвиватися черепахи, звірозубі ящери (характерний представник іностранцевія - великий шаблезубий хижак), які з'явилися ще в період пізнього карбону.

Великого поширення на суходолі набули комахи - скорпіони, таргани, павукоподібні, бабки. Через відсутність конкурентів деякі з них досягали гігантських розмірів. Наприклад, бабки-меганеври, у яких розмах крил сягав до 1 м.

Суттєві події в еволюції біосфери пізнього палеозою:

- рослинний світ, що в девоні мав амфібійний характер, в кам'яновугільному періоді захоплює вододільні ділянки материків, що призводить до утворення ґрунтової оболонки планети;

- з середини карбону проявляється термічна диференціація рослинності Землі, а поруч із нею - географічна зональність на материках;

- заселення суходолу рослинністю спричиняє зростання біогенного кисню в атмосфері Землі та зменшення діоксиду вуглецю. Це призвело до "розквіту" в розвитку тваринного світу материків у карбоні й пермі;

- утворення рослинного й ґрунтового покривів та інтенсивне заселення суходолу тваринами створювали умови, при яких значно зросла швидкість міграції хімічних елементів, загального впливу живої речовини на процеси руйнування, перенесення та осадження порід літосфери. При цьому біосфера починає відігравати роль важливої геологічної сили (чинника) в еволюції планети.

IV.3. Мезозойська історія розвитку Землі

IV.3.1. Тріасовий період

Мезозойська ера тривалістю 165... 170 млн р. охоплює три періоди:

- тріасовий;
- юрський;
- крейдовий.

Будова платформ та орогенів у тріасовий період. На початку тріасу на Землі існував гігантський материк Пангея-2, який омивався водами Тихого океану. Геосинклінальний режим зберігався в обох Тихоокеанських поясах, які розміщувались по периферії Пангеї (перехідні зони між материком та океаном) і в Середземноморському поясі, який відповідав океану Тетіс. Останній відділяв Євразію від Африкано-Аравійської частини материка й розширювався на схід. Території решти геосинклінальних поясів у мезозої розвивались як молоді платформи: епібайкальські, епікаледонські та епігерцинські.

Еволюція геосинклінальних поясів. У межах Середземноморського поясу геосинклінальних поясів в мезозої розвивалися дві області: західну і центральну частину займала Альпійсько-Гімалайська, південно-східну — Індокитайська.

Альпійсько-Гімалайська область охоплювала Південну Європу, Північно-Західну Африку, Малу та Передню Азію, Гімалаї. На цій території протягом мезозою розвивалося багато геосинклінальних систем — Кавказька, Карпатська, Альпійська, Піренейська, Гімалайська тощо. Усі вони перебували на головному геосинклінальному етапі свого розвитку. Зауважимо, що наприкінці палеозою значна частина поясу перетворилась на герцинські складчасті споруди, деякі з яких у мезозої знову були роздроблені й захоплені в прогинання.

Кавказька геосинкліналь розташовувалась у найвужчому місці поясу між Скіфською епігерцинською плитою з одного боку та Аравійською платформою — з другого. Від мезозою тут відомі дві геосинклінальні системи: система Великого Кавказу охоплювала територію Великого Кавказького хребта і продовжувалась у межі Гірського Криму; Малий Кавказ — це територія Вірменії, південь Азербайджану і Грузії. Мезозойська історія їх різна. В тріасі на Кавказі, очевидно, існував мілководний морський басейн, сліди якого трапляються у вигляді флішоїдної таврійської серії в Криму та вапняків у Сванетії. Значні частини території, однак, були суходолом.

У Західно-Тихоокеанському поясі в мезозої інтенсивно розвивались Верхояно-Чукотська та Далекосхідна області. У Верхояно-Чукотській області в тріасі, ранній та середній юрі в геосинклінальних прогинах відкладалися потужні товщі теригенних осадків (пісковики, алевроліти, аргіліти з прошарками вапняків і туфів).

Розвиток платформ. Розвиток давніх платформ у мезозої, як і раніше був тісно пов'язаний із сусідніми рухомими геосинклінальними поясами.

Так, Східно-Європейська платформа в тріасі була високо піднятим суходолом. Тріасовий період — це час висхідних рухів на всіх давніх платформах, однак, починаючи з середньої юри, платформи втягуються в опускання і пов'язані з ними трансгресії моря.

Сибірська платформа протягом мезозою була припіднятою територією. Морем затоплювались лише її північна та північно-східна окраїни. В тріасовому періоді на заході платформи в Тунгуській синеклізі продовжувалось утворення трапової формації, розпочате ще в пермі. В юрському та крейдовому періодах формувалися синеклізи: Хатангська та Ленсько-Вілюйська. В цій останній відкладалась потужна вугленосна серія, про що вже згадувалось. На південному заході платформи в западинах відбувалося формування вугленосних товщ двох інших великих басейнів — Кансько-Ачинського та Іркутського.

Важливою подією мезозойського етапу розвитку Землі був розпад суперконтиненту Пангея-2 та його складових частин — Лавразії і Гондвани. Розкол починався з утворення піднять на місці майбутнього розриву, потім в умовах загального розтягання утворювались континентальні рифти, які розширювались аж до розриву континентальної кори і формування осей спредингу. Процеси супроводжувались базальтовим вулканізмом. Розкол єдиного материка на окремі континентальні брили відбувався не одночасно, процеси, описані вище, відбувались у різних місцях континенту в різні часи.

Так, у тріасі починає розколюватися Лавразія — закладається западина Північної Атлантики, що розширюється протягом усього мезозою. В середині ранньої юри починає розкриватись Центральна Атлантика і одночасно роз- кривається океан Тетіс.

Розпад Гондвани, спричинений закладанням у ній континентальних рифтів ще в пермі, тривав у тріасі. В цей час тут формувалися трапи у Південній Америці (басейн Р- Парани), в Південній Африці, в Індостані.

Клімат в мезозої. У ранньому та середньому тріасі зберігався встановлений у пермі посушливий континентальний клімат (геократичний режим), спричинений процесами герцинсько- го орогенезу. На континентах планети в цей час переважали рівнинні ландшафти, за винятком Монголії, Китаю, Індокитаю і заходу Північної Америки. Були поширені озерно-алювіальні внутрішньоматерикові та приморські озерно-дельтові низовини й денудаційні підвищені рівнини. Такий характер рельєфу визначив поширення в цей час однотипних кліматів на великих площах.

Було виділено для цього часу чотири основні природні зони:

- екстрааридну, або пустельну;

- помірноаридну (зону сухих і спустелених саван);
- змінно-вологу;
- рівномірно-вологу.

Пустельні умови панували на значній частині Північної Америки, в Європі, Північній Африці, Аравії, Ірані, Середній і Центральній Азії, на більшій частині Південної Америки та в Північній Австралії. Рівномірно-вологі умови в ранньому і середньому тріасі існували в Центральній Америці, на Алясці, в Канаді, на північному сході Євразії і в Сахарі. Загальна кількість атмосферних опадів у пустельних зонах заледве досягала 150-200 мм/рік, у рівно- мірно-зволожених — перевищувала 1500 мм. У пізньому тріасі почалась гумідизація клімату, що було пов'язане з розвитком морських трансгресій.

IV.3.2. Юрський період та Крейдовий періоди

Еволюція геосинклінальних поясів. Кавказька геосинкліналь. Широке опускання починаються в ранній юрі, ними була захоплена й південна частина Скіфської плити. В широкому й глибокому прогині в ранній і середній юрі відкладається дуже потужна товща глинисто-алевритових і піщаних порід (до 12 км). За деякими даними, ширина морського басейну на місці Кавказу в ранній юрі досягала 2000 км. У середній юрі єдиний прогин розділяється ланцюжком островів на дві частини — в північному прогині в шельфовій обстановці формувалися піщано-глинисті та карбонатні осадки, в південному осадконагромадженні супроводжувалося підводним вулканізмом, а з пізньої юри формується теригенно-карбонатний фліш. У Кримському прогині в середині юрського періоду виникли інтрузивні тіла гранітоїдного складу, які прорвали породи таврійської серії. В крейдовому періоді в межах Великого Кавказу збереглись умови, подібні до пізньоюрських — у південному прогині відкладався потужний (до 5 км) фліш, у північному — теригенно-карбонатні породи (понад 1000 км). Характер подій у межах Великого Кавказу в мезозої свідчить, що територія перебувала в цей час на головному геосинклінальному етапі свого розвитку (стадія острівних дуг).

Малий Кавказ на початку юри був розбитий серією глибинних розломів і на його місці заклалась геосинкліналь. До кінця мезозою тут сформувалися потужні осадково-вулканогенні товщі.

В історії розвитку багатьох інших геосинклінальних систем поясу є багато спільних рис з мезозойською історією Кавказу.

Час від початку юри до середини ранньої крейди — це час розкриття басейнів з океанічною корою в західній частині поясу.

На континентальному схилі вздовж Євразії в окраїнних морях, поблизу підніжжя острівних дуг формувалися флішові товщі. Це була міогеосинклінальна зона, в яку входили Піренеї, Північні Альпи, Карпати, Гірський Крим, Великий Кавказ. У внутрішній зоні на корі

океанічного типу розвивались Альпи, Апенніни, Дінаріди, Тавр і Понтійські гори, Малий Кавказ. З кінця ранньої крейди починається поступове скорочення океану Тетіс через зближення Євразії та Африкано-Аравійської платформи. Вздовж південного краю Євразії, який був активною континентальною окраїною, відбувається поглинання океанічної кори в зонах субдукції.

По-іншому склалась мезозойська історія Індокитайської області. Тут уже в пізньому тріасі в прогінах, заповнених палеозойськими осадами, почалось складко- і гороутворення, назване мезозойським, або кімерійським (давньо-кімерійська, або індосінійська фаза). Сформувалися прсько-складчасті споруди на півостровах Індокитай та Малакка. Дещо пізніше, в пізній юрі (пізньокімерійська або невадійська фаза), утворення складчастих структур і вторгнення великих гранітоїдних інтрузій відбулось у Центральному Тибеті, Південно-Східному Памірі, Каракорумі (рис. 54).

Західно-Тихоокеанський пояс.

У пізній юрі (пізньокімерійська фаза) відбулось складко-, а потім і гороутворення, яке супроводжувалось потужним гранітоїдним магматизмом. З останнім пов'язані дуже багаті поклади золота, олова, вольфраму, молібдену та інших корисних копалин басейнів Колими та Індігирки. Одночасно на межі із Сибірською платформою закладається Передверхоянський крайовий прогин, який виповнюється моласами, нафтоносними та вугленосними породами (Ленський вугільний басейн). На цій території сформувалися хребти Верхоянський, Джугджур, Колимський, Черського, Анадирський. Мезозойським гороутворенням були сформовані також хребти Сіхоте-Аліню в межах однойменної або Далекосхідної області (рис. 54). У пізній крейді по східній околиці Верхояно-Чукотської та Далекосхідної областей відбувалося формування крайового вулканічного Охотсько-Чукотського поясу. Пояс складений андезитами, андезитобазальтами, базальтами, приурочений до глибинного тектонічного шва і маркує активну континентальну окраїну андського типу.

Наведені гірсько-складчасті структури обох областей причленились зі сходу до Лавразії, наростивши її в розмірах у той час, коли на заході відбувалась деструкція цього пізньопалеозойського континенту.

Східно-Тихоокеанський пояс. Кордильєрська геосинклінальна область цього поясу набула орогенної стадії розвитку після невадійської фази (Із). Особливо інтенсивними були горотвірні процеси в пізній крейді, коли закінчилось оформлення гірських масивів Аляски, Кордильєр та Скелястих гір. Складчастість у Кордильєрах супроводжувалась вторгненням гранітних батолітів від Аляски до Каліфорнії. З останніми пов'язані відомі родовища золота, поліметалів, урану. Згідно з мобілістськими уявленнями, утворення Кордильєр зумовлене зіткненням Північно-Американської літосферної плити з острівними дугами, які простягались уздовж східнотихоокеанського узбережжя обох Америк.

Мезозойський орогенез призвів до відмирання геосинклінального режиму на значних територіях Середземноморського та обох Тихоокеанських поясів.

Однак утворені мезозойські структури можна називати молодими платформами лише умовно, точніше їх слід називати "параплатформами", тобто близькими до платформ. Протягом кайнозою в їхніх межах відбувалося згладжування рельєфу. Процесів, типових для платформ, поки що не спостерігалось.

Розвиток платформ. На Східно-Європейській платформі трансгресія йшла з боку океану Тетіс і досягла максимуму в пізній юрі, коли широкий субмеридіональний прогин сполучив тропічний Тетіс із Арктичним басейном. В умовах морського мілководдя на значних площах відклались одноманітні темні глини, піски і фосфорити. Наприкінці юри спостерігалась незначна регресія, а крейдовий період ознаменувався на платформі новою трансгресією. В ранній крейді відкладались піщано-глинисті товщі з фосфоритами в Поволжі, Підмосков'ї, в Прикаспії. У другій половині крейдового періоду морем вкривалась лише південна частина платформи. Тут розміщувався субширотний басейн, який входив до складу Тетісу. Зауважимо, що пізня крейда — це час однієї з дуже великих трансгресій в історії Землі. Тетіс у цей час досяг максимальних розмірів і затоплював всю територію Середземноморського поясу, великі площі Східно-Європейської та Африкано-Аравійської платформ. У пізньокрейдових морях різко зросла роль карбонатного осадконагромадження, відкладались здебільшого крейдоподібні вапняки, писальна крейда, мергелі, карбонатні глини.

Наприкінці крейди територію платформи охоплюють підняття і регресія моря, яке лишалось лише на Україні й Поволжі.

Сибірська платформа. Дуже потужна (до 4,5 км) вугленосна серія відклалась у западинах Алданського щита — юрсько-нижньокрейдвий Південно-Якутський басейн.

В юрі відбулося розділення Гондвани на два блоки: Африку, Індостан і Південну Америку з одного боку і Австралію та Антарктиду — з другого. Між ними виник вузький грабеноподібний басейн (типу сучасного Червоного моря), який, поступово розширюючись, формував западину Індійського океану. В крейдовому періоді рифтоутворення зумовлює розділення Південної Америки і Африки — починає формуватись Південна Атлантика, яка наприкінці крейди об'єднується з Північною, утворюючи єдиний Атлантичний океан. Об'єднані поки що Австралія й Антарктида пересуваються на південний схід від Африки. Роз'єднання їх відбулося аж у середині палеогену. Індостан рухається на північ, а Африка, дещо повернувшись, насувається на Тетіс, що в подальшому спричинить складкоутворення в існуючих там геосинклінальних системах. У

пізній юрі почалося розкриття Північного Льодовитого океану. Отже, з мезозою починається історія трьох нових океанів: Індійського, Атлантичного і Північного Льодовитого, три- ває розвиток Тихого океану і Тетісу.

Клімат. Гумідизація продовжувалась й у ранній та середній юрі. Встановлюється таласократичний режим. На великих територіях клімат був тропічний і так званий "ослаблений тропічний" — близький до сучасного субтропічного, без прохолодних зимових сезонів. Аридні зони сильно скорочуються. Посушливі умови зберігались на півдні Європи, в Північній Америці, північній Африці, Китаї. Середньорічні температури, встановлені за рострами белемнітів, для середньої юри становлять для Карпатського басейну 19-22,5°C, для Кавказького — 22-27 °C. У пізній юрі спостерігається загальна аридизація клімату, зумовлена, очевидно, тектонічними рухами невадійської фази мезозойського орогенезу.

У крейдовому періоді при збереженні таласократичного режиму і порівняно теплих умов спостерігались незначні сезонні коливання температур. Загальне пом'якшення клімату ще в юрському періоді призвело до того, що справжніх пустель ні в юрі, ні в крейді не існувало. Аридні зони того часу швидше нагадували сучасні тропічні савани. Екваторіальні умови склалися на півночі Південно-Американського і в центральній частині Африканського материків, в Індостані. Аридні зони північного і південного тропічних поясів не виходили за межі 30 °пн. ш. і 30 °пд. ш. Через похолодання в середній і пізній крейді розширились пояси субтропічного і помірних кліматів. Причиною похолодань вважають зменшення загальної кількості CO₂ в атмосфері і поступове наближення полюсів до материкового суходолу. Однак льодових покривів на той час не зафіксовано. Різниця температур приекваторіальних і полярних широт не перевищувала 10-15°, тоді як нині вона становить майже 30 °C. В пізній крейді спостерігалась нова аридизація клімату і подальша його термічна диференціація.

У цілому ж клімати мезозою були слабо диференційованими.

Для мезозою виділено лише два термічних типи клімату: тропічний і бореальний.

Тропічний клімат був близьким до відповідного сучасного, а бореальний — був ослабленим тропічним. Середньорічні температури тропічного клімату не виходили за межі 25.-28 °C, тоді як у бореальному коливались у межах 12-24 °C.

Атмосфера мезозою містила більше пари води та вуглекислого газу, ніж кайнозойська, а відношення CO₂ :O₂ періодично змінювалось, зростаючи в аридні епохи і спадаючи в гумідні. Загальна тенденція еволюції клімату виявилась у певному похолоданні й посиленні сонячності.

Еволюція рослинного і тваринного світу юрського і крейдового періоду. Сприятливі кліматичні умови, які встановилися у мезозойській ері, особливо в юрському та крейдовому періодах, спричинили бурхливий розвиток органічного світу морів і континентів.

На суходолі серед рослин панівне становище посідали голонасінні (мезофітна ера розвитку рослин). Особливого поширення набули гінкгові — великі дерева заввишки до 30 м, з гіллястою кроною і великим віялоподібним листям. Переживши у мезозої свій розквіт, гінкгові, як реліктові форми, відомі й нині. Розвивались хвойні, серед яких наприкінці крейди були форми, близькі до сучасних, — секвойя, сосна, ялина. Важливе значення мали цикадові і бенетитові. Цикадові, або сагові, відомі з тріасу, розвиваються й нині. Бенетитові вимерли наприкінці крейди, вважають, що в них із покритонасінними були спільні предки в юрському періоді.

Для ранньої та середньої юри виділяють у Євразії три флористичні зони:

- сибірська, або зона хвойно-гінкгових лісів. Тут росли дерева з річними кільцями, листопадні форми. Зона поширювалась на Шпіцберген, Землю Франца Йосифа, північ Східно-Європейської рівнини, Урал, Сибір, Монголію і Забайкалля;
- перехідна, або зона змішаних цикадофіто-хвойногінкгових лісів, охоплювала вузьку смугу від Скандинавії, Прибалтики, через південь Східно-Європейської рівнини, Середню і Центральну Азію до Центрального Китаю і Японії;
- південна, або зона максимального розвитку цикадових, теплолюбивих папоротей, бенетитових, хвощових, рідше гінкгових, хвойних. Це тропічна і субтропічна зона, яка відома в Західній і Середній Європі, на півдні Середньої Азії, в Індостані, Індокитаї і Південному Китаї.

Взагалі ж відмінності між геоботанічними зонами в юрі мали швидше кількісний, ніж якісний характер, тобто в кожній зоні відомі всі основні представники флори, різниця була лише в перевазі тих чи інших форм у межах певних зон. Така відносна одноманітність ранньо-середньоюрської флори пов'язується зі слабкою контрастністю тогочасного клімату, як термічною, так і за зволоженістю.

Наприкінці юрського періоду з'являються, а наприкінці крейди вже починають відігравати провідну роль серед наземної рослинності покритонасінні, або квіткові рослини (починається кайнофітна ера розвитку рослин). У крейді поширені такі їхні представники, як магнолії, лаври, платани, троходендрони, евкаліпти, дуби. Покритонасінні були пристосованішими до умов континентального

клімату: меншої вологості, сезонних коливань температури і опадів, більшої інтенсивності сонячної радіації, мали деякі переваги в будові судинної системи, що врешті-решт дало змогу їм витіснити вологолюбних папоротей, гінкгових та інших голонасінних рослин. Серед останніх велике поширення в ранній крейді мали хвойні, які в цей час пережили пік своєї різноманітності.

Із морських безхребетних в мезозої найвідоміші головоногі молюски — амоніти та белемніти. Крім них, розвивалися двостулкові і черевоногі молюски, корали, губки, морські їжаки, найпростіші.

На шельфах морів, починаючи з середини юрського періоду, досить чітко виділяються дві зоогеографічні провінції.

- тропічна, або середземноморська;
- бореальна.

Зональні відмінності виявлялися в загальному збідненні складу фаун у північному напрямку, оскільки основу їх в кожній зоні становили одні й ті самі групи безхребетних. Крім того, в бореальній зоні були відсутні шестипроменеві корали, характерні для морів тропічного Тетісу, і, навпаки, поширені деякі двостулкові та головоногі молюски.

Амфібії у мезозої були доживаючими формами. Вони були витіснені з суходолу і морів рептиліями. Останні стегоцефали вимерли наприкінці тріасу. Мезозой інколи називають "віком рептилій", які панували тоді на суходолі, в морях та в повітрі. Відповідно розвивались три гілки рептилій: водна (мезозаври, плезіозаври, крокодили, іхтіозаври і ін.), наземна (динозаври) і повітряна (крилаті ящери) (рис. 4.1). Предковою формою цих трьох гілок рептилій вважають представників підкласу архозаврів — текодонтів, двоногих ящерів (передні кінцівки недорозвинуті), які жили в тріасі і походять від котилозаврів. Останні в тріасі вимерли, як і звірозубі рептилії, що дали початок примітивним ссавцям.

Дуже цікавою була група динозаврів (у перекладі — жахливі ящери). За будовою таза вони поділялись на ящеротазових і птахотазових. Серед перших були хижі і травоїдні форми; птахотазові — суто травоїдні. Динозаври були найбільшими тваринами за всю історію Землі. Пересувалися вони на двох або чотирьох кінцівках, за п'яту точку опори правив могутній хвіст. Вели наземний та напівводний спосіб життя. Так, юрський диплодок — дводум (названий так тому, що мав два мозки — один, менший, в голові, інший — у тазовій частині), досягав у довжину 30 м, мав масивні ноги, довгу гнучку шию і маленьку голову, важив до 40 т і жив по берегах водойм. З травоїдних відомі також брахіозавр (плечистий ящер) завдовжки 26 м, заввишки 12 м і вагою 50 т, бронтозавр. Однак найбільшим був динозавр, кістки якого знайдено 1979 р. у штаті Колорадо (США). Його назвали ультразавром — за реконструкцією довжина його становила 27 м, а жива маса — 80 т. Всі зазначені динозаври вели напівводний

спосіб життя, подібно до сучасних бегемотів. Вважають, що вони забредали в водойми на глибину 4-5, а деякі і 7-8 м. На переважне перебування у воді цих гігантів вказує будова їхнього скелета. Перебування у воді рятувало їх від нападу великих сухопутних хижаків.

Птахотазові динозаври поділялись на групи: птахоногі динозаври, стегозаври (панцирні динозаври) і рогаті динозаври.

До птахоногих належали зауролофи, ігуанодони і качконосі динозаври. Ігуанодон, наприклад, пересувався на двох кінцівках, у висоту досягав 5 м, а в довжину — 10 м. Задні ноги були трипалими, напівкопитного характеру, що давало змогу йому ходити по заболочених місцях чи по мулистому дну водойм. Кінець морди покривав роговий чохол, як у птахів дзьоб.

Стегозаври мали на спині кістяні ножоподібні пластини, які відігравали захисні функції. Вони вели повністю сухопутний спосіб життя і пересувались на чотирьох кінцівках. Рогаті ящери нагадували сучасних носорогів, у довжину досягали 6 м, голову їх вкривав кістяний "комірець". На голові були один, два, три роги. Наприклад, трицера-топс, який жив у крейдовому періоді, був трирогий, а стиракозавр мав півметровий ріг на носі і шість гострих шипів, які розмішувались півколом на краю кістяного комірця.

Найбільшими хижаками за всю історію Землі були представники ящеротазових — тиранозавр (цар-ящер) і тарбозавр, крейдові форми. Пересувались ці хижаки на двох задніх кінцівках, спираючись на сильний хвіст, передні кінцівки були вкорочені, ними розривали їжу. Висота ящерів досягала 12 м. Щелепи були обсажені гострими кинджа-лоподібними зубами.

Динозаври розмножувались, відкладаючи яйця в пісок, як сучасні крокодили. Деякі представники їх (із трав'янистих) вели, очевидно, стадний спосіб життя, на що вказують знахідки скупчених численних відбитків слідів (наприклад, на плато Кугітанг у Туркменістані).

Місцем, звідки динозаври поширилися по всій планеті, на думку деяких дослідників, є пустеля Гобі — там найчастіше трапляються рештки цих тварин. Взагалі ж, якщо середовищем розселення динозаврів у юрі та ранній крейді були здебільшого приморські рівнини, то в пізній крейді вони тяжіють до периферій аридних зон, заселяючи узбережжя внутрішньоконтинентальних водойм — озер, річок, стариць, дельт, відкриті саванні простори. Знахідки динозаврових фаун відомі в багатьох місцях планети: у Європі, Західному Сибіру, Середній Азії, Монголії, Північно-Східному Китаї, Індії, Північній Америці тощо.



Рис. 4.1. Основні представники хребетних періоду юри:
 а — Ichtyosaurus; б — Plesiosaurus; в — Brontosaurus; г — Coelocaudon;
 д — Stegosaurus; е — Pterodactylus; є — Archaeopteryx

Серед водних рептилій найвідоміші плезіозаври та іхтіозаври. Плезіозавр мав моржоподібне тіло (7-12 м) з кінцівками у вигляді плавників, довгою тонкою шиєю, яка закінчувалась маленькою головою. Жив у юрському та крейдовому періодах. Іхтіозаври мали ідеально пристосоване до плавання тіло, ластоподібні кінцівки, зубасту пащу. Були подібні як до риб, так і до дельфінів. Народжували живе потомство і посідали панівне становище в морях протягом усього мезозою.

У юрському і крейдовому періодах ящери завоювали і повітряний простір. У крилатих ящерів (найвідоміші представники: рамфорінх, птеродактиль та птеранодон) передні кінцівки були перетворені на крила — шкіряні перепонки. Кістки були порожніми, щелепи — з гострими зубами. Живилися переважно рибою та комахами, тому селились на прибережних скелях. Відомі як дрібні форми, розміром з горобця, так і дуже великі. Так, у штаті Техас (США) виявлено під час розкопок кістки літаючого ящера з розмахом крил 15,5 м.

Рептилії в мезозої дали початок птахам і ссавцям. Із давніх птахів поки що виявлено лише один рід — археоптерикс, знайдений у Баварії (Німеччина) у відкладах верхньої юри. Археоптерикс мав ще багато ознак ящерів. Він взагалі був дуже подібним до маленького динозавра, лише покритого пір'ям. Голову його вкривала луска, на щелепах збереглися міцні конічні зуби. На крилах було по три вільних пальці, якими він чіплявся за гілки дерев. Крила археоптерикса мало чим відрізнялись від крил сучасних птахів.

Зав- більшки він був, як голуб, і важив близько 200 г.

У крейдовому періоді жили вже й нові птахи, близькі до сучасних. Це — іхтіорніс і гесперорніс. У них ще зберігалась зубаста паща, але скелет був подібний до скелета сучасних птахів (рис. 4.2).

Перші ссавці, як уже було зазначено, відомі з тріасу. Вони були невеличкі за розмірами і, очевидно, сумчасті. Жили на землі, лазили по деревах і живилися комахами та дрібними рептиліями. Протягом майже 150 млн р. після своєї появи ссавці перебували ніби в тіні рептилій, на другорядних ролях. І лише вимирання останніх у пізній крейді відкрило їм шлях до бурхливої еволюції, яка припала вже на кайнозой.

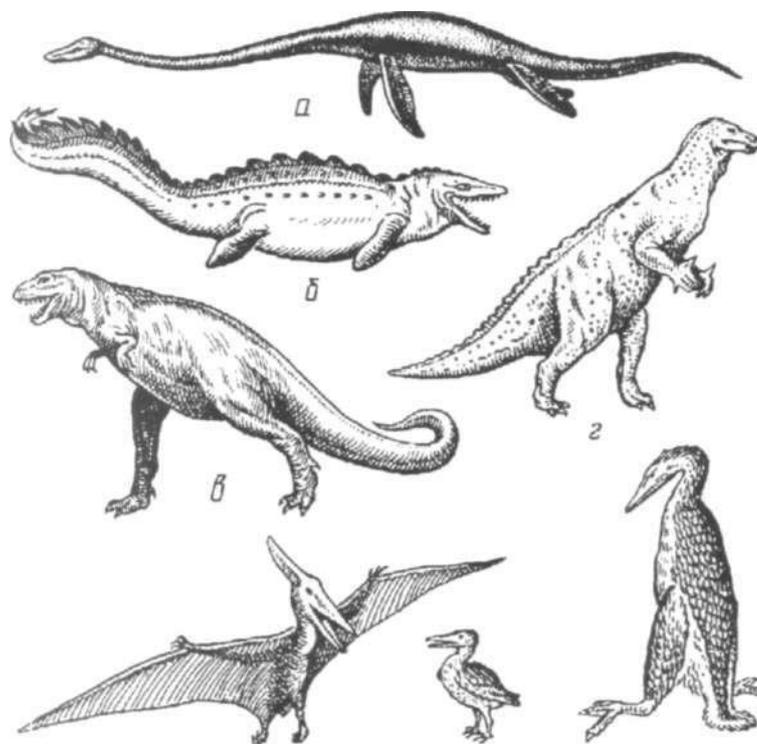


Рис. 4.2. Основні представники хребетних періоду крейди:
а — Mososaurus; б — Tylosaurus; в — Tyrannosaurus; г — Iguanodon;
д — Pteranodon; е — Ichthyornis; е — Hesperornis

З середини крейдового періоду ставалися суттєві зміни в складі органічного світу Землі: відбувалося так зване, "велике вимирання" організмів. На великих просторах планети зникли голонасінні, витіснені покритонасінними, в морях вимерли амоніти, які на цей час досягали гігантських розмірів, щезла величезна більшість рептилій, зокрема, їх водні форми (за окремими винятками), крилаті ящери, динозаври.

Загадка вимирання наприкінці крейдового періоду такої великої і численної групи організмів, як динозаври, до цього часу не розгадана. Причому вимирання відбулося за порівняно короткий, за геологічними мірками, проміжок часу — протягом одного мільйона

років (інші дослідники наводять інші дані 2...3 млн р.).

Досить поширена гіпотеза, що пояснює причини вимирання динозаврів, подіями мезозойського орогенезу, які призвели до зміни кліматичних умов на Землі й характеру рослинності. Осушилися величезні території з м'якою і соковитою травою, на зміну якій прийшли сухі, жорсткі рослини. Травоїдним ящерам не вистачало їжі, крім того, зуби їх не були пристосовані до нової їжі. Вимирання травоїдних форм зумовило зникнення хижих ящерів. До цього додалось похолодання клімату, що згубно впливало на холонокровних ящерів. Однак залишається незрозумілим, чому за змінення умов динозаври не змогли мігрувати в теплі тропічні зони, які існували у крейдово-му періоді.

Цікавою видається версія, яка пов'язує вимирання мезозойських гігантів зі зміною вмісту мікроелементів у довколишньому середовищі. Так, зовсім недавно фізик каліфорнійського університету Л. Альварес та його сингеолог У. Альварес визначили, що в пограничному шарі між крейдовими і палеогеновими відкладами з віком близько 65 млн р. різко збільшений, порівняно з фоновим, вміст важкого металу іридію — від 30 до 200 разів. Іридій, як і інші важкі метали, отруйний для тварин. Підвищену концентрацію іридію, яка спостерігається в аналогічних відкладах на різних ділянках Землі, пов'язують із падінням на Землю комети, астероїда або великого метеорита, які мали високий вміст цього металу. Падіння їх могло спричинити внаслідок вибуху не тільки розсіювання іридію по планеті, а й різку зміну умов життя на поверхні й у атмосфері Землі.

Британський палеонтолог Т. Свейн відстоює гіпотезу, згідно з якою динозаврів згубила зміна рослинності наприкінці крейди. З'явилися покритонасінні, які містять такі алкалоїди, як стрихнін і морфін. А оскільки ящери вживали в їжу величезну кількість рослинної їжі, то вони труїлися цими речовинами.

Існує ще ціла низка цікавих гіпотез, втім проблема до цього часу залишається відкритою.

Найсуттєвіші події в біосфері мезозойської ери:

- Панівними серед рослинності є голонасінні, які в пізній крейді витісняються покритонасінними.

- В тваринному світі морів та континентів домінують роль відіграють рептилії, які в тріасовому періоді дають початок ссавцям, а в юрському — першим птахам.

- Важливою подією в крейдовому періоді був масовий розвиток у морях форамініфер, що спричинило нагромадження потужних карбонатних товщ, зокрема крейди, крейдоподібних вапняків. Можливо, зв'язування цими організмами вуглекислого газу атмосфери і гідросфери в органогенні карбонатні породи зумовило і

зменшення його вмісту в атмосфері, що, в свою чергу, змінило кліматичні умови і замінило голонасінні рослини покритонасінними.

• Вимирання в пізній крейді дуже поширених мезозойських груп тварин: динозаврів, птерозаврів (крилатих ящерів), морських рептилій, амонітів, белемнітів, деяких двостулок (іноцерамів), а також великої кількості сумчас- тих, акул, брахіопод тощо, що в цілому, незважаючи на конкретні можливі причини таких вимирань, свідчить про суттєву дестабілізацію умов існування і порушення структури крейдових екосистем, які перевищували їхні регене- раційні можливості.

IV.4.1. Кайнозойська історія розвитку Землі

Кайнозой включає три системи (або періоди):

- Палеогеновий період;
- Неогеновий період;
- Четвертинний період (антропогенний).

Еволюція земної кори в кайнозої. Кайнозойський етап почався 65 млн р. тому і охоплює три періоди:

- палеогеновий;
- неогеновий;
- антропогеновий (четвертинний).

Останній, антропогеновий період відрізняється від попередніх цілою низкою характерних ознак: короткотри- валість порівняно з давнішими періодами (1,7...2 млн р.), різкі й численні коливання клімату, широкий розвиток наземних зледенінь (через це його інколи називають льодовиковим), поява та еволюція людини, її матеріальної куль- тури. Крім того, специфічними особливостями вирізняються й утворені в цей час осадки: майже повсюдне поширення, незначна потужність, швидка фаціальна мінливість по вер- тикалі й горизонталі, незцементованість тощо. Крім того, саме за антропогену сформувалися основні риси сучасного рельєфу, сучасні ландшафти та біоценози планети.

У кайнозої геосинклінальний режим зберігався лише в Середземноморському та обох Тихоокеанських поясах.

У Середземноморському поясі розвивались геосинклінальні системи, закладені в мезозої. Внаслідок подальшого зближення Африкано- Аравійської плити з Євразією океан Тетіс продовжував скорочуватись. До олігоцену вздовж південного краю Євразії розміщувались зони субдукції, в яких поглиналась океанічна кора. З олігоцену розвиток геосинклінальних систем Альпійсько-Гімалайської області відбувається вже в умовах зіткнення, колізії континентальних брил, що супроводжується формуванням складчасто-насувних і покривних структур, гірського рельєфу, шар'яжів та континентального вулканізму. Загальне стискання спричиняє звуження структурно-

фаціальних зон та зміни їх конфігурації. Так, обчислено, що ширина Альп до стискання становила 600-1200 км. Нині їхня ширина становить приблизно 150 км; палеомагнітні Дані вказують також на зближення Великого і Малого Кавказу з пізньої крейди майже на 700 км. Утворення гірських хребтів Альпійсько-Гімалайської області супро- воджувалось закладанням на стику їх з молодими чи давніми платформами передових (крайових) прогинів, які виповнювались грубоуламковими моласами — продуктами руйнування сусідніх гірських масивів, а також соленосними та нафтогазоносними формаціями.

Так, на місці сучасних Альп у палеогені існувало кілька прогинів дугоподібної форми, в яких нагромаджувалися морські теригенні і карбонатні відклади. Наприкінці палеогену (в олігоцені) почалися складко- й горотвірні процеси альпійського орогенезу, які перетворили Альпи на складчасту гірську країну — Альпи набули орогенної стадії свого розвитку, яка триває і нині. У неогені вздовж північного схилу Альп заклався і заповнювався континентальними грубоуламковими відкладами до середини періоду Передальпійський крайовий прогин. Одночасно в Альпах утворилися потужні насуви — шар'яжі.

Подібним чином відбувалися події й у більшості інших геосинклінальних систем Альпійсько-Гімалайської області. У Карпатах геосинклінальні прогини в палеогені заповнювались піщано-глинистим флішем. На початку неогену (в міоцені) відбувалися складко- і горотвірні процеси. На межі із Східно-Європейською платформою виник і почав заповнюватися (спершу моласовими, а потім — нафтогазоносними та соленосними відкладами) Передкарпатський крайовий прогин. Розвиток Карпат триває і нині, про що свідчать, зокрема, періодичні землетруси в межах цієї гірської країни, наприклад, у масиві Вранча в Румунії.

На Кавказі в палеогеновому періоді осадконагромадження відбувалось у прогинах, що були розташовані північніше й південніше підняття Головного Кавказького хребта. В північному прогині відкладались глинисто-карбонатні мули і вапнисті глини з прошарками пісків (міогеосинкліналь), у південному прогині — флішоїдні товщі. На території Малого Кавказу і на суміжних територіях Туреччини, Ірану, Афганістану відкладались осадово-вулканогенні формації. В олігоцені почалося формування гірського рельєфу як на Великому, так і на Малому Кавказі. На півночі виник Передкавказький крайовий прогин, який існував до кінця неогену і був виповнений нафтогазоносними моласами.

Отже, наприкінці палеогену — на початку неогену в межах Альпійсько-Гімалайської області сформувалась ціла низка молодих гірських систем: Піренеї, Андалузські гори, Альпи, Апенніни, Динарські гори, північна частина Атласу, Карпати, Балкани, гори

Малої Азії, Кримські гори, Великий та Малий Кавказ, Ельбурс, Копетдаг, Памір, Гіндукуш, Загрос, Гімалаї. Вздовж цих систем на межі з платформами формувалися крайові прогини (Передальпійський, Передкарпатський, Передкавказький, Передкопетдазький, Передпамірський), виповнені переважно грубоуламковими та нафтогазоносними відкладами (рис. 58). Гороутворення супроводжувалося магматизмом — у другій половині неогену виникли такі відомі вулканічні споруди Середземномор'я, як Етна, вулкани Ліпарських островів, Ельбурс, Казбек тощо, спостерігалось також вторгнення кислих інтрузій, наприклад, на Кавказі, в Малій Азії та інших районах.

Океан Тетіс, який до кінця палеогену ще охоплював великі території між Африкою та Євразією, з початком альпійського орогенезу розпадається на два басейни: північний — Паратетіс, який затоплював південну окраїну Східно-Європейської платформи та Скіфську плиту, і південний — власне Тетіс, що охоплював Середземномор'я. Наприкінці міоцену підняттям у районі Гібралтару південний басейн було ізольовано від Атлантичного океану. На його місці утворилися великі засолені лагуни, в яких нагромаджувались товщі гіпсів, ангідритів, солей. Такі відклади сформувалися тоді також у Передкарпатті, Закарпатті, на Малому Кавказі. Перемичка на місці Гібралтару періодично відкривалась і тоді води Атлантики затоплювали котловину Середземного моря. В періоди осушення круті схили моря прорізувались глибокими каньйонами річок, які впадали у нього. Прикладом такого каньйону є підводне продовження р. Ніл, яке, заповнене осадками, простежується далеко від дельти. В пліоцені зв'язок Тетісу з океаном відновився.

Паратетіс у середині міоцену покривав Волино-Подільську плиту, південь Східно-Європейської платформи, Скіфську і Туранську плити. В подальшому його еволюція проходила через утворення великого солонуватоводного Сарматського озера-моря, потім — в кінці міоцену — Меотичного моря і Понтичного — на початку пліоцену. В пліоцені підняття в межах Карпат та Кавказу призвели до розпаду цього морського басейну на нині існуючі водойми: моря Угорське (його релікт відомий як озеро Балатон), Чорне, Азовське, Каспійське та Аральське. Південний басейн розпався на моря Егейське, Адріатичне, Іонічне, Тірренське та Середземне.

У Західно-Тихоокеанському поясі в межах областей Східно-Азіатської, Індонезійської та Меланезійської відбулось підняття островних дуг, формування глибоководних жолобів та окраїнних морів. Ця територія, куди входять Коряцьке нагір'я, півострів Камчатка, о. Сахалін, Курильські, Японські, Філіппінські острови, Нова Гвінея, Нова Зеландія, Соломонові острови, Нові Гебриди і Нова Каледонія перебуває тепер на головному геосинклінальному етапі розвитку (стадія островних дуг) і розглядається багатьма тектоністами

як сучасна модель геосинкліналей (евгеосинклінальні зони). В окраїнних морях та глибоководних жолобах відбувається потужне осадконагромадження, яке супроводжується наземним та підводним вулканізмом, інтенсивними сейсмічними явищами. В зонах ВЗБ уздовж острівних дуг відбувається поглинання океанічної кори (субдукція). Острівні дуги та окраїнні моря західної периферії Тихого океану були сформовані в близькому до сучасного вигляді вже на початку неогену.

У Східно-Тихоокеанському поясі альпійським гороутворенням було охоплено дві області: Берегових хребтів (південне узбережжя Аляски й Берегові хребти в Каліфорнії) та Андійська (гори Центральної Америки, Великі й Малі Антилські острови, Анди). Орогенний етап у них незавершений, хоча початок його, наприклад в Андах, належить ще до раннього кайнозою. Вздовж високогірної області Анд з боку Тихого океану розвивається глибоководний прогин (Перуанський жолоб), в якому в кайнозої відклались потужні осадові товщі.

Розвиток платформ. Короткочасна регресія наприкінці крейди в палеогені змінилася широкою трансгресією, максимум якої припадає на еоцен. Це була остання велика трансгресія в історії Землі. Морем, яке трансгресувало з боку Тетісу, покривалися значні території Західно-Європейської плити, південь Східноєвропейської платформи, Скіфська і Туранська плити. Морем було покрито і епігерцинську Західно-Сибірську плиту. Через Тургайську протоку море Західного Сибіру получалось із морськими басейнами Тетісу. З олігоцену

Західний Сибір осушується і на місці моря залишається заболочена рівнина.

Взагалі олігоценова епоха — це час глобальної регресії, коли звільняються від моря великі території як Євразії, так і Північної Америки.

Регресія, яка охопила і весь неоген, була прямим наслідком альпійського орогенезу і призвела до поширення в цей час переважно континентальних осадків. Так, Східно-європейська платформа покривалась мілководними морями лише на півдні, де відкладалися піски, глини і карбонатні мули. Крім того, з неогеновою регресією пов'язують загальне похолодання у високих і середніх широтах, зростання Антарктичного льодовика та зледеніння у північній півкулі.

Значного поширення в неогені набули процеси епіплатформеного орогенезу, якими було охоплено ділянки давніх платформ, епіпалеозойських плит та мезозоїд. Наслідком цих процесів було створення на місці старих складчастих гірських систем, на той час уже сильно зруйнованих, молодих гір, названих складчасто-бриловими, або відновленими. В такий спосіб формувався сучасний

гірський рельєф Тянь-Шаню, Алтаю, Саян, Судет, Аппалачів, Скелястих гір тощо. Процеси епіплатформеного орогенезу часто супроводжувались інтенсивним базальтовим та андезитовим вулканізмом і рифтоутворенням. У мезозойській Верхояно-Чукотській області бриловими рухами наприкінці неогену (пліоцен) було створено гірські споруди Верхоянського хребта, хребта Черського, а загальне підняття спричинило утворення перемички (сухопутного моста) між Чукоткою та Аляскою — виникла "суша Берінгія", по якій проходило змішування фаун Євразійського і Північно-Американського материків. Це було вже друге об'єднання цих материків «сушею Берінгія» — перше відбулося ще наприкінці крейди. Отже, в північній півкулі спостерігається тенденція до збільшення площі, зайнятої континентами, до їх об'єднання, тоді як у південній тривають процеси розпаду Гондвани і зростання океанських акваторій.

У палеогені повністю роз'єдналися Індія, Австралія та Антарктида.

Індія пересунулася майже на 8000 км на північ і в олігоцені зіткнулася із Євразійською плитою, наслідком чого було закриття східної частини Тетису і формування Гімалаїв. Австралія мігрувала на північний схід, обертаючись проти годинникової стрілки, Антарктида — на південь до свого сучасного положення. В середині палеогену повністю переривається континентальний зв'язок між Африкою і Південною Америкою.

Грандіозні геологічні події відбувалися в Африці. На початку неогену в її східній частині формувалися склепінчасто-брилові підняття, в осьовій частині яких закладалися так звані Великі Африканські рифти. Вони простяглися в меридіональному напрямку майже на 6500 км від Туреччини до річки Замбезі на півдні Африки. Рифти заповнені водою озер Рудольф, Ньяса, Танганьїка, Мертвого і Червоного морів, Аденської і Суецької заток. Рифтоутворення в Африці супроводжувалось інтенсивним базальтовим вулканізмом, який триває й досі (вулкани Кенія, Кіліманджаро, Меру, Карасімба тощо). По утворених рифтах розчленовується Африканський континент, як раніше Гондвана. Втім, якщо рифти Східної Африки належать до континентальних, то рифт Червоного моря — міжконтинентальний. Континентальна кора в ньому розірвана і заміщена океанічною, а середня швидкість розширення рифта за останні 25 млн р. становить 0,75 см/рік.

Подібні до Східної Африки структури утворювались і на інших ділянках земної кори. Наприклад, на південь від Сибірської платформи в олігоцені—неогені оформилось Байкальське склепінчасте підняття, в периклінальній частині якого заклалась система кулісоподібно розташованих рифтів, одним із яких є відоме озеро Байкал. Кора під ним потоншена, тепловий потік у 2...3 рази вищий від фонового, дно

опускається зі швидкістю 0,6 см/рік, а розсувається — 0,2...0,3 см/рік.

Відома також велика Західно-Європейська рифтова система, закладена ще в мезозої, в якій, починаючи з еоцену, інтенсивно розвивався Верхньорейнський рифт тощо.

Отже, протягом альпійського тектонічного циклу, який почався з пізньої крейди і триває й нині, завершуюся формування сучасної структури земної кори. Потужні процеси альпійського складко- і гороутворення спричинили виникнення на місці Середземноморського поясу протяжної смуги гірських систем від Піренеїв до Гімалаїв і, як наслідок, закриття океану Тетіс. У Тихоокеанському поясі сформувались гірські споруди по східній периферії океану та системи островних дуг — країнних морів — по західній його околиці.

Рухи альпійського орогенезу зумовили резонансні підняття на територіях давніх і молодих платформ, що спричинило обширні регресії в неогеновому періоді, поширення континентальних відкладів та континентального клімату.

Процеси активізації платформ (епіплатформений орогенез), найінтенсивніші з кінця неогену, сприяли формуванню гірського рельєфу на молодих та давніх платформах і, як наслідок, підвищенню загальної висоти континентів. На окремих ділянках земної кори відбувалися процеси рифтогенезу. Протягом неотектонічного етапу альпійського тектонічного циклу (неоген-антропоген) в основному сформувався сучасний рельєф Землі.

Зміни палеогеографічних умов протягом кайнозою. Палеогеновий період — це час широких морських трансгресій, коли на значних територіях континентів, покритих мілководними морями, відкладалися переважно карбонатні осадки. Збідненість порід уламковим матеріалом дає змогу припускати слабку контрастність рельєфу континентів у палеоценову та еоценову епоху. Вважають, що на той час на Землі не існувало гірських систем, висо-та яких перевищувала б 3000 м. Зокрема, зовсім невисокими були ще Гімалаї, які не стримували поширення впливу Індійського мусону на внутрішні частини Азії. Очевидно, з цих причин клімат Землі в палеогеновому періоді був рівномірно теплим, слабо диференційованим термічно та без значних контрастів у розподілі атмосферних опадів. Тропічний і субтропічний клімат охоплював не тільки приекваторіальні райони, а й басейн сучасного Середземного моря, Передню Азію, південь Європи, частину Кавказу. В цих районах відомі прояви бокситів, марганцю та вугілля, наприклад, буровугільні родовища України і Кавказу, боксити Угорщини, марганцеві руди України і Кавказу тощо. Листопадні дерева росли на островах Канадського архіпелагу, на Шпіцбергені, в Гренландії. Північна межа вічнозелених лісів підіймалась до 56° пн. ш., а температура води Північного Льодовитого океану досягала 14 °С. Арктичної кліматичної

зони в північній півкулі, очс видно, взагалі не існувало, як не було і справжніх пустель. Зона помірно теплого клімату охоплювала більшу частину Азії, Північну Америку, Арктику. Середньорічна температура в еоцені для Європи становила 27°C. Взагалі ж усі кліматичні пояси були розташовані набагато північніше (у північній півкулі), ніж теперішні.

В олігоцену епоху у зв'язку з початком альпійських горотвірних процесів, а пізніше — й процесів епіплатформеного орогенезу, починаються широкі регресії, що розвиваються протягом усього неогену. До кінця цього періоду материки майже звільнилися від морів і поступово діставали сучасні обриси. Зростає контрастність рельєфу, виникають субширотні та субмеридіональні гірські масиви, які облямовують вирівняні ділянки платформ, збільшується питома вага уламкових порід в загальній масі відкладених осадків. Відповідно змінюються й кліматичні умови.

Загальне похолодання почалося вже з другої половини олігоцену. Через утворення протоки між Австралією та Антарктидою в олігоцені сформувалася Антарктична циркумполярна течія, що відіграла суттєву роль у розвитку наземного зледеніння на цьому материку. У північній півкулі похолодання відбувалося нерівномірно — так, межа тропічного поясу за період палеоген-неоген змістилась в Європі на південь на 20°, а на Далекому Сході — на 7-8°. З похолоданням посилювалась контрастність клімату — зростали температурні відмінності між літом і зимою, скорочувалась загальна кількість атмосферних опадів, урізноманітнювався їх розподіл. В аридних зонах савани й степи змінювалися напівпустелями. В пізньому пліоцені в Арктичному басейні з'являється лід, який відіграє важливу кліматоформувальну роль. Середньорічні температури Для північної півкулі становили в еоцені 20...22 °С, олігоцені — 20, міоцені — 17-19, у пліоцені — 14 °С.

В антропогені загальне похолодання призвело до великих наземних зледенінь у північній півкулі. Різкі коливання температури й вологості спричиняли чергування льодовикових і міжльодовикових епох у високих широтах і плювіальних (зволожених) та ксеротермічних (посушливих) кліматів У низьких широтах. Найпотужніші льодовики формувалися в районах з океанічним кліматом (Північно-Західна Європа, Північна Америка), в напрямку континенталізації клімату спостерігалось зменшення льодових покривів. З цих причин у Східному Сибіру, незважаючи на низькі середньорічні температури, зледеніння було розвинуте переважно в гірських районах, а на рівнинах розвивалась багатолітня мерзлота.

Північно-Американський льодовик складався із трьох щитів — Лаврентьєвського, Гренландського і Кордильєрського. Тут виділяють п'ять зледенінь, яким присвоєні назви американських штатів: небраска, канзас, ілінойс, айова, вісконсін. Під час останнього максимального зледеніння Північно-Американський материк

покривався льодом майже повністю.

В Європі центрами антропогенових зледенінь були Скандинавський півострів, Ірландія, Шотландія, Альпи. На території Руської рівнини виділяють шість великих зледенінь: березинське, окське, дніпровське, московське, ранньовалдайське та пізньовалдайське. Найбільшим був дніпровський льодовик (середній плейстоцен), який просувався на південь двома язиками — по Дніпру і по Дону. Дніпровський язик досягав широти сучасного м. Дніпропетровська, а Донський — широти м. Волгограда. Протяжність льодовикового покриву в дніпровську епоху від центра зародження у південному напрямку досягала 2200 км, у східному — 1500 км.

Самостійні центри зледенінь існували також на Новій Землі, Полярному Уралі, Північній Землі, Таймирі (рис. 59). В епохи зледенінь на льодовикових щитах розвивався клімат високогірних льодових пустель з середньорічними температурами 50.—60 °С. Тут формувались антициклони. В зонах, що безпосередньо прилягали до льодовиків (перигляціальних), клімат був сухим і холодним, з мерзлотними явищами в ґрунтах. Характерними утвореннями цих зон були леси та лесовидні суглинки — палево-жовті породи еолового походження. У лесах спостерігаються прошарки викопних ґрунтів, утворення яких пов'язують з епохами потеплінь і відступу льодовиків (міжльодовиків'ями). Клімат міжльодовикових епох був близьким до сучасного, а часом і теплішим та сухішим, ніж нині, на що вказують теплолюбні дерева, які поширювались у цей час далі на північ, ніж нині.

У перигляціальних зонах інтенсивно формувалися річкові долини. В льодовикові епохи великі маси талої води надходили в річкові долини, розширюючи їх, поглиблюючи русла. В міжльодовиків'я стік води з-під льодовиків різко спадав, і долини заповнювались алювієм. Потім відбулося нове похолодання, наступ льодовика і пов'язане з цим врізання русел тощо. Таким чином формувалися терасові рівні таких великих річок, як Дніпро, Дністер, Дон, Волга, Об, Єнісей тощо, кількість терас у них відповідає кількості льодовикових епох.

На півдні північного позатропічного простору (який охоплював і льодовикові та перигляціальні зони) розташовувалась плювіальна зона, для якої було характерним зволоження в льодовикові епохи та аридизація клімату в міжльодовиків'я. У плювіальні епохи підіймався рівень в озерах, повноводними ставали річки, зростала кількість атмосферних опадів. Такі умови в часи зледенінь спостерігалися в Присередземномор'ї, в Середній та Центральній Азії, Північному Китаї.

Тропічний та субтропічний клімат південної Азії та Європи різких змін у льодовикові епохи не зазнавав через захищеність високогірними спорудами Альпійсько-Гімалайської області. Якщо в приполярних

зонах зниження температури в льодовикові епохи досягало 12-15 °С, то в екваторіальній — всього 4-6 °С.

Останній, пізньовалдайський, льодовик відступив десь близько 10 тис. р. тому. Вслід за ним почалося загальне потепління, переміщення кліматичних зон у бік полюсів. Під час кліматичного оптимуму, який спостерігався близько 6000 р. тому, середньорічна температура в Європі була на 2-3 °С вища від сучасної, значна частина Арктики звільнилася від льоду, розтопився Скандинавський льодовик, зона лісів розширилась за рахунок скорочення тундри. З 2500 до 500 р. до н.е. відбувалося похолодання, відоме як суббореальне, коли у високих широтах зросла кількість льоду, а в аридних зонах знизився рівень озер. З 3500 р. до н.е. і до цього часу спостерігається відносно потепління, яке ускладнюється коливаннями вологості.

Причини антропогенових материкових зледенінь дискусійні. Один з поширених поглядів пояснює загальне похолодання в неогені та антропогені тектонічними процесами альпійського орогенезу та епіплатформним гороутворенням, наслідком яких було значне збільшення середньої висоти материків у антропогені, порівняно з початком кайнозою (зараз середня висота континентів становить 875 м, на початку кайнозою — 350-400 м). Крім того, враховується ізоляція Арктичного басейну внаслідок виникнення сухопутних мостів між Євразією та Північною Америкою на місці Берінгового моря ("суша Берінгія") та в північній частині Атлантики, що супроводжувалось припиненням припливу теплих вод з Тихого та Атлантичного океанів і зменшенням виносу льоду з Арктики. Періодичність зледенінь, у свою чергу, можна пояснити астрономічною гіпотезою К. Міланковича.

Еволюція біосфери в кайнозої. Впродовж кайнозою формувалася сучасний органічний світ морів і континентів, сучасні ландшафти та біоценози.

Панівне місце серед рослин посідають ще в другій половині крейди покритонасінні. В палеогені особливого поширення набувають трави — злаки, осокові, лілії, а також морські трави. Зауважимо, що деякі дослідники вважають, що трав'янисті покритонасінні — похідні від деревних форм. Отже, процес відбувався в напрямі: дерева - кущі - напівкущі — багатолітні трави - однолітні трави. Бурхлива еволюція трав починається вже з другої половини палеогену. Зміна деревних форм трав'янистими пов'язується із загальним похолоданням і континенталізацією клімату наприкінці палеогену — початку неогену.

Для палеогену властиві дві фітогеографічні провінції: тропічна та помірно тепла.

Тропічна рослинність заселяла великі території на півдні США, південь Європи, південь Східно-Європейської (Руської) рівнини до

широти м. Харкова, Південну і Центральну Азію південніше Тибету. Це так звана полтавська флора, до складу якої входили такі теплолюбні рослини, як пальми, лаври, олеандри, мірти, гладколисті дуби, бамбук, папороті, тис, араукарія.

Помірно тепла провінція розташовувалась північніше і охоплювала північ Північної Америки, Гренландію, північ Європи, центральну і північну частини Руської рівнини, Західний і Східний Сибір, Примор'я. Тут росла тургайська флора — переважно листопадні та хвойні дерева: клен, береза, бук, каштан, липа, магнолія, тис, ялина.

У неогені план фітогеографічної зональності в цілому зберігався, однак у зв'язку із похолоданням межі зон поступово зміщувались на південь. Так, уже в міоцені межа між помірно теплою та тропічною зонами проходила лінією: Передальпійська зона—Закавказзя—Кунь-Лунь -нижня течія Янцзи. В міоценових відкладах Причорномор'я трапляються рештки секвой, тисів, сосен, дубів, буків, беріз тощо, типових листопадних і хвойних дерев.

У північній півкулі вздовж північної межі аридної зони на місці широколистяних лісів і саван палеогену починають розвиватись типові степові угруповання рослин — відбувається так зване "велике остепніння рівнин". На північному сході Азії починається формування зони хвойних лісів (тайги). В пліоцені межа між тропічною та помірно теплою зонами опустилась на рубіж хр. Тавр-Гімалаї. Завершується формування тайги на північному сході Азії, в кінці епохи на арктичних островах з'являється тундрова рослинність — мохи, лишайники, карликові форми дерев. В антропогеновому періоді сформувались сучасні рослинні угруповання.

Серед морських безхребетних в кайнозої досягають розквіту двостулкові й черевоногі молюски, в палеогені бурхливо розвиваються найпростіші (нумуліти) — породотвірні організми. Відомі також губки, корали, голкошкірі тощо. У палеогені план і характер зоогеографічної зональності за фауною безхребетних зберігався таким самим, як і в пізній крейді. Виділяють тропічні Середземноморську та Індо-Малайську провінції, які охоплювали морські басейни Південної Європи, Південно-Західної та Південно-Східної Азії. Тут були поширені великі форамініфери (нумуліти тощо), колоніальні корали, морські їжаки та молюски.

Бореальна, помірно тепла область містила також дві провінції: Північно-Тихоокеанську (Японське, Охотське, Берінгове моря) та Західно-Сибірську (однойменний морський басейн). У першій переважала пелециподова фауна, у другій були поширені деякі форамініфери, радіолярії, діатомеї, кремнієві губки.

В неогені — антропогені зоогеографічна зональність принципівих змін не зазнала, лише межі зон зміщувались на південь, ставали складнішими та різкішими.

Кайнозой — вік ссавців. Ссавці широко розселилися як на суходолі, так і в морях. У палеогені розвинулись сумчасті, яких

поступово було витіснено плацентарними, збереглись вони переважно в Австралії завдяки її ізоляції. Фауну еоцену — раннього олігоцену називають бронтотерієвою за її характерним представником — бронтотерієм, що належав до непарнокопитних і був завбільшки із сучасного носорога, носові кістки якого утворювали широкі і довгі роги, покриті шкірою і часто розгалужені у вигляді вилки. Крім того, поширеними групами цієї фауни були амінодonti — масивні, коротконогі болотні тварини завбільшки із середнього чи великого носорога, а також та- піроподібні, свиноподібні, халікотерії тощо. Місця поширення бронтотерієвої фауни — заболочені низовини, заплави рівнинних річок, покриті густою і соковитою рослинністю, болотисті ліси тощо.

В олігоцені у периферичних частинах аридної зони Азії (Казахстан, Монголія, Західний Китай) та Південно-східної Європи поширюється індрикотерієва фауна — мешканці долинних лісів і боліт, а також саван на міжрічкових просторах. Типовий представник — гігантський безрогий носоріг індрикотерій, який був завдовжки 9 м, а заввишки — 6 м, живився корою і листям дерев, кочуючи по саванному дрібноліссю.

Індрикотерієву фауну складала також свиноподібні — антракотерії (вели напівводний спосіб життя) амінодonti — болотні носороги, тапіроподібні, риучі гризуни та ін. У ранньому і середньому міоцені формується так звана анхітерієва фауна, яка дістала назву від невеликого лісового коня — анхітерія. До цієї фауни належали різноманітні носороги, мастодонти (попередники сучасних слонів), свині, газелі, гризуни, олені-мунтжаки та ін.

У пізньому міоцені-пліоцені розвивається гіпаріонова фауна степів, саван, прерій, тобто мешканці відкритих трав'янистих просторів. Тут спостерігається переважання копитних: гіпаріони — невеликі трипалі тварини (завбільшки як осел), справжні носороги, давні коні, хоботні, антилопи, верблюди, олені, жирафи, бізони, із хижаків — шаблезубий тиф, гієни, з птахів — страуси. Найбільшими представниками цієї фауни були мастодонти та динотерії (хоботні). Рештки останніх знайдено, наприклад, у кількох місцях Поділля в породах неогенового віку.

Гіпаріонова фауна була поширена на значних просторах Південно-Східної і Середньої Європи, Малої Азії, Казахстану, півдня Західного Сибіру, Монголії, Китаї, Північній Індії.

Наприкінці неогену вже відомі сучасні коні, зебри, осли, гіпопотами, в морях — перші дельфінові, предки майбутніх китів, тюлені, моржі. В антропогені, в умовах тундри та лісотундри, прильодовикові райони населяють мамонти, шерстисті носороги, гігантські олені, тури, печерні ведмеді, песці, вівцебики, полярні зайці та ін. Ареал холодоловної фауни досяг максимуму в пізньому плейстоцені, коли мешканці тундрової зони (песці, полярні куропатки

тощо) поширювались аж до Кримського півострова.

У цілому ж еволюція фаун хребетних суходолу протягом кайнозою демонструє найтісніший зв'язок зі зміною загальних кліматичних умов на планеті — зони похолодання й посушення клімату були й основними осередками формування нових видів, досконаліших біологічно, які пізніше поширювались повсюдно, витісняючи архаїчні форми.

Завершальною і найвидатнішою подією в історії Землі була поява людини, якій передувала тривала еволюція в кайнозої приматів. Перші примати з'являються наприкінці крейдового періоду, вони поділяються на напівмавп і мавп.

Від напівмавп в еоцені виділились широконосі мавпи які, в свою чергу, дали початок вузьконосим мавпам-парапитекам. Останні населяли Європу 35-40 млн р. тому (олігоцен), робили спроби спускатися з дерев і ходили в напіввипрямленому стані на двох кінцівках.

Наступна ланка еволюції — пропліопітек, який жив наприкінці палеогену і дав дві гілки — одна з них веде до сучасних лісових глибоко спеціалізованих мавп, друга — до людей.

Подальшим етапом по другій лінії було формування близько 20 млн р. тому (у міоцені) дріопітека. З групи дріопітека близько 12 млн р. тому виділився рід рамапітека, знайденого в Індії. Близька до нього форма — кеніапітек — з віком 14 млн р. знайдена в Кенії. Рамапітеки і кеніапітеки — найдавніші попередники людини, вони мали вже деякі ознаки, притаманні людям.

Від кеніапітека розвинулись дві гілки: люди і австралопітеки, їх було вперше знайдено в Південній Африці в 1924 р., а пізніше — у Східній Африці. Австралопітек («південна мавпа») жив 6-1 млн р. тому. Об'єм мозку одного з представників австралопітеків — зіджантропа, знайденого англійськими антропологами Л. і М. Лікі в Танзанії, становив всього 530 см³. Австралопітеки пересувалися на задніх кінцівках — ходили прямо. Поблизу їх стоянок знаходять примітивні кам'яні знаряддя — зачатки культури гальок.

Основні події в біосфері кайнозою

- Поширення та переважання у флорі материків покритонасінних рослин; зазначимо: якщо в палеогені спостерігалось домінування деревних форм, то в олігоцені-міоцені сформувалися трав'янисті угруповання, так зване "велике остепніння рівнин"; наприкінці неогену за умов сильного похолодання виділилась арктична й тундрова рослинність.

- Бурхлива еволюція та домінуюче становище серед тваринного світу ссавців, а зміна фаун (бронтотерієва, індрикотерієва, анхітерієва, гіпаріонова) спричинялася зміною фізико-географічного становища на планеті.

- Виділення з групи ссавців наприкінці мезозою — на початку

кайнозою приматів, еволюція яких призвела до появи людини розумної.

Список рекомендованої літератури

1. Гриценко В.П. Палеонтологія: Навч. посіб.- К.: ВПЦ «Київ. ун-тет», 2005.- 282 с.
2. Зоценко М.Л. Основи гідрогеології та інженерної геології: навч. посібник / М.Л. Зоценко, Ю.Л. Винников. – Полтава: НУ «Полтавська політехніка імені Юрія Кондратюка», 2023. – 258 с.
3. Ключников М.М., Онищенко О.М. Історична геологія.- К.:Вища школа, 1975.- 295 с.
4. Мельничук Г.В. Палеонтологічний визначник та методичні вказівки для виконання лабораторних робіт з навчальної дисципліни «Історична геологія з основами палеонтології». – Рівне: НУВГП, 2019. – 150 с.
5. Методичні вказівки до лабораторних занять із дисципліни «Історична геологія з основами палеонтології» для студентів спеціальності 103 «Науки про Землю» усіх форм навчання. – Полтава: НУ «Полтавська політехніка імені Юрія Кондратюка», уклад.: А.М. Ягольник, А.В. Майоров, Ю.В. Лазєбна, М.О. Вовк. 2020. – 70 с.
6. Методичні вказівки до практичних робіт з дисципліни «Палеонтологія», для студентів спеціальності 103 «Науки про Землі» освітньо-кваліфікаційного рівня «бакалавр» денної форми навчання. /уклад.: Ю. В. Лазєбна. - Полтава: НУ «Полтавська політехніка імені Юрія Кондратюка», 2022 р. – 45 с.
7. Михайлов В.А.. Основи геотектоніки: Навчальний посібник. – К.: Видавничо-поліграфічний «Київський університет», 2002 р. 168 с.
8. Огляд цифрових технологій під час вивчення основ палеонтології, еволюції біосфери здобувачами вищої освіти. Демчук Л., Пацева І., Кірейцева Г., Циганенко-Дзюбенко І. ПАЛЕОНТОЛОГІЧНИЙ ЗБІРНИК. 2023. No 55. С. 87–96 ISSN 2078-6212 URL.: <https://journals.lnu.lviv.ua/index.php/paleontology/article/view/159/152>
9. Рябенко В.А., Міхницька Т.П. Рифей України.- К.: НАНУ, ІГН, 2000.- 178с.
10. Свинко Й. М. Геологія: підручник / Й.М. Свинко, М.Я. Сивий. — К.: Либідь, 2003. — 480 с.
11. Стратиграфічний кодекс України.- Київ: НСКУ, 1997.- 39с.
12. Тацій О.О. Історична геологія з основами палеонтології / навч. посібн. для студентів спеціалізації «Розвідування нафтових і газових родовищ»/ О.О. Тацій. – Полтава : ПКНГ ПолтНТУ, 2019. – 298 с. (доробок автора – д.а 12,0)
13. Історична геологія з основами палеонтології. Ч. 1. Палеонтологія (у схемах, рисунках і таблицях): навч.-метод. посібник / Г. І. Гоцанюк, А. В. Іваніна. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2017. – 310 с.
14. Хільчевський В.К. Основи океанології: підручник / В.К. Хільчевський, С.С. Дубняк. – 2-ге вид., доп. і перероб. - К.: Видавничо-поліграфічний центр “Ки-ївський університет”, 2008 – 255 с.

ЗМІСТ

ВСТУП	4
РОЗДІЛ 1. ПРИНЦИПИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ ІСТОРИЧНОЇ ГЕОЛОГІЇ	6
1.1. Етапи розвитку історичної геології	6
1.2. Документи історичної геології	9
1.3. Методи визначення віку гірських порід	11
1.3.1. Методи визначення відносного віку гірських порід	11
1.3.2. Методи визначення абсолютного віку гірських порід	20
1.4. Стратиграфія та геохронологія	24
1.5. Основні методи історико-геологічного аналізу. Поняття про фації і фаціальний аналіз	31
РОЗДІЛ II. ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ ТА РОЗПОВСЮДЖЕННЯ ФАЦІЙ	39
II.1. Морські фації	39
II.2. Континентальні фації	44
II.2.1. Континентальні умови осадонакопичення	44
II.2.2. Генетичні типи континентальних осадів	46
II.2.3. Характеристика типу перехідних фацій	63
РОЗДІЛ III. ТЕКТОНІЧНИЙ РОЗВИТОК ЗЕМНОЇ КОРИ	67
III.1. Основні положення вчення про геосинклінали та платформи	67
III.2. Стадії розвитку геосинкліналей	72
III.3. Континентальні платформи	77
III.5. Тектоніка літосферних плит	79
III.4. Цикли тектогенезів та їх фази	82
III.5. Будова і походження океанічних западин	83
РОЗДІЛ IV. ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ ЗЕМЛІ	86
IV.1. Докембрійська історія розвитку Землі	86
IV.1.1. Архейський акрон	86
IV.1.2. Протерозойський акрон	90
IV.2. Палеозойська історія розвитку Землі	95
IV.2.1. Кембрійський період	95
IV.2.2. Ордовицький період	98
IV.2.3. Силурійський період	100
IV.2.4. Девонський період	105
IV.2.5. Кам'яновугільний та пермський періоди	109
IV.3. Мезозойська історія розвитку Землі	117
IV.3.1. Тріасовий період	117
IV.3.2. Юрський період та Крейдовий періоди	119
IV.4.1. Кайнозойська історія розвитку Землі	129
Список рекомендованої літератури	142