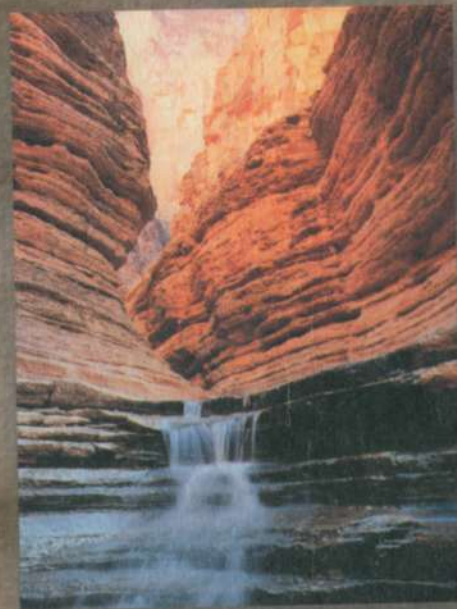


Й.М.Свинко, М.Я.Сивий

Геологія

Підручник



"Либідь"

Геологія



Й.М.Свинко, М.Я.Сивий



Й.М.СВИНКО, М.Я.СИВИЙ

Геологія



*Допущено Міністерством освіти
і науки України*

Підручник для студентів
географічних спеціальностей
вищих навчальних закладів

Київ
"Либідь"
2003

ББК 26.3я73
С24

Розповсюдження й тиражування
без офіційного дозволу видавництва заборонено

Від авторів

Рецензенти:

кандидати геолого-мінералогічних наук
П. К. Вовк (Волинський державний університет ім. Лесі Українки),
А. Б. Богущкий (Львівський державний університет ім. І. Франка)

Допущено Міністерством освіти і науки України
(лист № 14/18.2 - 973 від 26.06.2001 р.)

Редакція літератури з природничих і технічних наук
Редактори *М. А. Васильківська, М. Г. Чумак*

Свинко Й. М., Сивий М. Я.

С24 Геологія: Підручник. — К.: Либідь, 2003. — 480 с.
ISBN 966-06-0095-X.

Розглянуто форму, будову й походження Землі. Описано геодинамічні процеси й характер формування найважливіших мінералів гірських порід, а також структурні елементи земної кори та їх розвиток. Викладено основи історичної геології, закономірності утворення й поширення корисних копалин, зокрема в Україні. Приділено увагу сучасному етапові розвитку геологічного середовища - його охороні та раціональному використанню.

Для студентів географічних спеціальностей вищих навчальних закладів.

ББК 26.3я73

ISBN 966-06-0095-X

© Й. М. Свинко, М. Я. Сивий, 2003

У системі підготовки географів широкого профілю геологія посідає особливе місце, тому що вивчає внутрішню будову Землі та процеси, які відбуваються у її надрах, умови утворення мінералів, гірських порід, корисних копалин і закономірності їх розміщення, що важливо для розуміння місця і ролі літосфери у географічній оболонці планети.

Водночас розглядаються і зовнішні зміни планети — формування рельєфу її поверхні внаслідок різноманітних геодинамічних процесів, знання яких теж є вагомим складовою в системі геологічних і фізико-географічних наук. Зазначені теми розкрито в першій частині пропонованого підручника, яка має назву "Загальна геологія".

Структура підручника побудована так, що після розгляду основних відомостей про Землю викладено уявлення про магматизм як один із провідних ендегенних процесів, потім висвітлено екзогенні процеси. Така послідовність викладу матеріалу поліпшує його сприйняття і засвоєння студентами, оскільки роз'яснює природний зв'язок формування гірських порід і корисних копалин з процесами розвитку земної кори.

У другій частині підручника ("Історична геологія") розкривається історія розвитку мобільних структур Землі — материків та океанів, показано методи відтворення палеогеографічних умов минулих геологічних епох і схарактеризовано основні етапи розвитку земної кори та органічного світу. Подано також короткі відомості про корисні копалини України та методи їх пошуків і розвідки.

Зважаючи на те, що сьогодні дедалі збільшується антропогенний вплив на геологічне середовище, в останніх

главах підручника висвітлено питання його охорони й раціонального використання.

Вступ та глави 6-7, 10-14, 26, 30 написані
Й. М. Свинком, глави 1-5, 8-9, 16-25, 27-29 —
М. Я. Сивим, главу 15 написано авторами спільно.

Автори щиро вдячні рецензентам — кандидатам геолого-мінералогічних наук, професорові А. Б. Богуцькому (Львівський Національний університет ім. І. Франка) та доцентіві П. К. Вовку (Волинський державний університет ім. Л. Українки) за цінні поради та пропозиції.

ВСТУП

Предмет і значення геології

Назва "геологія" походить від двох грецьких слів: geo - Земля і logos - поняття, вчення, наука. Отже, геологія — це комплекс наук про оудову и розвиток Землі.

Втім, Землю як об'єкт вивчають астрономія, геодезія, географія, геофізика, геохімія.

Астрономія вивчає Землю як космічне тіло, як планету Сонячної системи; геодезія — форму й розміри Землі; фізична географія — поверхню Землі, її природу; геофізика і геохімія досліджують фізичні властивості й хімічний склад Землі.

Особливість геології полягає в тому, що вона вивчає надра Землі. Основне завдання геології — вивчення будови й складу та історії розвитку Землі, насамперед її верхньої оболонки — літосфери.

З накопиченням відомостей про Землю геологія поклала початок цілій низці споріднених наук: мінералогії, петрографії, динамічній геології, геотектоніці, палеонтології, історичній геології, геоморфології, геохімії, геофізиці тощо.

Геологічні науки висвітлюють певне коло питань, а саме:

- речовинний склад Землі (мінералогія, петрографія);
- будову Землі і процеси, які відбуваються в ній (геотектоніка, динамічна геологія, вулканологія, сейсмологія, геологія моря);
- історію Землі (палеонтологія, історична геологія, палеогеографія);
- дослідження прикладного характеру (вчення про корисні копалини, гідрогеологія, інженерна геологія тощо).

Розглянемо зміст основних геологічних наук:

мінералогія — фізичні властивості і хімічна природа

мінералів, тобто природних хімічних сполук, які містяться в земній корі;

петрографія — склад, будова, походження й умови залягання гірських порід;

геотектоніка — рухи й будова земної кори, форми залягання шарів гірських порід;

динамічна геологія — процеси, які змінюють земну кору і вигляд Землі в цілому;

палеонтологія — наука про давні викопні організми, їхню будову, розвиток, географічне поширення в різні періоди історії Землі; вона щільно пов'язана з зоологією і ботанікою, оскільки з її допомогою вивчають історію розвитку рослинного й тваринного світу;

історична геологія — геологічна історія Землі від найдавніших часів до сучасної епохи, виявляє послідовність змін, які відбувалися протягом існування планети;

палеогеографія — фізико-географічні умови, які існували на поверхні Землі в минулі геологічні епохи;

геоморфологія — форми рельєфу земної поверхні, його виникнення і розвиток;

вчення про корисні копалини — дослідження походження, закономірностей поширення та форм залягання корисних копалин;

гідрогеологія — умови залягання води в земній корі, її склад, походження і властивості;

інженерна геологія — гірські породи земної кори, придатність їх для зведення різних споруд: будинків, мостів, прокладання каналів тощо; для цього вивчають міцність і стійкість порід до температурних змін, навантажень та можливості розвитку в них різноманітних шкідливих геологічних процесів (зсувів, суфозій, карсту, просадок тощо).

Усі геологічні науки тісно пов'язані між собою і дають загальну картину будови й розвитку земної кори і Землі в цілому.

Вивчення речовинного складу земної кори і геологічних процесів, які в ній відбуваються, здійснюють за допомогою різних методів. Насамперед, це *метод спостереження* — безпосереднє вивчення гірських порід у природних відслоненнях на берегах річок, озер, морів, у шахтах та інших гірничих виробках. Найбільш повні і всебічні спостереження дістають під час геологічного знімання, або геологічного картування, оскільки воно завжди або супроводжується складанням геологічної карти, або спирається

на геологічну карту і додає до неї ті чи інші доповнення й уточнення. Відомості щодо глибоких горизонтів земної кори і верхньої мантії здобувають шляхом вивчення магми, що опинилась на поверхні. Крім прямих методів вивчення речовини земної кори, використовують оптичні та деякі інші фізичні й хімічні методи дослідження (рентгеноструктурні, спектрографічні тощо) з широким застосуванням математичних методів для обробки даних. В останні десятиріччя в геології використовують експериментальні методи, які дають змогу моделювати геологічні процеси, отримувати в лабораторних умовах штучні мінерали, гірські породи тощо. Під час регіональних досліджень використовують дистанційні методи, коли спостереження здійснюють з вертольотів, літаків і космічних кораблів. Для вивчення глибинної будови земної кори і Землі в цілому також використовують опосередковані методи пізнання (зокрема, геофізичні методи, які базуються на вивченні фізичних властивостей гірських порід).

Геологія тісно пов'язана з географією, хімією, ботанікою, зоологією та іншими науками природничого циклу. Вона є підґрунтям спеціальних географічних дисциплін: фізичної географії, загального землезнавства, геоморфології тощо. Геологія має велике значення у вивченні еволюції географічної оболонки. Дослідження родовищ різних видів корисних копалин є потрібним елементом для глибокого розуміння економічної географії.

Зв'язок геології і хімії полягає у вивченні хімічного складу земної кори, походження, властивостей, використання природних хімічних сполук — мінералів. Дослідження мінералів розкриває суть хімічних процесів, що відбуваються в природі і їх можна відтворити в лабораторних умовах. Крім того, надрові багатства є основним джерелом сировини для хімічної промисловості.

З біологією пов'язаний окремий розділ геології — палеонтологія, що вивчає історію виникнення й розвитку органічного світу за скам'янілими рештками. З іншого боку, дослідження умов життя сучасних рослинних і тваринних організмів допомагає геологам упевненіше відтворювати палеогеографічні умови минулих періодів історії Землі.

Отже, геологія, як писав російський академік В. О. Обручев, «вчить нас дивитися відкритими очима на довколишню природу і розуміти історію її розвитку», тобто дає наукове пояснення цілій низці природних процесів і явищ.

Геологія має тісний зв'язок з практичною діяльністю людини: виявленням родовищ різноманітних корисних копалин, що застосовують у промисловості, сільському господарстві. Тільки після інженерно-геологічного обґрунтування проектів розпочинають будівництво великих житлових будівель і промислових об'єктів, залізничних і шосейних шляхів сполучення, гідроелектростанцій, тунелів, каналів, нафто- й газопроводів тощо. Гірські породи і рельєф є важливими чинниками ґрунтоутворення, які треба завжди враховувати в сільськогосподарській діяльності.

Водночас слід пам'ятати, що надто інтенсивне, нераціональне використання надрових багатств може завдати непоправної шкоди як мінеральним ресурсам (привести до їх вичерпання), так і довкіллю взагалі. Тому охорона й раціональне використання надр Землі набуває дедалі більшої актуальності.

Основні етапи розвитку геології

Накопичення відомостей про Землю і виникнення геології як науки зумовлене практичною діяльністю людини, пошуками корисних копалин. З археології відомо, що людина використовувала деякі види гірських порід для виготовлення знарядь праці ще десятки тисяч років тому, в епоху кам'яного віку. Такі знаряддя часто трапляються серед молодих відкладів на стоянках, їх можна побачити в багатьох краєзнавчих музеях України. Першими гірськими породами, що використовували наші далекі предки для своїх потреб, були кремій, базальт, габро та інші тверді породи, пізніше — самородні метали й руди, пошуки яких були складнішими.

Зростання потреб у корисних копалинах змушувало людей вести їх пошуки. Так поступово люди набували досвіду, збагачувалися геологічними знаннями. Проте як самостійна наука геологія виникла порівняно недавно, близько 250 років тому.

В історії розвитку геології можна виділити кілька етапів. Перший з них поширюється на античний період (два-три тисячоліття до нашої ери), другий — на I-XIV ст., третій — XV — XVII ст., четвертий — XVIII — першу половину XIX ст., п'ятий — від другої половини XIX ст. до наших днів.

Перші два етапи часто об'єднують в один — *донауковий*. Він характеризується поступовим нагромадженням

спостережень і фактів, першими спробами їх аналізу та узагальнень.

Так, Арістотель доводив, що Земля має форму кулі, що одні й ті самі місця не лишаються завжди суходолом або морем, що море приходить туди, де раніше був суходіл, і навпаки, ділянки, які були суходолом, вкриваються морем. Він висловив думку, що більшість руд і мінералів виникає внаслідок просочення з глибин Землі різних газів. Піфагор учив, що обличчя Землі невпинно змінюється, що море й суходіл ведуть між собою боротьбу. Страбон стверджував, що Земля зазнає вертикальних рухів: вона то піднімається, то опускається, завдяки чому виникають острови. Ще за кілька сотень років до нашої ери китайці дали назву деяким мінералам і описали їх. У першому столітті нашої ери Пліній Старший написав 36-томну працю під назвою «Природнича історія», в якій підведено підсумок геологічних знань на початок нашої ери. Сам він загинув під час дослідження виверження Везувію у 79 р. н. е. Отже, ще до початку нашої ери було зібрано й частково узагальнено чимало геологічного матеріалу, висловлено багато цікавих і важливих здогадок. Втім протягом наступних майже 15-ти століть, з I до XV, розвиток геології майже повністю був загальмований, а добуті раніше наукові відомості забуто.

Третій етап у розвитку геології починається в епоху Відродження і пов'язаний з іменами видатних учених цієї епохи Леонардо да Вінчі (1452—1529 рр.), Георго Аґріколи (1494-1555 рр.). Перший, працюючи на будівництві іригаційних споруд в Італії, дійшов висновку, що ділянки суходолу, на яких ведеться будівництво, в минулому були морським дном, оскільки в гірських породах, з яких вони складені, є чимало решток морських організмів, — тобто на поверхні Землі відбуваються зміни. Аґрікола працював у Чехії та Саксонії. Він склав перші посібники з мінералогії, гірничої справи та металургії. Велике значення для розвитку геології мали праці з астрономії М. Коперника (1473—1543 рр.). Він уперше довів геліоцентризм Сонячної системи (тобто, що планети, в тому числі й Земля, обертаються навколо Сонця).

У XVII ст. суттєвий внесок у розвиток геології зробив данський вчений Н. Стено (1638-1686 рр.). На його думку, всі осадові породи відкладалися горизонтальними верствами на широких просторах. Якщо тепер вони залягають похило, то це є наслідком пізніших змін, а також того,

що всі висоти і навіть гори не є сталими. Отже, Н. Стено заклав підвалини стратиграфії (науки про нашарування гірських порід) і тектоніки. Услід за Н. Стено цінні узагальнення дав німецький математик, фізик, філософ Г. В. Лейбніц (1646-1716 рр.). Він першим висловив думку, що кристалічні (магматичні) гірські породи утворилися з розплавленої гарячої маси, з якої колись складалась Земля і яка потім застигла.

Закінчення XVII та початок XVIII ст. є часом швидкого розвитку капіталізму, значного зростання попиту на різні корисні копалини, а, відповідно, і розвитку гірничої справи, нагромадження нових наукових фактів про будову земної кори.

Четвертий етап визначається становленням геології як науки, він охоплює XVIII і першу половину XIX ст. Цей етап у розвитку геології пов'язаний з іменами М. В. Ломоносова (1711-1765 рр.), А. Вернера (1750-1817 рр.), Д. Геттона (1726-1797 рр.), В. Сміта (1769-1839 рр.), Ч. Лайєля (1797-1875 рр.) і ін. Російський природознавець М. В. Ломоносов правильно оцінив геологічні процеси, вказав на їхню тривалість, виділив значення взаємодії ендегенних і екзогенних процесів у розвитку земної кори. Велику роль відіграли його роботи з мінералогії та гірничої справи.

Професор Фрейберзької академії в Саксонії А. Вернер був одним з основоположників сучасної мінералогії. В галузі теоретичної геології він очолював так звану школу нептуністів і стверджував, що основним геологічним чинником у перетворенні Землі є вода; з вод океану, який колись вкривав Землю, послідовно відкладалися всі гірські породи, в тому числі і граніти, гнейси, кристалічні сланці, базальти тощо. Появу вулканів він пов'язував з підземними пожежами.

Шотландський вчений Д. Геттон (засновник школи плутоністів) вважав, що провідна роль у геологічних процесах належить підземним силам (внутрішній теплоті Землі, вогню) і відкидав думку про осадове походження магматичних порід (гранітів, базальтів тощо). Боротьба нептуністів і плутоністів тривала декілька десятиріч і завершилася перемогою останніх.

Вирішальну роль у розвитку геології на цьому етапі відіграла розробка *палеонтологічного методу* визначення

відносного віку гірських порід англійським вченим В. Смітом. Суть методу полягає в тому, що відносний вік гірських порід визначають за рештками відмерлих організмів, бо з кожним комплексом різних за віком осадових порід пов'язаний комплекс власних організмів. У першій половині XIX ст. почалося систематичне вивчення решток вимерлих організмів з метою розчленування осадових товщ і вироблення єдиної для всіх країн геохронологічної шкали. До цього часу належить також зародження палеонтології та історичної геології як самостійних наук.

У 1830—1833 рр. вийшла в світ відома праця англійського вченого Ч. Лайєля «Основи геології», в якій науково обгрунтовано *метод актуалізму*. В основу методу покладено уявлення про те, що в минулому відбувалися такі самі геологічні процеси, як і нині, тобто, порівнюючи давні осади з сучасними, можна визначити умови їх виникнення, відтворити давню історію Землі.

У 1838 р. швейцарський геолог А. Греслі (1814-1865 рр.) ввів поняття «фація» для визначення фізико-географічних умов, що зумовлюють ті або інші особливості порід.

У 1869 р. російський дослідник М. О. Головінський встановив закономірності у розподілі фацій у просторі і часі та закон кореляції фацій, сформулював основні принципи осадкоутворення і показав залежність формування рельєфу й річкових терас від вертикальних рухів земної кори. З цих досліджень розпочався новий етап у розвитку історичної геології, її завданням стало не тільки вивчення геохронології і стратиграфії порід, а й реконструкція фізико-географічних умов.

Дальший розвиток палеогеографічних досліджень пов'язаний з іменем російського геолога й палеонтолога М. І. Андрусова (1861-1924 рр.), який застосував палеогеографічний аналіз і вивчення фацій для детальної розробки стратиграфії неогену півдня Росії та України. Ним розроблено стратиграфічну схему неогенових морських відкладів, яка не втратила свого значення і нині.

П'ятий етап розвитку геології ознаменувався виникненням і розвитком *вчення про геосинклінали і платформи*, яке відіграло суттєву роль у подальшому розвитку геологічної науки. На підставі цього вчення та інших наукових досягнень геологія остаточно формується як наука. З гео-

логії виділяється низка самостійних наук: історична геологія, тектоніка, регіональна геологія тощо; вдосконалюються старі та виникають нові методи досліджень – геохімічні, геофізичні, дистанційні тощо. На цьому етапі великий внесок у розвиток геології зробили такі вчені: Дж. Холл (1811–1898 рр.), Д. Дена (1813–1895 рр.), О. П. Карпінський (1847–1936 рр.), О. П. Павлов (1854–1929 рр.), В. О. Обручев (1863–1956 рр.), В. І. Вернадський (1863–1945 рр.), О. Є. Ферсман (1883–1945 рр.), С. С. Смирнов (1895–1947 рр.), М. С. Шатський (1895–1960 рр.) та ін.

Геологічні дослідження в Україні

Професор Київського університету К. М. Феофілактів (1818–1901 рр.) здійснював геологічні дослідження переважно в межах Київської, Полтавської, Волинської, Подільської і Чернігівської губерній. Вивчав кристалічні породи України. Одним з перших у Росії здійснив інженерно-геологічні дослідження. Засновник Київської школи геологів.

Український вчений Ю. Медвецький (1845–1918 рр.) одним із перших розпочав вивчення геології Карпат, досліджував стратиграфію флішових відкладів. Велике значення мають його дослідження соляних родовищ Калуша, Бохні і Велічки (в Польщі). Він перший учений Галичини, який показав шляхи використання геології і технічної науки в промисловому розвитку краю; був фундатором геолого-мінералогічного музею Політехнічної школи у Львові — одного з найкращих в Європі за рівнем систематики та кількістю зразків.

П. А. Тутковський (1858–1930 рр.) — український геолог, палеонтолог, географ, академік АН УРСР, досліджував регіональну геологію України (особливо Полісся), був одним із засновників четвертинної геології в Україні; вперше в нашій країні розробив методику вивчення мікропалеонтологічних решток з кайнозойських відкладів.

Професор Л. І. Лутугін (1864–1915 рр.) понад 20 років присвятив геологічним дослідженням в Донецькому кам'яновугільному басейні. Він вперше склав геологічний розріз вугільної товщі, визначивши не лише її загальну потужність, а й кількість вугільних верств і прошарків, розробив методику детального геологічного картування.

В. Д. Ласкарев (1868–1954 рр.), професор Одеського університету, вивчав неогенові і четвертинні відклади пів-

денно-західної зони України, а також геоморфологію, петрографію, тектоніку і корисні копалини цієї території.

Професор О. О. Борисяк (1872–1944 рр.) вивчав стратиграфію, палеогеографію і тектоніку Донбасу. Вперше описав ряд давніх викопних ссавців.

В. Г. Бондарчук (1905–1993 рр.), академік АН УРСР, професор Київського університету, працював у різних галузях геологічної науки (регіональної, загальної і четвертинної геології, тектоніки, геоморфології). Під його керівництвом вперше складено Палеогеографічний атлас УРСР (1960 р.).

В. С. Соколов (1908–1982 рр.), академік АН СРСР, професор Львівського університету, досліджував магматичні й метаморфічні породи докембрію України і Сибірської платформи. Передбачив можливість алмазонасності Сибірської платформи.

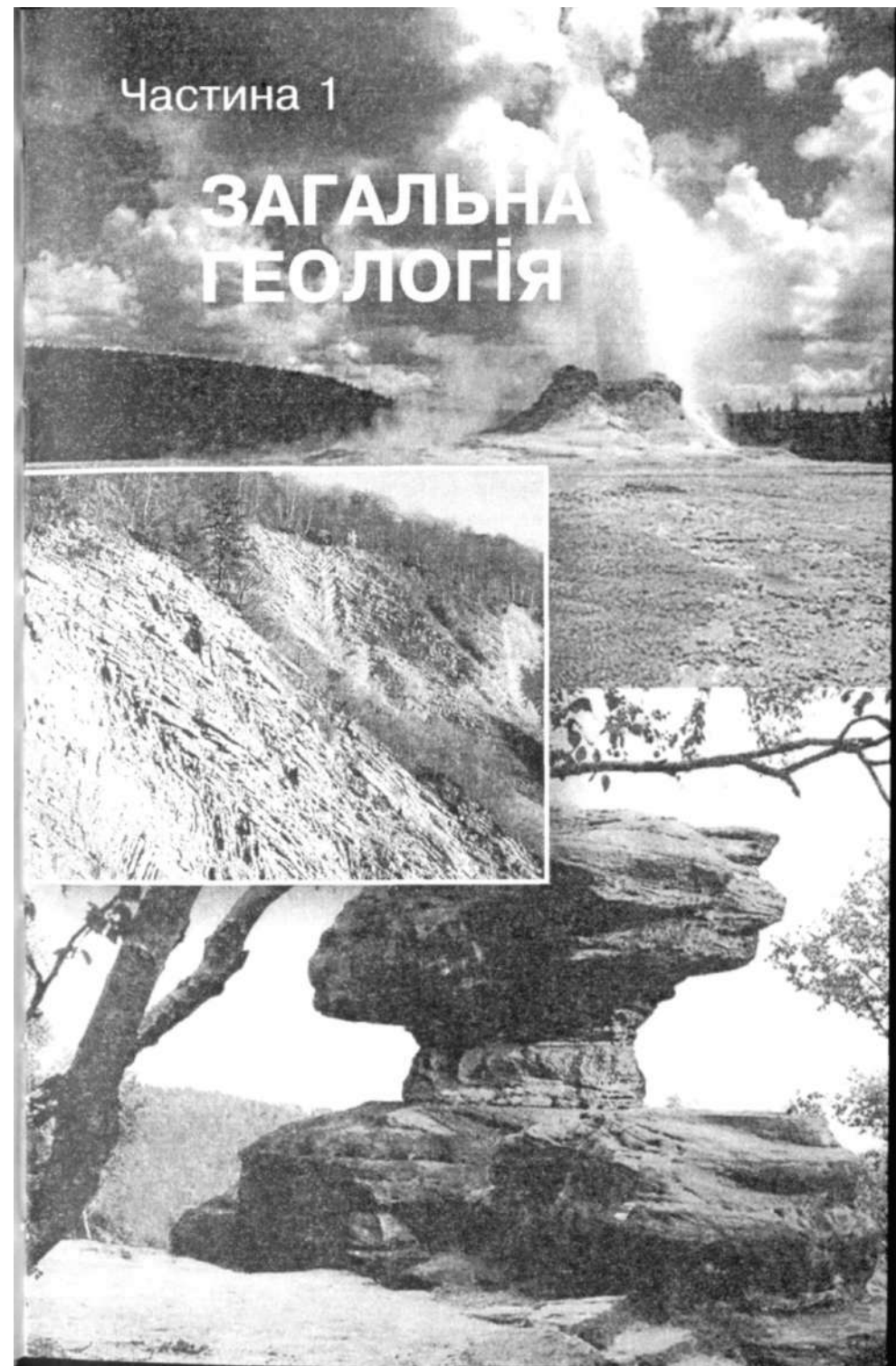
Є. К. Лазаренко (1912–1979 рр.), академік АН УРСР, професор Львівського університету. Досліджував регіональну мінералогію України та питання загальної мінералогії (систематику і номенклатуру мінералів, теорію їхнього генезису).

М. П. Семененко (1905–1996 рр.), академік АН УРСР, професор Дніпропетровського, а пізніше Київського університетів, віце-президент АН УРСР (1950–1970 рр.). Його наукові дослідження присвячено переважно проблемам петрографії, геології рудних родовищ Байкало-Саянської дуги та Українського щита, різним проблемам докембрію. Створив єдину класифікацію метаморфічних гірських порід, вивчав питання геохронології в абсолютному літочисленні, запропонував стратиграфічне розчленування докембрію України.

Я. М. Белевцев (1912–1993 рр.), академік АН УРСР, професор Київського університету, вивчав геологію і генезис рудних корисних копалин, переважно залізних руд Криворізького залізорудного басейну та загальну металогенію докембрію, розробив теорію рудоутворення. Під його керівництвом складено карти металонасності України.

О. С. Вялов (1904–1988 рр.), академік АН УРСР, професор Львівського університету, розробив тектонічну схему Карпат, схему стратиграфії Карпатського флішу та неогенових молас Передкарпатського й Закарпатського прогинів, склав карту прогнозів нафтоносності західних областей України.

Починаючи з 50—60-х р. XX ст. геологія вступила в новий етап свого розвитку. Науково-технічний прогрес надав геології набагато більше можливостей для пізнання будови й розвитку земної кори. Особливо цінні дані було добуто під час вивчення ложа океанів, де виявлено нові, невідомі до цього тектонічні структури. Геофізики засвідчили існування у верхній мантії ослабленого шару — астеносфери, відкрили явище залишкової намагніченості гірських порід (палеомагнетизм). Ці й інші дані зумовили появу концепції нової глобальної тектоніки, або тектоніки плит, яка відкриває нову важливу сторінку в розвитку геологічної науки.



РОЗДІЛ I
ОСНОВНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ

Глава 1
СУЧАСНІ УЯВЛЕННЯ ПРО ЗЕМЛЮ

1.1.
Земля — планета Сонячної системи

Сонячна система складається із Сонця і дев'яти планет, однією з яких є Земля. Крім того, складовими системи є супутники планет, пояс астероїдів, комети, пил і газ. Сонячна система у свою чергу входить до складу Галактики і рухається навколо її центра за еліптичною орбітою зі швидкістю 250 км/с, здійснюючи повний оберт за 200...250 млн років. Галактика в плані має форму закрученої спіралі, в середині одного зі спіральних витків розміщується Сонце. Профіль Галактики дископодібний. Діаметр диска становить близько 100 тис. світлових років, максимальна товщина — близько 20 тис. світлових років.

Сонце — типовий «жовтий карлик», тобто невелика зірка (за розміром у два-три рази менша за середню зірку Галактики), має кулеподібну форму, утворена розжареною плазмою. До складу Сонця входять переважно водень (близько 70%) і гелій (27%), на частку інших легких хімічних елементів припадає лише близько 2,5%. За деякими даними, температура в центрі Сонця сягає $(14... 16) \cdot 10^6$ К, тиск — 10^{11} МПа. Висока температура підтримується термоядерними процесами в його надрах. Температура на поверхні Сонця становить близько 6000 К. Крім того, воно має потужне магнітне поле. Зовнішній шар сонячної атмосфери — це так звана *сонячна корона*, з якої вириваються потоки заряджених частинок, — *сонячний вітер*, який потрапляє у найвіддаленіші куточки системи.

Планети в напрямку від Сонця розташовуються в такій послідовності: Меркурій, Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун і Плутон (рис. 1). Всі планети рухаються навколо Сонця в одному напрямку по орбітах,

близьких до колових, і майже в одній площині — *площині екліптики*. Середня швидкість руху планет по орбітах зростає з наближенням до Сонця.

Так, швидкість руху Меркурія становить 47,8 км/с, Венери — 35, Землі — 29,7, Марса — 24,1, Плутона — 4,7 км/с.

З віддаленням від Сонця зростає відстань між сусідніми орбітами планет. Земля віддалена від Сонця на 149,6 млн км, остання планета Сонячної системи Плутон — на 5929 млн км.

Відстані планет від Сонця вимірюються в астрономічних одиницях (одна астрономічна одиниця дорівнює середній відстані між Землею і Сонцем) і приблизно відповідають законові Титуса—Бодде:

$$r = 0,4 + 0,3 \cdot 2^n,$$

де r — відстань планет від Сонця, а. од.; n — х для Меркурія, 0 — для Венери, 1 — для Землі, 2 — для Марса, 3 — для поясу астероїдів, 4 — для Юпітера і т. д. Для Нептуна параметр n є нецілим числом (при $r = 30,36$), значення n становить приблизно 6,63.

Планети обертаються навколо своїх осей за напрямком, що збігається з напрямком обертання Сонця (Венера і Уран — у зворотному), але з різними швидкостями. Земля здійснює повний оберт навколо осі за 23 год 56 хв 4 с, Меркурій — приблизно за 59 земних діб. Венера обертається за 243 земні доби, Марс має період обертання, близький до земного, — 24 год 37хв 23 с.

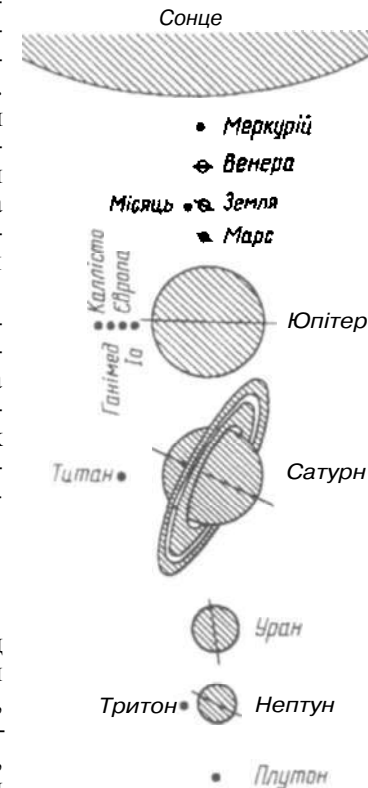


Рис.1. Будова Сонячної системи (показані відносні розміри Сонця, планет і їхніх найбільших супутників)

Осі обертання планет утворюють з площинами орбіт кут, близький до прямого (в Землі він дорівнює $66^{\circ}33'$).

Планети поділяються на *внутрішні*, або *планети земної групи*, і *зовнішні*.

До перших належать Меркурій, Венера, Земля і Марс, які мають порівняно невеликі розміри, високу щільність і низькі швидкості обертання навколо своїх осей.

Зовнішні планети (Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун і Плутон) характеризуються великими розмірами, низькою щільністю і високими швидкостями обертання (наприклад 9 год 55 хв у Юпітера).

Деякі з планет мають природні супутники: в Землі - Місяць, у Марса — Фобос і Деймос, в Юпітера кількість супутників досягає шістнадцяти (Ганімед, Європа, Калісто, Іо та ін.), в Сатурна —двадцяти.

Єдиний супутник Землі —Місяць —віддалений від неї на 384 400 км, має кулеподібну форму, дещо витягнуту в бік Землі. Діаметр Місяця становить 3476 км, а маса в 81 раз менша від маси Землі. Час обертання Місяця навколо своєї осі (27 земних діб 7 год 43 хв) дорівнює періоду обертання навколо Землі, тому він повернутий до нас завжди одним боком. На Місяці атмосфери немає і тому температура його поверхні цілковито пов'язана з сонячним випромінюванням і коливається від $+115^{\circ}\text{C}$ на освітленому боці до -168°C на затемненому. На поверхні Місяця навіть неозброєним оком чітко видно світлі й темні плями. Світлі ділянки Місяця відповідають так званим місячним плоскогір'ям і горам, що складені переважно з анортозитів, порід з великою кількістю польових шпатів, темні — місячним морям, тобто плоским базальтовим рівнинам. На Місяці є багато кратерів, утворених як унаслідок бомбардування поверхні цієї планети метеоритами, так і вулканічними виверженнями. Поширені також гори у вигляді кілець та розбіжних променів. Поверхня Місяця вкрита шаром місячного ґрунту — *реголіту*, пухкої породи, утвореної внаслідок руйнування та подрібнення базальтів через процеси фізичного вивітрювання й метеоритні «дощі». Попередні дані, добуті американськими дослідниками, які шість разів висаджувалися на Місяці, і радянськими автоматичними станціями, свідчать, що потужність місячної кори становить 50...60 км, ядра — 400...700 км. Також зафіксовано численні місяцетруси, які вказують на певну тектонічну активність надр супутника Землі і слабке (в 1000 разів слабкіше за земне) магнітне поле.

Між орбітами Марса і Юпітера розташований пояс *астероїдів*, тобто малих планет діаметром до 767 км (Церера), втім переважно набагато дрібніших. Кількість відкритих на цей час астероїдів досягає 2000. Більшість астероїдів рухається за коловими орбітами в тому самому напрямку, що й планети. Астероїди мають неправильну форму і, за деякими гіпотезами, є уламками десятої планети Сонячної системи — Фаєтона, яка зруйнувалася з невідомих причин. Деякі з астероїдів час від часу лишають свої орбіти й захоплюються гравітаційними полями планет земної групи, найбільші з них досягають поверхні планет (метеорити), решта згорає у верхніх шарах атмосфери (метеори).

Складовими частинами Сонячної системи є також такі специфічні утворення, як комети. *Комети* складаються із замерзлого кам'яного матеріалу та газів (аміаку, метану, водню тощо). Рухаючися за витягнутими еліптичними орбітами, вони то наближаються до Сонця, то виходять за межі Сонячної системи. Наближаючись до Сонця, комети утворюють «хвіст» (інколи завдовжки в мільйони кілометрів), складений продуктами випаровування кометного матеріалу. Нещодавно вчені мали змогу спостерігати появу в межах Сонячної системи однієї з таких комет - знаменитої комети Галлея.

1.2.

Походження Землі

Виникнення Землі і Сонячної системи хвилювало вчених ще з глибокої давнини, однак перші наукові спроби пояснити це датуються лише XVIII ст. Відомий радянський учений, полярник О. Ю. Шмідт згрупував усі запропоновані гіпотези в три класи, в основу яких покладено:

1) постулат про утворення Сонця та планет з єдиного матеріалу, туманності (відомі гіпотези Канта-Лапласа, Фесенкова, Войткевича, нещодавно запропоновані уявлення Рудника і Соботовича та ін.);

2) утворення планет з речовини Сонця (гіпотези Бюффона, Мультона і Чемберліна, Джінса, Джеффріса, Крата та ін.);

3) різнорідне походження Сонця та планет (найвідоміша гіпотеза Шмідта).

Коротко охарактеризуємо гіпотези кожного класу.

У 1755 р. німецький філософ І. Кант висловив думку,

що первісний Всесвіт складався з нерухомих пилоподібних частинок різної щільності. Сили гравітації зумовили їхній рух, зіткнення однієї з одною і налипання (акрецію) їх одна на одну, утворення центрального розжареного згустка — Сонця. Подальші зіткнення частинок спричинили обертання Сонця і разом із ним — пилової хмари. В пиловій хмарі поступово утворювались окремі згустки речовини — зародки майбутніх планет, навколо яких за подібною схемою сформувалися супутники. Утворена таким чином Земля на початку свого існування уявлялась холодною.

Французький астроном і математик П. Лаплас (1749-1827 рр.) запропонував дещо інший варіант. Сонячна система, на його думку, утворилась із розжареної газової туманності з центральним згустком, яка оберталася й стискала під дією всесвітнього тяжіння. Під час подальшого охолодження швидкість обертання туманності зростала, й на периферії від неї відшаровувалися кільця, котрі в свою чергу розпадалися на згустки — майбутні планети. Планети на початковій стадії були розжареними газовими кулями, що поступово охолоджувалися й застигали.

Гіпотеза Канта—Лапласа була панівною в космогонії аж до початку ХХ ст. і відіграла прогресивну роль як підґрунтя природничих наук, у тому числі й геології. Головним недоліком гіпотези була її неспроможність пояснити розподіл всередині Сонячної системи моменту кількості руху (МКР), котрий визначається як добуток маси тіла на відстань від центра системи і швидкість його обертання. Виходячи з того, що Сонцю відповідає понад 90 % всієї маси системи, можна припустити, що воно повинно мати й найвищий МКР. Насправді ж Сонце має лише 2 % загального МКР, а планети, особливо планети-гіганти, — решту 98 %.

Цю суперечність спробував пояснити радянський вчений В. Г. Фесенков. За його гіпотезою (1960 р.), Сонце і планети утворилися внаслідок ущільнення гігантської туманності — «глобули». Туманність була дуже розрідженою матерією, складеною переважно з водню, гелію і невеликої кількості важких елементів. Під дією сили гравітації в центральній частині глобули виник зіркоподібний згусток — Сонце, який швидко обертався. Внаслідок еволюції сонячної речовини час від часу спостерігалися викиди матерії із Сонця в довколишнє газопилове середовище. Це призводило до втрачання Сонцем деякої своєї маси і пе-

редання утворюваним планетам значної частини МКР. Формування планети відбулося через акрецію речовини туманності.

Американські дослідники — геолог Т. Чемберлін і астроном Ф. Мультон — на початку ХХ століття запропонували подібні гіпотези, згідно з якими планети утворилися з речовини газових витків-спіралей, «витягнутих» із Сонця зіркою, що пройшла на достатньо близькій відстані від нього. Ними було введено в космогонію поняття *планетезималі*, тобто згустків сконденсованої з газів первинної речовини, які стали зародками планет та астероїдів.

Англійський астрофізик Д. Джінс припустив (1919 р.), що при зближенні іншої зірки із Сонцем з нього відривався сигароподібний виступ, який у подальшому розпадався на окремі згустки, причому з середньої, потовщеної частини «сигари» утворилися великі планети, а по її краях — дрібні.

Оригінальну гіпотезу висунув у 1944 р. радянський дослідник О. Ю. Шмідт, учнями якого пізніше розроблено фізико-математичне її обґрунтування. Це так звана *метеоритна гіпотеза* (рис. 2), яка, втім, не розглядає проблему утворення Сонця. Згідно з положеннями цієї гіпотези, Сонце на одній із стадій свого розвитку захопило холодну газопилову (метеоритну) хмару (рис. 2, а). До цього Сонцю відповідав дуже малий МКР, хмара ж оберталася зі значною швидкістю. У сильному гравітаційному полі Сонця почалася диференціація метеоритної хмари за масою, щільністю і розмірами (рис. 2, б). Частина метеоритного матеріалу потрапила на Сонце, інша, внаслідок процесів акреції, утворила згустки — зародки планет та їх супутників (рис. 2 в,г). Велика роль у гіпотезі відводиться дії «сонячного вітру» — тиску сонячного випромінювання, — яке відкидало легкі газові компоненти на периферію системи. Утворена в такий спосіб Земля була холодним тілом, її подальший розігрів пов'язують з радіогенним теплом, гравітаційною диференціацією та іншими джерелами внутрішньої енергії планети. Суттєвим недоліком гіпотези вважають надто низьку ймовірність захоплення Сонцем подібної метеоритної хмари.

Прикладом гіпотез, які виникли останнім часом, є уявлення В. Рудника і Е. Соботовича (1984 р.). За цими уявленнями, зініціювати процеси в газопиловій туманності міг близький вибух "наднової" зірки. Під дією вибуху роз-

почалося стискання туманності й утворення центрально-го згустка — Сонця. Потім від Сонця планетам передавався МКР, електромагнітним чи турбулентно-конвективним шляхом утворювалися кільця, подібні як у Сатурна, відбувалась акреція матеріалу кілець спочатку в планетезималі, а потім у планети. Весь процес відбувався дуже швидко — протягом близько 100 млн років.

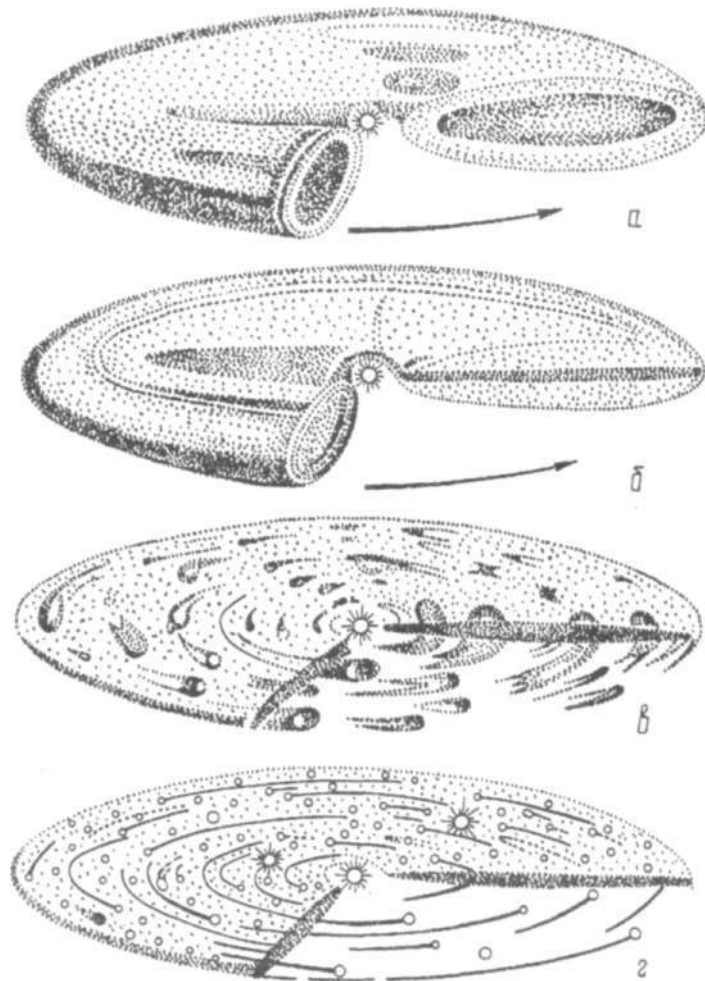


Рис. 2. Утворення планет за гіпотезою О. Ю. Шмідта

Стосовно послідовності формування внутрішніх частин планети існують різні погляди. Наприклад, Земля спочатку була невідсортованим конгломератом залізосилікатної речовини, в подальшому внаслідок гравітації відбувся поділ на залізне ядро і силікатну мантію - так звана *гомогенна акреція*. Прихильники *гетерогенної акреції* вважають, що спочатку акумулювалося тугоплавке залізне ядро, потім на нього налипали більш легкоплавкі силікатні частинки. Залежно від підходу може йтися і про ступінь первісного розігріву Землі. Справді, одразу ж після свого утворення планета почала розігріватися внаслідок сумісної дії кількох чинників: бомбардування її поверхні планетезималами, що супроводжувалося виділенням тепла; розпаду радіоактивних ізотопів, у тому числі короткоживучих ізотопів алюмінію, йоду, плутонію тощо; гравітаційної диференціації надр (з позицій гомогенної акреції). На думку деяких дослідників, на цій ранній стадії формування планети зовнішні частини могли перебувати в стані, близькому до розплаву.

Форма і розміри Землі. Перші припущення щодо форми Землі висловлювали ще стародавні греки. Наукові докази кулеподібності нашої планети наведено в працях Арістотеля (384—322 рр. до н.е.), який пояснював сутність місячних затемнень тінню, яку відкидає на Місяць Земля. У XVIII ст. англійським фізиком І. Ньютоном доведено, що внаслідок спільної дії гравітаційних та відцентрових сил, які виникають під час обертання планети, Земля має сплющуватися з полюсів уздовж напрямку, що їх сполучає. Нині виявлено, що полярний радіус менший від екваторіального на 21,38 км ($R_p = 6356,78$ км, $R_e = 6378,16$ км). Така фігура Землі дістала назву *еліпсоїда обертання*, або *сфероїда*. У подальшому, з появою точніших методик вимірювання, було визначено, що Земля дещо сплюснута й по екватору: різниця між найбільшим і найменшим радіусами Землі на екваторі становить 213 м. Звідси виходить, що Земля є тривісним еліпсоїдом з подвійним (полярним і екваторіальним) сплющенням.

За сучасними уявленнями, найближчою фігурою до істинної форми Землі вважається *геоїд*. Поверхня геоїда збігається з поверхнею води в Світовому океані, уявно проведеною і під материками, причому сила тяжіння в будь-якій точці геоїда має бути спрямована перпендикулярно до його поверхні. Поверхня геоїда, як правило, не збігається ні з рельєфом Землі, ні з поверхнею еліпсоїда (рис. 3).

Площа земного геоїда становить близько 510 млн км², об'єм — 61,083 млрд км³, радіус кулі, рівновеликої геоїду, — 6371 км. Довжина кола земного меридіана — 40 008 550 м, довжина екватора - 40 075 700 м.

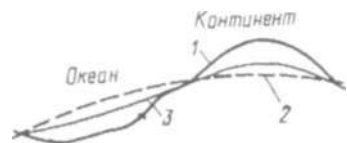


Рис. 3. Співвідношення рельєфів поверхні Землі, сфероїда й геоїда:
1 — поверхня рельєфу; 2 — сфероїд; 3 — геоїд

Відхилення поверхні геоїда від еліпсоїда місцями досягають \pm (100... 150) м і пов'язані з нерівномірним розподілом мас у тілі Землі. Найбільш понижені ділянки геоїда відносно поверхні еліпсоїда спостерігають в Індійському океані, а максимальне підняття відмічають в Атлантичному океані.

1.3.

Будова й фізичні властивості Землі

Сучасні уявлення про внутрішню будову Землі добуто з допомогою геофізичних методів, переважно сейсмічного. Останній ґрунтується на вивченні швидкостей поширення в надрах Землі пружних коливань, які виникають під час землетрусів і штучних вибухів. Хвилі, що поширюються від гіпоцентрів природних або штучних землетрусів, поділяються на поздовжні і поперечні. Поздовжні хвилі поширюються в твердому й рідкому середовищах, поперечні - лише в твердому. Швидкість поширення пружних коливань залежить від щільності порід, в яких вони поширюються, та зростає зі збільшенням щільності.

Сейсмічним методом всередині Землі виділено декілька концентричних оболонок, або *геосфер*, які позначено латинськими буквами (рис. 4).

Земна кора (шар А) — верхня тверда оболонка Землі, яка має різну потужність і будову під континентами та океанами. Згідно з цим розрізняються два типи кори: 1) континентальний та 2) океанічний.

- **Континентальний тип** характеризується середніми потужностями близько 35...40 км, типовими для рівнинних територій — платформ; максимальним значенням потужностей відповідають високогірні райони (понад 70 км під Гімалаями).

Класифікація гірських порід

Гірські породи — це мінеральні агрегати, які утворюють самостійні геологічні тіла, що складають земну кору. Відрізняються вони за складом, будовою та умовами формування.

Породи, складені багатьма мінералами, називають *полімінеральними* — це більшість гірських порід.

Породи, складені одним мінералом — *мономінеральні*. Наприклад, вапняк, складений кальцитом; кварцит, складений кварцем.

Полімінеральні породи — це, наприклад, граніт, складений кварцем, польовими шпатами, біотитом та іншими мінералами. Серед мінералів, які формують породи, прийнято виділяти основні, або породоутворювальні, і другорядні, або акцесорні, тобто ті, що містяться в породах у невеликих кількостях у вигляді домішок.

Будову породи характеризують поняття структури й текстури.

Структура породи визначається її внутрішніми особливостями і характеризується ступенем кристалічності, розмірами зерен, їхньою формою, співвідношеннями між ними.

Текстура — це зовнішні ознаки породи, зумовлені взаємним розміщенням її складових частин і способом заповнення простору.

За походженням всі гірські породи поділяються на магматичні, осадові і метаморфічні.

Магматичні породи утворюються внаслідок кристалізації природних силікатних розплавів (магми).

Осадові породи утворюються на поверхні Землі за рахунок руйнування раніше утворених порід. Їх поділяють на уламкові, тобто утворені внаслідок фізичного руйнування та нагромадження уламків гірських порід, хімічні (або хемогенні) - осаджені хімічним шляхом на дні водойм і органігенні - утворені з решток організмів чи продуктів їх життєдіяльності.

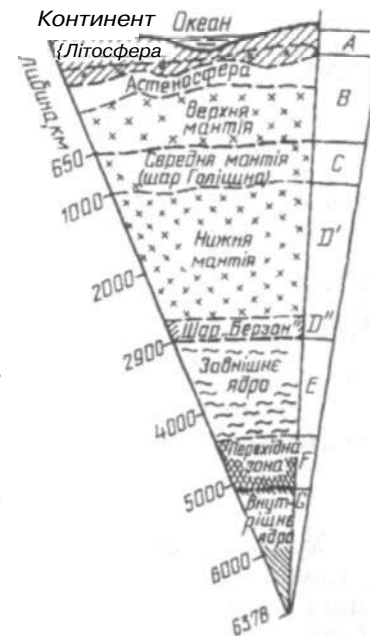


Рис. 4. Схема внутрішньої будови землі

Метаморфічні породи формуються з магматичних чи осадових під дією різних глибинних чинників: високих температур і тисків, гідротермальних розчинів і газів, які виділяються з магматичного розплаву.

В структурі кори виділяють три шари (згори донизу): осадовий 1, гранітно-метаморфічний 2 і базальтовий 3 (рис. 5). Шар, що лежить нижче базальтового, відповідає мантиї 4.

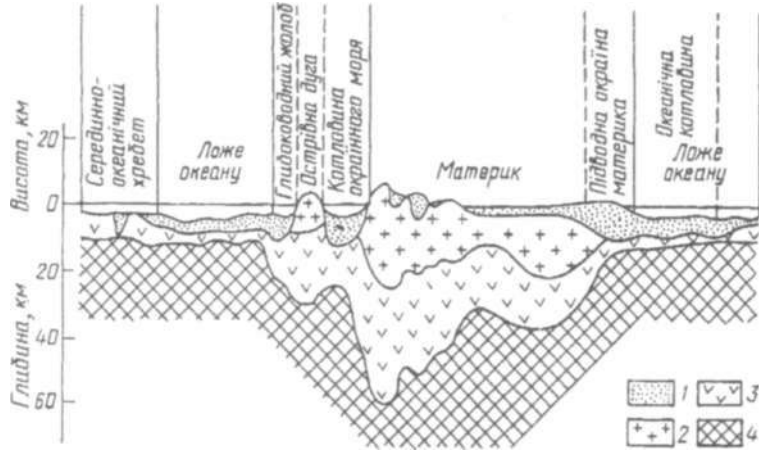


Рис. 5. Будова земної кори:
1 — осадовий шар; 2 — гранітно-метаморфічний шар; 3 — базальтовий шар;
4 — мантия

Осадовий шар складений породами, що утворилися в результаті осадження з вод морів, озер, річок. Найтипівшими з них є пісковики, вапняки, глини, мергелі тощо. Потужність шару, зазвичай, не перевищує 10...15 км, а швидкість поширення поздовжніх хвиль — 1,5...5 км/с.

Нижче залягає *гранітно-метаморфічний шар*, складений породами з високим вмістом кремнезему (SiO_2) (граніти), утвореними шляхом кристалізації з магми, і породами, які сформувалися з осадових та магматичних порід під дією високих температур і тисків (гнейси, кристалічні сланці тощо). Потужність шару становить 10...20 км, швидкість поздовжніх хвиль у ньому — 5,5...6,2 км/с. Підшову шару з 1925 р. називають *поверхнею Конрада* — за ім'ям її першовідкривача.

Поверхня Конрада відокремлює гранітно-метаморфічний шар від *базальтового*, що залягає нижче.

Слід зазначити, однак, що поверхня Конрада, яка відповідає стрибку швидкості поширення пружних коливань, інколи не відбиває речовинних неоднорідностей земної кори і може бути інтерпретована з інших позицій. Це підтвердилось, зокрема, під час буріння Кольської надглибокої свердловини. За прогнозами геофізиків, ця свердловина вже на глибині 7 км мала б увійти в базальтовий шар. Базальтів, однак, не було виявлено і до глибини 12 км, а зафіксоване на глибині 7 км стрибкоподібне зростання швидкості поширення сейсмічних хвиль пояснюється ущільненням порід на великих глибинах.

Базальтовий шар складений переважно продуктами вулканічних вивержень — базальтами та метаморфічними породами — амфіболітами. Потужність його досягає 40 км, а швидкість поздовжніх хвиль — 6,5...7,4 км/с.

• *Океанічний тип кори* — шар має меншу потужність (у середньому 5...10 км) і тришарову структуру. Верхній осадовий шар найчастіше складений пухкими глибоводними осадками потужністю до кількох сотень метрів; швидкість поширення сейсмічних хвиль у ньому становить 1,5...2,5 км/с. Другий шар — базальтовий, його потужність до 3 км зі швидкістю поширення поздовжніх хвиль 2,2...5,5 км/с. Третій шар, складений основними та ультраосновними породами (габро, перидотитами, серпентинітами), має середню потужність 5...6 км, швидкість поширення сейсмічних хвиль у ньому становить 6,4...7,2 км/с.

Океанічна кора характерна для ложа Світового океану. Зчленування двох основних типів кори відбувається по-різному. Для узбережжів Атлантичного, Індійського, Північного Льодовитого океанів характерне поступове виклинювання гранітно-метаморфічного шару в межах континентального схилу. В цьому разі океанічна кора контактує з континентальною в зоні підніжжя континентального схилу. Такий тип перехідних зон називають *атлантичним*. Зовсім іншу картину спостерігають на західному узбережжі Тихого океану. Тут виділяють субконтинентальний і субокеанічний перехідні типи кори.

Субконтинентальний тип кори відрізняється від континентального меншою потужністю і нечітко вираженою поверхнею Конрада. Потужність кори становить 20...30 км (осадовий шар — сотні метрів, гранітно-метаморфічний

шар — до 10 км, базальтовий — 10... 15 км). Таку будову має кора острівних дуг (Курильської, Алеутської тощо).

Субокеанічний тип кори має потужність до 25 км. Особливістю кори цього типу є підвищена потужність осадового шару — до 15 км. Характерний для глибоководних котловин окраїнних морів (Охотське, Японське) та для деяких внутрішніх морів (Чорне, Середземне). Субконтинентальні і субокеанічні ділянки дна океанів зчленовані між собою зонами розломів. Такий складний і різкий перехідний тип кори називають *тихоокеанським*.

Нижньою межею земної кори під континентами і океанами вважають **поверхню Мохоровичича** (скорочено *Мохо*, або *М*), названу за іменем хорватського геофізика у 1909 р. На цій поверхні змінюється швидкість поширення сейсмічних хвиль. Нижче залягає *мантія*, яка поділяється на верхню, середню та нижню.

Верхня мантія (шар *B*) простягається до глибини від 410 до 650 км і характеризується в цілому зростанням з глибиною швидкості поширення поздовжніх сейсмічних хвиль від 7,9 до 9 км/с. Однак у межах верхньої мантії виявлено шар непостійної потужності, в якому знижується швидкість поширення поперечних хвиль. Вважають, що речовина в цьому шарі перебуває в стані часткового розплавлення, має знижену в'язкість, пластичність. Цей шар називають **астеносферою** (або *шаром Гутенберга*). Астеносфера відіграє вирішальну роль у тектонічних процесах верств, що залягають вище; в цій зоні спостерігають осередки глибокофокусних землетрусів, зароджуються магматичні розплави, які за сприятливих умов проникають в товщу земної кори.

Земна кора разом із надастеносферним шаром верхньої мантії складають **літосферу** ("кам'яну оболонку") Землі — єдиний жорсткий шар, який ніби "плаває" в пластичній астеносфері. Вважають, що верхня мантія складена темними щільними породами, можливо перидотитами, дунітами, еклгітами.

Глибина залягання астеносфери під материками та океанами різна. Виявлено, що під рифами серединно-океанічних хребтів астеносфера розташована часто на глибині 2...3 км від поверхні дна, на периферії океанів глибина залягання астеносфери становить 80... 100 км, а під континентами — ще глибше, в центральних частинах плат-

форм, під щитами астеносфери не виявлено до глибини 200...250 км.

Втім, на думку сучасних дослідників, астеносфера може, по-перше, залягати глибше, а по-друге, мати підвищену (порівняно з океанами та орогенами) в'язкість, що ускладнює її виявлення. Вважають, що максимальна глибина поширення астеносфери становить 300...400 км.

Крім того, земна кора і верхня мантія утворюють **тектоносферу**, тобто зону, де відбуваються основні тектонічні і магматичні процеси.

Із астеносферою пов'язане явище **ізостазії** — стану рівноваги мас земної кори і мантії. Поняття ізостазії було запроваджене в геології ще в середині XIX ст., коли виникла потреба в поясненні занурення окремих ділянок планети, скажімо, під вагою льодовикових щитів, і вирівнювання їх після зняття навантаження чи підняття територій унаслідок процесів денудації (гірські системи). В тому й іншому випадку для пояснення явищ потрібна була оболонка з властивостями, близькими до рідини, зі здатністю до перетікання, яку й було виявлено у 50-ті роки при вивченні сейсмічних властивостей верхньої мантії.

Середня мантія (шар *C*, або *шар Голиціна*) простягається до глибини 1000 км, за складом вона принципово не відрізняється від верхньої. Швидкість поздовжніх хвиль становить у цій зоні 9...11,4 км/с.

Нижня мантія (шари D' і D'') має потужність майже 2000...2900 км. Тут спостерігають поступове зростання швидкості сейсмічних хвиль у шарі D' (до 13,6 км/с для поздовжніх коливань) і деяке зниження швидкостей у шарі D'' . Межу між мантією і ядром називають **поверхнею Віхерта-Гутенберга**.

Нижче розміщується **ядро Землі**, розділене на зовнішнє (шар *E*) і внутрішнє (шар *G*). У зовнішнє ядро не проникають поперечні хвилі, у зв'язку з чим припускають, що речовина в ньому перебуває в розплавлено-рідкому стані. Нижня межа його становить 4980 км. Внутрішнє ядро відповідає серцевині Землі і має радіус 1250 км. Воно пропускає поздовжні (11,4 км/с) і поперечні хвилі, тому вважають, що речовина перебуває тут у твердому стані, напевно, близькому до розплаву. Ядро має електропровідність, а це вказує на металізований або плазменний стан його речовини. Щодо мінерального складу ядра існують

дві версії: згідно з першою — ядро залізо-нікелеве, за другою — воно силікатне, як і мантія.

Середня щільність Землі, за геофізичними даними, становить $5,52 \text{ г/см}^3$. Щільність порід земної кори коливається в межах $2,4...3,0 \text{ г/см}^3$ (в середньому близько $2,8 \text{ г/см}^3$). Отже, в мантії і ядрі Землі має спостерігатися суттєве зростання цього показника. Дійсно, у верхній мантії щільність становить $3,3...3,4 \text{ г/см}^3$, у нижній — $5,6...5,7$, у зовнішньому ядрі — $11...11,5$, у внутрішньому — до $12,5 \text{ г/см}^3$.

Розрахунки тиску, проведені згідно з указаними значеннями щільності, свідчать, що в підшві земної кори він становить близько 1 ГПа , на межі мантії і ядра — 137 і в центрі Землі — 361 ГПа , що відповідає тиску поблизу фронту ударної хвилі, яка виникає при ядерному вибуху.

Навколо Землі існує поле тяжіння, зумовлене її масою. Це поле називають **гравітаційним**. Дослідженнями визначено його неоднорідність на поверхні планети.

Виміряні з допомогою гравіметрів значення прискорення вільного падіння поступово змінюються від полюсів до екватора від 983 до 978 см/с^2 , тобто відрізняються на $0,5\%$.

Однак на тлі цієї загальної закономірності спостерігаються численні відхилення — *гравітаційні аномалії*, які бувають додатними та від'ємними. Додатні аномалії спостерігають над ділянками, де на глибині залягають породи зі щільністю, більшою ніж в оточуючих порід, від'ємні — над ділянками, складеними легкими породами. На Землі великі додатні аномалії розташовані, наприклад, над глибоководними жолобами в океанах, від'ємні — у високогірних зонах континентів, що дає змогу припустити, що в основі гір залягають легкі породи, типу гранітів, а в океанах на незначних глибинах — важкі породи типу базальтів.

Вважають, що прискорення вільного падіння змінюється і з глибиною: до межі мантії і ядра спостерігають його поступове зростання і максимальні значення на глибині 2900 км досягають 1068 см/с^2 . В ядрі прискорення вільного падіння поступово спадає, досягаючи 63 см/с^2 на глибині 6200 км і 0 у центрі Землі.

Науку, що вивчає земне поле сили тяжіння, називають *гравіметрією*.

Земля має дипольне **магнітне поле**, на що вказав ще у 1600 р. англієць У. Гільберт. Магнітне поле простягається на відстань до 93 тис. км від поверхні Землі.

Магнітні полюси розміщуються поблизу географічних, але не збігаються з ними.

Північний магнітний полюс розташований в Антарктиді, поблизу Південного Географічного, а Південний — поблизу Північної Гренландії біля Північного Географічного, тому північний кінець магнітної стрілки приблизно показує на північ, а південний — приблизно на південь. Кут між віссю диполя і віссю обертання Землі становить приблизно 11° . Вважають, що виникнення магнітного поля зумовлене дією електричних струмів, що виникають унаслідок обертання Землі і пов'язані з конвективними рухами речовини в рідкому зовнішньому ядрі (динамотеорія Френкеля—Ельзассера).

Характерною особливістю магнітного поля Землі є його мінливість в часі. Адже з'ясовано, що залізовмісні мінерали (ферромагнетики) мають властивість фіксувати орієнтацію магнітного поля на час їхнього утворення. З таких позицій було доведено, що магнітне поле протягом геологічної історії часто переживало *інверсії*, тобто зміну магнітних полюсів. Отже, дані вивчення давнього магнетизму, або *палеомагнетизму*, можна використовувати для вирішення конкретних завдань геологічної історії Землі (розчленування і зіставлення верств гірських порід, визначення віку ложа океанів тощо).

Теплове поле Землі визначається переважно двома джерелами: сонячним теплом і теплом, яке генерується в надрах планети і виноситься на її поверхню тепловим потоком. Сонячне тепло визначає температуру лише верхніх частин земної кори до глибини, що не перевищує перших десятків метрів, — до так званого *нейтрального шару*, або *поясу постійних температур*. Температура цього поясу відповідає середньорічній для даної місцевості, а глибина залежить від географічного положення території. Нижче нейтрального шару спостерігають поступове зростання температури з глибиною, яке характеризується такими величинами, як геотермічний градієнт і геотермічний ступінь.

Геотермічний градієнт показує зміну температури на одиницю глибини, в середньому для Землі він дорівнює 3°C на 100 м .

Геотермічний ступінь — це інтервал глибини, в якому температура змінюється на 1°C , середнє його значення становить 33 м .

Вказані значення градієнта та ступеня характерні лише для верхніх шарів земної кори, з глибиною градієнт, очевидно, спадає, а ступінь зростає.

Температура, виміряна в Кольській надглибокій свердловині на глибині 11 км, становить близько 200 °С, що відповідає геотермічному ступеню 19...20 м. Розрахунки геофізиків свідчать, що на глибині близько 400 км температура становить приблизно 1600 °С, на глибині 2900 км, тобто на межі мантії і ядра, — близько 2500, а в центрі Землі досягає 5000 °С.

Основними джерелами глибинного тепла Землі вважають:

- радіогенне тепло, яке утворюється під час розпаду радіоактивних ізотопів;
- тепло, що виділяється внаслідок гравітаційної диференціації речовини мантії (перерозподіл за щільністю);
- тепло, яке вивільнюється в надрах унаслідок деяких хімічних реакцій.

Контрольні запитання й завдання

1. Як побудована Сонячна система? 2. Назвіть внутрішні й зовнішні планети. 3. Охарактеризуйте супутник Землі — Місяць. 4. Що таке астероїди, комети? 5. Чим відрізняються геод і еліпсоїд обертання? 6. У чому полягають відмінності між континентальним і океанічним типами кори? 7. Що таке субокеанічний і субконтинентальний типи кори? 8. Охарактеризуйте будову мантії і ядра Землі. 9. Назвіть середні характеристики щільності для різних геосфер Землі. 10. Як змінюється прискорення вільного падіння по поверхні планети та з глибиною? 11. Дайте характеристику магнітного поля Землі. 12. Якими чинниками визначається теплове поле Землі? 13. Що таке геотермічний градієнт і геотермічний ступінь? 14. Чим відрізняються класи космогонічних гіпотез? 15. Викладіть суть гіпотези О.Ю.Шмідта. 16. Що таке гомогенна та гетерогенна акреції? 17. Що таке гірські породи? 18. Як класифікують гірські породи?

Глава 2 МІНЕРАЛИ - СКЛАДОВА ЗЕМНОЇ КОРИ

2.1.

Хімічний склад земної кори

Земна кора складена гірськими породами різного походження, що є природними мінеральними агрегатами. Мінерали ж, у свою чергу, складаються з хімічних елементів. Тому, щоб дістати уявлення про хімічний склад земної кори, вивчають хімічний склад порід і мінералів, відібраних на поверхні Землі, в гірничних виробках (шахтах, рудниках), у бурових свердловинах, на дні морів та океанів. Надостовірніші відомості дістають лише для верхнього шару кори (до глибини 10...20 км).

Для оцінки хімічного складу глибинних геосфер використовують дані аналізів метеоритів, зразки порід, добутих на Місяці радянськими станціями «Луна-16», «Луна-20», «Луна-24» і американськими кораблями «Аполлон-11», «Аполлон-12».

У 1889 р. американський геохімік Ф. Кларк опублікував перші дані про середній вміст хімічних елементів у земній корі. У 1923 р. академік О. Є. Ферсман запропонував середній вміст хімічного елемента в земній корі, розрахований на весь її об'єм і виражений у вагових або об'ємних процентах, називати **кларком** (наприклад, кларк магнію, кларк титану). Суттєвий внесок у розробку цього питання належить В. І. Вернадському (першому Президенту Української Академії наук), О. Є. Ферсману, О. М. Заварицькому, О. П. Виноградову та ін. Так, за даними О. П. Виноградова, найпоширенішими елементами в земній корі є кисень, силіцій та алюміній, на їх частку припадає 82,58 % маси всієї земної кори. Залізо, натрій, калій, магній і титан становлять ще 15,16 %. Частка решти елементів у земній корі становить лише 2,26 % (табл. 1).

Можна побачити, що дані, добуті Ф. Кларком ще в 1924 р., і радянськими геохіміками О. Б. Роновим і О. О. Ярошевським (з урахуванням хімічних аналізів місячних зразків і порід з глибоких зон океанів), мало відрізняються (до 3 %).

Крім дев'яти основних хімічних елементів, десятима

частками процента обчислюється вміст у земній корі Ti (0,52), С (0,46), Мп (0,12), S (0,11), СІ (0,2). Решта елементів таблиці Л. І. Менделєєва представлена в земній корі сотими, тисячними та мільйонними частками процента.

Таблиця 1. Хімічний склад земної кори

Елемент	Вміст хімічних елементів, %		
	за Ф. Кларком (1924 р.)	за 0. П. Виноградовим (1962 р.)	за 0. Б. Ромовим і О. О. Ярошевським (1976 р.)
Кисень	49,52	49,13	46,50
Силіцій	25,75	26,00	25,70
Алюміній	7,51	7,45	7,65
Залізо	4,70	4,20	6,24
Кальцій	3,29	3,25	5,79
Натрій	2,64	2,40	1,81
Магній	1,94	2,35	3,23
Калій	2,40	2,35	1,34
Водень	0,88	1,00	0,16

Елементи, що становлять мізерну частку земної кори, тобто трапляються в природі нечасто, називають *рідкісними, або розсіяними*.

Для деяких хімічних елементів (йоду, гафнію, скандію, рубідію, індію, цезію, радію та деяких інших) розсіяний стан є основним, оскільки вони не утворюють (чи майже не утворюють) власних мінералів; для більшості елементів такий стан є переважним і лише для кисню, силіцію, алюмінію, заліза, кальцію, натрію, калію і магнію основною природною формою є власні мінерали. Постулат про загальне розсіяння хімічних елементів навіть пропонують іменувати *законом Кларка—Вернадського*. Справа в тому, що в 1909 р. на XII з'їзді російських природодослідників та лікарів В. І. Вернадський сказав: "У кожній краплині й порошинці речовини на земній поверхні в міру зростання точності наших досліджень ми відкриваємо все нові і нові елементи. Виявляється мікроскопічний характер їх розсіяння. В піщинці чи краплі, як у мікрокосмі, відбивається загальний склад Космосу. В ній можна знайти ті самі елементи, що спостерігаються на земній кулі, в небесних про-

сторах. Питання пов'язане лише з поліпшенням і вточненням методів дослідження...". До В. І. Вернадського в геології панували погляди лише про мінеральну форму перебування хімічних елементів у літосфері.

Опрацювавши уявлення про розсіяну форму хімічних елементів, В. І. Вернадський зробив останні об'єктом спеціальних досліджень фахівців у галузі геології, заклавши, таким чином, підвалини нової дисципліни — геохімії, науки про розподіл (концентрацію та розсіяння) і процеси міграції хімічних елементів у земній корі, та, за можливості, в Землі в цілому.

Як уже було зазначено, середній склад Землі в цілому оцінюють переважно за аналізами метеоритів, використовуючи також геофізичні дані, зокрема щодо змін щільності з глибиною. Виходять з того, що метеорити, потрапляючи на Землю з поясу астероїдів, є або уламками гіпотетичної планети Фаєтон, яка з невідомих причин розпалася, або вихідним матеріалом для формування нової планети між орбітами Марса і Юпітера. В тому й іншому разі допускається подібність хімічного складу планет земної групи, а отже, й можливість оцінити на підставі складу метеоритів хімічний склад внутрішніх геосфер Землі. Середній хімічний склад Землі за цією методикою у 1930 р. було обчислено О. Є. Ферсманом. У 1978 р. американський геохімік Б. Мейсон з урахуванням аналізів зразків гірських

Таблиця 2. Хімічний склад Землі

Елемент	Вміст хімічних елементів, %	
	за О. Є. Ферсманом (1930 р.)	за Б. Мейсоном (1978 р.)
Кисень	27,71	29,50
Залізо	39,76	34,60
Силіцій	14,53	15,20
Магній	8,69	12,70
Сірка	0,64	1,93
Нікель	3,46	2,39
Кальцій	2,32	1,13
Алюміній	1,79	1,09
Решта	1,10	1,49

порід, доставлених з Місяця, запропонував свій гіпотетичний склад Землі, дещо відмінний від наведеного О. Є. Ферсманом (табл. 2).

Середній хімічний склад Землі одним із перших обчислено ще в 1919 р. українським вченим П. М. Чирвінським.

Порівняння даних стосовно хімічного складу земної кори і Землі в цілому виявляє, насамперед, різке підвищення в другому випадку частки важких елементів — заліза й нікелю, що може вказувати на залізо-нікелевий склад ядра Землі.

2.2.

Кристаліграфічні властивості та форми мінералів у природі

Мінералами називаються природні хімічні сполуки або самородні хімічні речовини, утворені внаслідок складних фізико-хімічних процесів у надрах земної кори чи на її поверхні. Це саме ті первісні "цеглинки", з яких побудована Земля. Їх налічують понад 2000, а з різновидами — понад 6000, хоча найбільше поширення мають лише декілька сотень так званих "породоутворювальних" мінералів. У природі мінерали трапляються найчастіше в твердому вигляді, хоча відомі й рідкі та газоподібні мінерали.

Втім, існує і дещо відмінне трактування поняття мінерала. Так, під мінералом розуміють кристалічну складову частину гірських порід, руд та інших (у тому числі й колоїдно-дисперсних) агрегатів неорганічного світу, утворену внаслідок фізико-хімічних процесів, що відбуваються в земній корі й у суміжних з нею оболонках. Тобто в цьому разі рідкі й газоподібні тіла не вважають мінералами.

Переважає більшість твердих мінералів — це кристалічні утворення і лише незначна кількість їх — аморфні. Кристалічні форми мінералів вивчає певна наука — **кристаліграфія**. Як відомо, будова кристалів характеризується закономірним розташуванням у просторі складових частинок (атомів, іонів, молекул), в аморфних речовин елементарні частинки розташовуються хаотично. Елементарні частинки в кристалічних мінералах утворюють так звані **кристалічні решітки**, які визначають їхні основні властивості.

Кристалічні тіла характеризуються **анізотропією** —

фізичні властивості їх (теплопровідність, твердість тощо) однакові лише в паралельних напрямках і різняться в перпендикулярних.

Цю властивість кристалічних тіл часто ілюструють простим дослідом. Кусочок кристалічного гіпсу умочують у розплавлений віск, дають останньому застигнути, а потім торкаються до поверхні гіпсу гарячою голкою. Розтоплений віск має форму еліпса, що вказує на те, що теплопровідність гіпсу різна в різних напрямках.

Аморфні тіла — **ізотропні** (однакові властивості в різних напрямках).

Ще одна властивість кристалічних тіл — **здатність до самоогранення**, тобто утворення у відповідних умовах правильних багатогранників-кристалів. Мінерали з аморфною структурою утворюють землясті маси, натічні форми тощо.

Утворення кристалів можна спостерігати, якщо, наприклад, у посудину з перенасиченим розчином кухонної солі опустити на нитці так звану затравку. З часом вона перетвориться на кристалик солі кубічної форми.

Кристал, як геометричне тіло, характеризується гранями, ребрами і вершинами.

Грані — це площини, які обмежують кристал; вони відповідають плоским сіткам граней кристалічної решітки.

Ребра — лінії, по яких перетинаються сусідні грані, відповідають рядам частинок, за якими перетинаються сітки граней решітки.

Вершини — точки, в яких перетинаються ребра, відповідають вузлам кристалічної решітки, де розташовані іони (атоми, молекули).

Кути, утворені сусідніми гранями, називаються **гранними**. Вченими трьох країн (данцем Н. Стено, французом Р. де Ліллем і росіянином М. В. Ломоносовим) незалежно один від одного було з'ясовано, що гранні кути в кристалах одного й того самого мінералу постійні — **закон постійності гранних кутів**. Закон має важливе практичне значення, оскільки, вимірюючи з допомогою спеціальних приладів — гоніометрів — кути між однотипними гранями в кристалах, можна діагностувати мінерали в найдрібніших кристаликах.

Більшість мінералів у породі утворюють мікрокристалічні агрегати, зернисті маси тощо. І лише в деяких випадках, за сприятливих умов рівномірного надходження однорідної речовини до кристала, що росте, можуть утво-

риватися правильні багатогранники, які мають *симетрію*, тобто їхні елементи (грані, ребра, вершини) закономірно повторюються в просторі. Симетрію кристалів характеризують площина, вісь і центр симетрії, які називають ще елементами симетрії (рис. 6).

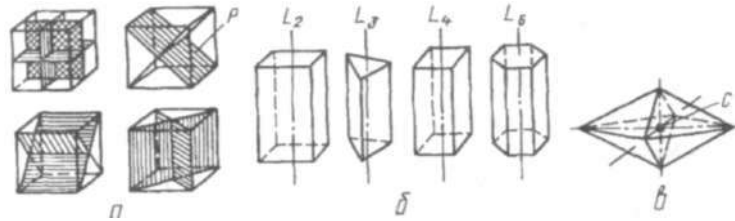


Рис. 6. Елементи симетрії кристалів:
а — площини симетрії; б — осі симетрії; в — центр симетрії

Площина симетрії (P) — це уявна площина, яка ділить кристал на дві дзеркально симетричні частини.

Вісь симетрії (L) — уявна лінія, при обертанні навколо якої на 360° кристал декілька разів (2, 3, 4, 6) повторює своє початкове положення в просторі. В кристали можуть бути представлені декілька осей симетрії* — вісь симетрії другого порядку L_2 , вісь симетрії третього порядку L_3 і, відповідно, — L_4 і L_6 (рис. 6, б). Вісь другого порядку називають віссю нижчого найменування, а осі симетрії L_3, L_4, L_6 — осями вищого найменування.

Центром симетрії (C) називають точку всередині кристала, в якій перетинаються і діляться навпіл всі прямі лінії, що сполучають відповідні точки на поверхні кристалу. Центр симетрії є в тих кристалів, кожній грані яких відповідає грань того самого кристала, рівна і паралельна розглядуваній. В кожному кристалі є певна сукупність елементів симетрії чи певна комбінація їх. Російський кристалограф А. В. Гадолін показав (1869 р.), що в кристалах можливі лише 32 комбінації елементів симетрії, названих *кристалографічними класами*, або *видами симетрії*.

Наприклад, у кубі є три осі симетрії четвертого порядку, чотири осі симетрії третього порядку, шість осей дру-

* Вісь симетрії п'ятого порядку в простих кристалах не спостерігається, оскільки п'ятикутна елементарна комірка не може повністю заповнити простір.

гого порядку, дев'ять площин симетрії і центр. Вид симетрії куба записують у такому вигляді: $3L_4, 4L_3, 6L_2, 9PC$.

Всі види симетрії об'єднують умовно за ступенем складності в сім груп, які називають *сингоніями*, які, в свою чергу, групуються в три категорії (табл. 3). Для того, щоб віднести кристал до тієї чи іншої сингонії, слід визначити його елементи симетрії, записати їх у вигляді формули і скористатися табл. 3.

Таблиця 3. Кристалографічні сингонії та їх категорії

Категорія	Сингонія та відповідна форма кристалів	Мінімум елементів симетрії
Вища	Кубічна	$4L_3$
Середня	Гексагональна	L_6
	Тетрагональна	L_4
	Тригональна	L_3
Нижча	Ромбічна	$3L_2$
	Моноклінна	L_2, P
	Триклінна	Немає елементів симетрії, C

Трапляється, оо однакові за хімічним складом мінерали утворюють різні кристалічні решітки і належать до різних сингоній, а, отже, мають і відмінні властивості. Таке явище називають **поліморфізмом**.

Типовий приклад поліморфізму — алмаз і графіт, складені вуглецем. Перший кристалізується в кубічній сингонії, вважається найтвердішим мінералом, другий належить до гексагональної сингонії, дуже м'який.

Зворотне явище, коли мінерали з подібним хімічним складом і подібною кристалічною структурою утворюють і однакові кристалічні форми, називаються **ізоморфізмом**. У разі ізоморфізму в кристалічній решітці мінералів одні атоми чи іони можуть заміщуватись на інші з близькими атомними чи іонними радіусами. Це спричиняє утворення цілих ізоморфних рядів мінералів.

Так, коли іони Ре заміщують іони Mg, утворюється ізоморфний ряд мінералів, крайніми членами якого є магнетит $MgCO_3$ і сидерит $FeCO_3$. Всі мінерали ряду утворюють кристали у вигляді ромбоєдрів, тобто кристалізуються в ромбічній сингонії.

У природі мінерали перебувають у найрізноманітніших формах. Слід зазначити, що поодинокі кристали (монокристали), про які йшлося раніше, трапляються порівняно нечасто. Набагато частіше мінералогія має справу зі зростками кристалів. Зростки поділяються на закономірні і незакономірні (або мінеральні агрегати). Як приклад закономірних зростків виділяють **двійники**, які утворюються внаслідок зростання (чи проростання) двох монокристалів і є найхарактернішими для гіпсу. Двійники, утворені зростанням кількох кристалів, називають полісинтетичними, вони типові для польових шпатів (рис. 7).

Види мінеральних агрегатів. За формою мінеральні агрегати поділяються на кристалічні, секреції, конкреції, дендрити, натічні форми і псевдоморфози, а також зернисті й землясті (рис. 8).

Серед **кристалічних агрегатів** виділяють друзи і щітки. **Друзи** — це скупчення кристалів різного розміру на спільній основі. Наприклад — друзи гірського кришталю, аметисту тощо. Виникають при кристалізації мінеральної речовини із розчинів, що циркулювали по тріщинах чи в пустотах гірських порід. **Щітки** — зростки дрібних кристалів на спільній основі.

Секреції утворюються при заповненні мінералами порожнин у породі. Для них часто характерною є концентрична будова, яка відбиває стадійність мінералоутворення. Процес виповнення порожнини мінеральною речовиною іде від периферії до центра. Дрібні секреції (до 10 мм у діаметрі), повністю виповнені мінералами, називають **мигдалинами**. Великі секреції, часто із порожниною, стінки якої покриті друзами кристалів або натічними утвореннями, називають **жеодами**. Секреції утворюються в таких мінералах, як аметист, халцедон, агат тощо.

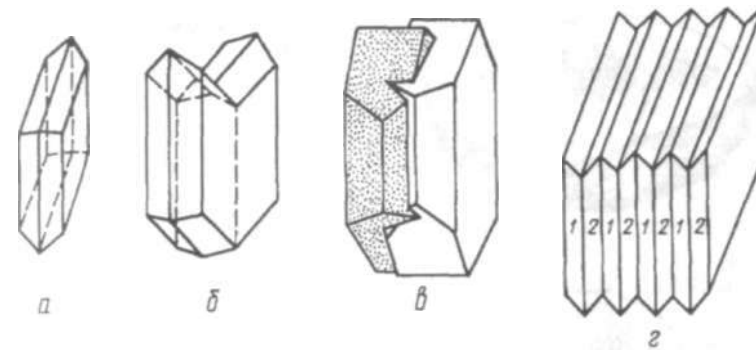


Рис. 7. Типи двійників:

a — кристал; *б* — двійник зростання; *в* — двійник проростання ортоклазу; *г* — полісинтетичні двійники польового шпату

Конкреції — це сферичні чи більш-менш округлі тіла часто із радіально-променистою будовою всередині. Формуються внаслідок відкладання мінеральної речовини навколо будь-якого центра кристалізації. На відміну від секрецій відкладання речовини спрямовано від центра до периферії. Конкреції особливо характерні для таких мінералів, як фосфорит, марказит, сидерит.

Дрібні конкреції зі шкаралупчастою будовою називають **болітами**. Вони часто цементуються в агрегати, які, залежно від розмірів кульок, бувають гороховими, ікряними тощо. Оолітова будова характерна для руд алюмінію, заліза, марганцю (боксит, сидерит, лімоніт, піролюзит), для деяких вапняків.

Дендрити — деревоподібні, плоскі, у вигляді плівок агрегати, які утворюються на стінках тріщин порід чи мінералів. Такі форми утворюють самородні елементи — срібло,

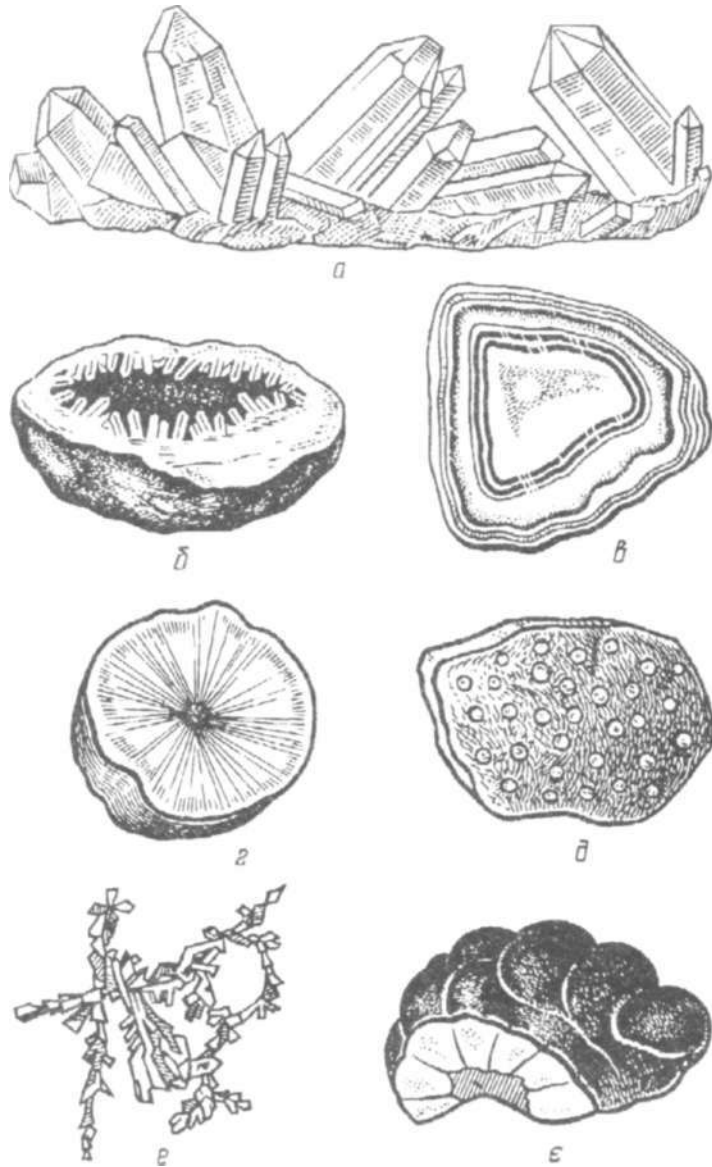


Рис. 8. Природні форми мінералів:

a - друза кварцу; *б* - жеода кальциту; *в* - секречія агату; *з* - конкреція фосфориту; *д* - ооліти бокситу; *е* - дендрит самородної міді; *е* - натічна форма малахіту (нирка)

мідь, золото. Характерні також для оксидів марганцю, заліза. Яскравий приклад — дендрити льоду на вікнах у мороз.

В печерах часто трапляються **натічні форми** мінеральних агрегатів — **сталактити і сталагміти**. Утворюються вони при повільному стіканні розчинів, які швидко кристалізуються. Сталактити ростуть згори донизу (звисають зі стелі печери), сталагміти — назустріч їм, наростаючи на дні порожнини, і часто зливаються зі сталактитами в колоноподібні утворення. Найвідоміші сталактити — бурульки льоду на дахах будинків. Такі форми характерні і для кальциту. Натічні форми можуть утворювати також кулеподібні чи неправильної форми тіла, з гладенькою блискучою поверхнею — **скляні голови** (наприклад, бура скляна голова, червона скляна голова, характерні, відповідно, для лімоніту і гематиту).

Інколи в природі виникають мінеральні утворення, кристалографічна форма яких не властива даному мінералу. Це так звані **псевдоморфози**. Наприклад, унаслідок окиснення кристал піриту (FeS_2) може бути повністю замінений лімонітом ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), зберігаючи форму попереднього мінералу — куб, не характерну для лімоніту, який утворює землясті маси, ооліти.

Зернисті агрегати — це скупчення зерен одного чи кількох мінералів. Залежно від розміру зерен виділяють грубозернисті (з діаметром зерен понад 5 мм), середньозернисті (1...5 мм) і дрібнозернисті агрегати (до 1 мм). Зернисті агрегати властиві багатьом мінералам — піриту, галеніту, апатиту, корунду.

Землисті агрегати — це пухкі борошністі маси прихованокристалічної структури, легко розтираються руками. Кришталіки їх розрізняються лише з допомогою мікроскопа. До них належать такі мінерали, як каолін, лімоніт, піролюзит тощо.

2.3.

Діагностичні ознаки мінералів

Для визначення мінералів у польових чи лабораторних умовах треба навчитися чітко встановлювати їхні основні діагностичні ознаки — фізичні та деякі хімічні. Знання діагностичних ознак дає змогу з достатньою достовірністю визначити найпоширеніші мінерали не тільки у вели-

ких зразках, але й у разі наявності їх у породах у вигляді невеликих вкраплень, уламків тощо. Основними діагностичними фізичними ознаками мінералів є їхні колір, блиск, прозорість, твердість, спайність, злам, густина. Рідше використовуються магнітність, смак, запах тощо.

Колір мінералів визначається їхнім хімічним складом, кристалічною структурою, механічними домішками. Розрізняють колір мінералів у суцільному стані і в порошок. Оскільки лише порівняно невелика кількість мінералів має постійне забарвлення (малахіт — зелений, сірка — жовта, кіновар — червона), а багато мінеральних видів різнобарвні (флюорит — жовтий, коричневий, рожевий, зелений, фіолетовий, безбарвний; кварц — білий, чорний, димчастий, рожевий, зелений тощо), надійнішою ознакою є колір порошку мінералу, або його **риска**. Колір риси визначають, потерши мінералом об шорстку поверхню фарфорової пластинки (бісквіта). Наприклад, колір риси різнобарвного флюориту завжди білий. Колір риси можна, однак, визначити лише для порівняно м'яких мінералів. Якщо ж твердість їх перевищує твердість бісквіта (5...6) за шкалою Мооса, то вони дряпають його, не залишаючи риси. Отже, для кожного мінералу встановлюють, за можливості, дві характеристики — колір його в суцільному стані (в куску), який визначається візуально, і колір риси. Остання характеристика особливо важлива для непрозорих, густозабарвлених мінералів. У прозорих і напівпрозорих різновидів мінералів порошок, як правило, безбарвний, білий.

Інколи на поверхні деяких мінералів (халькопірит, борніт) можна спостерігати характерну райдужну плівку — **побіжалість**, що утворюється внаслідок окиснення поверхні мінералів.

На поверхні деяких польових шпатів (лабрадор) часто спостерігають голубуваті чи зеленкуваті переливи — **іризацію**, що зумовлено інтерференцією світла в їхніх поверхневих шарах.

Блиск мінералів зумовлений відбиттям світла від їхньої поверхні. За блиском мінерали поділяються на дві групи.

До першої належать мінерали з **металічним** чи **напівметалічним** (металоподібним) блиском. Металічний блиск нагадує блиск поверхні металу. Так блищать самородні метали, сульфіди, деякі оксиди (пірит, галеніт, золото, магнетит тощо). Це непрозорі мінерали з чорною чи темно-

забарвленою рисою. Напівметалічний блиск (тьмянний металічний) характерний, наприклад, для графіту.

Другу, численнішу, групу утворюють мінерали з **неметалічним блиском**:

алмазний блиск — дуже сильний, характерний, для прозорих та напівпрозорих мінералів (алмаз, сфалерит);

скляний блиск нагадує блиск поверхні скла, дуже поширений (кальцит, галіт, кварц на гранях кристалів);

жирний блиск — поверхня мінералу видається ніби змащеною жиром, чи покритою жирною плівкою (нефелін, кварц на зламі);

перламутровий блиск нагадує блиск внутрішніх поверхонь черепашок деяких молюсків (слюда, гіпс);

шовковистий блиск буває в мінералів, які утворюють голчасті чи волокнисті агрегати (азбест, селеніт);

восковий блиск мають деякі мінерали з аморфною будовою (кремій).

Окремі мінерали, зокрема ті, що утворюють землісті агрегати, взагалі не блищать, у цьому разі їхній блиск характеризують як **матовий** (піролузит, лімоніт).

Металічний блиск характерний для більшості рудоутворювальних мінералів, неметалічний — типовий для породоутворювальних мінералів.

Крім здатності відбивати світло, мінерали мають і здатність пропускати світло — **прозорість**. За цією ознакою виділяють мінерали прозорі, напівпрозорі (як матове скло) і непрозорі. До останніх належать мінерали з металічним блиском. Однак майже всі мінерали, за винятком деяких самородних, прозорі або просвічують у дуже тонких зрізах, шліфах, які використовують для діагностування їх під мікроскопом. Деякі мінерали (ісландський шпат) виявляють подвійне світлозаломлення (подвоюють зображення, яке розглядається крізь них). Явище пояснюється тим, що світловий промінь, проходячи крізь кристал, поляризується, розпадається на дві хвилі, які поширюються в перпендикулярних напрямках з різною швидкістю.

Під **твердістю** мінералів розуміють їхню здатність протистояти зовнішній механічній дії (дряпанню, різанню,

стиранню тощо). Твердість залежить від особливостей кристалічної структури мінералів.

Німецький мінералог Ф. Моос запропонував десятибальну шкалу, в якій мінерали групуються відповідно до їхньої відносної твердості. Шкалу назвали його ім'ям — **шкала Мооса**, або *мінералогічна шкала твердості* (табл. 4). Вона складається з 10 мінералів-еталонів, з яких кожний наступний, тобто мінерал з вищим порядковим номером, завдає подряпин кожному попередньому, тобто залишає на ньому неглибокий слід. Мінерали з рівними значеннями твердості не дряпають один одного.

Таблиця 4. Твердість мінералів за шкалою Мооса

Мінерал — еталон твердості	Шкала твердості	Абсолютна твердість, кг/мм ²	Додаткові діагностичні ознаки
Тальк	1	24	Дряпається нігтем
Гіпс	2	36	Те саме
Кальцит	3	109	Дряпається мідною монетою
Флюорит	4	189	Легко дряпається ножом
Апатит	5	536	Важко дряпається ножом
Ортоклаз	6	795	Дряпається напильником
Кварц	7	1120	Дряпає віконне скло
Топаз	8	1427	Легко дряпає кварц
Корунд	9	2060	Легко дряпає топаз
Алмаз	10	10060	Не дряпається нічим

Шкала твердості відносна. З її допомогою можна встановити лише, який мінерал твердіший. Для порівняння наведено абсолютну твердість мінералів-еталонів, виміряну на спеціальних приладах-склерометрах.

Мінерали з твердістю 1..2. за шкалою Мооса, умовно вважаються м'якими, з твердістю від 3 до 6 — середньої твердості і вище 6 — твердими.

Для визначення твердості мінералів, за шкалою Мооса, слід гострими краями зразків дряпати рівні, свіжі, не витрені поверхні. В деяких мінералів, через особливості будови кристалічної решітки, твердість може бути різною в різних напрямках (анізотропія).

За відсутності шкали Мооса орієнтовну твердість мінералу можна визначити підручними засобами. Наприклад, можна скористатись олівцем (твердість графіту — 1), залізним цвяхом — твердість 4, склом — твердість 5, ножом — твердість 5...6, голкою — твердість 6.

Спайність називають здатність мінералів розколюватися чи розщеплюватися за певними площинами, паралельними дійсним чи можливим граням кристала, які називають *площинами спайності*. Вони здебільшого гладенькі, блискучі, утворюються внаслідок неоднакових сил зчеплення між певними плоскими сітками кристалічної решітки кристала.

Розрізняють такі *ступені спайності*:

цілком досконалу — мінерал розщеплюється пальцями на окремі гладенькі пластини (слюди, гіпс, тальк);

досконалу — мінерал від легкого удару розколюється в одному чи кількох напрямках з утворенням рівних гладеньких поверхонь (кальцит, галіт, галеніт);

середню — внаслідок удару утворюються окремі уламки, обмежені рівними і нерівними поверхнями (польові шпати);

недосконалу — в разі розколювання переважають уламки з нерівними поверхнями (апатит, берил, олівін);

цілком недосконалу — всі уламки мають нерівні поверхні (кварц, магнетит), тобто в цьому разі спайності немає зовсім.

Деякі мінерали характеризуються спайністю в двох, трьох, чотирьох й шести напрямках. У такому разі вказують кути між площинами спайності.

Площини спайності не треба плутати із гранями кристалів. Слід пам'ятати, що, по-перше, площини спайності вирізняються сильнішим, ніж на гранях, блиском, свіжіші на вигляд, по-друге, у мінералів зі спайністю є здебільшого декілька паралельних площин спайності. У деяких мінералів на гранях видно штриховку (пірит, кварц), тоді як площини спайності завжди гладенькі.

Для мінералів з недосконалою чи цілком недосконалою спайністю важливою діагностичною ознакою може служити *злам*, тобто характер поверхні уламків, на які міне-

рал розколюється внаслідок удару. Найпоширенішими видами зламу є:

раковистий — гладенька випукла поверхня з концентричною ребристістю, що нагадує черепашку деяких молюсків (кварц);

скабистий — характерний для стовпчастих чи волокнистих агрегатів деяких мінералів на поперечному сколі (рогова обманка, азбест);

землистий — характерний для тонкозернистих, пилюватих агрегатів (лімоніт);

волокнистий (хризотил-азбест);

східчастий — з характерними східцеподібними уступами (галеніт);

нерівний (нефелін, апатит) тощо.

Густина мінералів у повсякденній практиці визначається лише орієнтовно звичайним зважуванням на долоні (в лабораторних умовах з допомогою гідростатичних ваг). Густина мінералів коливається переважно від 1 до 20 г/см³. Важливо навчитися хоча б приблизно визначати належність мінералу до певної групи: легкі мінерали мають густину до 2,5 г/см³, середні — до 4, важкі — 4...6, дуже важкі — понад 6 г/см³. За певних навичок вдається досить легко відрізняти, за необхідності, мінерали перших і останніх груп.

Деяким мінералам властиві також такі ознаки, як **магнітність** — здатність діяти на магнітну стрілку (магнетит), **смак** (галіт — солоний, сильвін — гіркуватий), **запах** (фосфорити при терті, сірка при горінні), **ковкість** (золото), **жирність на дотик** (тальк), **гнуцкість** (слюди), **горючість** (слюди).

З хімічних ознак діагностичне значення має реакція з 10 % розчином соляної кислоти і розчинність у воді. Реакцію з 10 % розчином HCl (або зі столовим оцтом) дають мінерали групи карбонатів (скипання). Деякі мінерали (галіт, сильвін) можуть повністю або частково розчинятися в дистильованій воді.

2.4.

Найпоширеніші мінерали

Всі мінерали за походженням можна поділити на дві групи: ендегенні та екзогенні. Перші формуються внаслідок складних фізико-хімічних процесів у надрах Землі,

другі виникають як наслідок дії зовнішніх чинників на земній поверхні та у верхньому шарі земної кори.

Група ендегенних мінералів утворюється з магматичного розплаву при його вторгненні з верхньої мантії (астеносфери) в товщу порід земної кори, а також внаслідок взаємодії з цими породами. Отже, процесами, що визначають ендегенне мінералоутворення, є магматизм і метаморфізм.

На поверхні Землі ендегенні мінерали втрачають стійкість. Під дією процесів хімічного вивітрювання формується кора вивітрювання, головну роль у цьому разі відіграють новоутворені мінерали (каолін, малахіт, лімоніт, боксит тощо).

Велика група мінералів утворюється через хімічне осадження на дні водойм: озер, морів, лагун, боліт. Таким чином формуються кальцит, доломіт, опал, гіпс, галіт тощо.

Внаслідок утворення за одних і тих самих умов багатьох мінералів у природі залягають асоційовано (спільно). Таке явище називають **парагенезисом**. Для різних типів процесів мінералоутворення формуються свої парагенетичні ряди, що має дуже важливе значення під час пошуків родовищ корисних копалин.

Так, у хромітових родовищах Південного Уралу магматичного походження постійно присутні також олівін і платина. В пегматитових родовищах Уралу характерною є асоціація: димчастий кварц, ортоклаз, топаз, турмалін. Прикладом гідротермального мінералоутворення є так звані поліметалічні руди — мінерали свинцю, цинку, срібла, відомі на Алтаї, Кавказі. Для екзогенного Солікамського родовища характерний парагенезис галіту, сильвіну, гіпсу. Отже, знання парагенетичних зв'язків дає змогу спеціалістам здійснювати пошуки багатьох цінних мінералів за їх супутниками, наприклад, корінні родовища алмазів у Якутії (Республіка Саха) було відкрито за супутником алмазу — піропом.

З величезної кількості мінералів, відомих у природі, лише кілька десятків їх найпоширеніші. Це породоутворювальні і рудні мінерали. Існує багато класифікацій мінералів, які ґрунтуються на різних ознаках. Одну з найпоширеніших класифікацій, в основу якої покладено **хімічний склад мінералів**, розроблено академіком О. Г. Бетехтіним. Згідно з нею, всі мінерали неорганічного походження групуються в такі класи: самородні елементи, сірчисті сполуки (сульфіди), галоїдні сполуки, оксиди й гідроксиди, солі кисневих кислот (карбонати, сульфати, фосфати, нітрати,

силікати тощо). Виділяють також клас органічних (вуглеводневих) сполук.

Класифікація мінералів за їхнім хімічним складом є класичною і широко застосовуваною до недавнього часу. Втім слід зазначити, що популярності серед фахівців набула кристалохімічна класифікація (1966 р.) відомого українського мінералога, академіка О. С. Поваренних. У цій класифікації *основні структурні особливості мінералів* є визначальними поряд та в тісному взаємозв'язку з їхнім хімічним складом. Згідно з цією класифікацією, за характером хімічних зв'язків весь мінеральний світ поділяється на чотири типи сполук: 1) гомоатомні; 2) сульфідні; 3) кисневі та 4) галогенні.

Типи поділяються на класи за провідним електровід'ємним елементом чи радикалом у складі мінералів. • До *першого типу* належать: 1) самородні елементи; 2) карбідні, нітриди і фосфіди. • До *другого*: 1) арсеніди, антимоніди і вісмутиди; 2) телуриди; 3) сульфідні і селеніди. • До *третього*: 1) оксиди; 2) гідроксиди і оксигідрати; 3) силікати, боросилікати, алюмосилікати; 4) борати; 5) ванадати; 6) арсенати; 7) фосфати; 8) селеніти і телуриди; 9) вольфрамати і молібдати; 10) хромати і селенати; 11) сульфати; 12) карбонати; 13) йодати; 14) нітрати. • До *четвертого* належать класи: 1) хлориди, броміди і йодиди; 2) оксихлориди і оксифториди; 3) фториди.

Всередині окремих класів виділяють також підкласи, в яких мінерали об'єднуються на підставі загальної структурної подібності, яка визначає також і близькість деяких, переважно фізичних, ознак (підкласи: острівні, кільцеві, верстуваті тощо). Підкласи поділяють на відділи, відділи — на групи, групи — на підгрупи, підгрупи — на окремі мінеральні види.

Самородні елементи. До цього класу належать хімічні елементи, які існують у природі у вільному стані. На їхню частку припадає лише 0,1 % маси земної кори. В самородному стані можуть перебувати вуглець (графіт, алмаз), золото, срібло, платина, мідь, іридій, осмій, паладій, благородні гази.

Графіт (С) трапляється у вигляді листуватих, лускуватих агрегатів, має сталеве-сірий (до чорного) колір, напівметалічний блиск, сіру риску. Твердість, за Моосом, становить 1. Спайність графіту досконала, густина становить 2,1...2,3 г/см³. Графіт жирний на дотик. Трапляється в породах метаморфічного походження. Застосування графіту дуже широке: для

виготовлення електродів, вогнетривких тиглів, олівців, у атомній промисловості; використовується також як мастило, як сировина для виробництва штучних алмазів.

Основні графітоносні райони в Україні: Прибузький (Завалівське, Хошеватське, Ледівське родовища), Криворізький, Приазовський і Волинський. Із зарубіжних слід виділити родовища Сибіру — Курейське і Ногінське в басейні р. П.Тунгуски і Ботогольське — біля м. Іркутська.

Алмаз (С) трапляється переважно у вигляді кристаліків (октаєдрів) кубічної сингонії. Колір алмазу може змінюватися від прозорого до майже чорного через білі, голубі, зелені, жовтуваті, червонуваті, коричневаті відтінки, має алмазний блиск, дуже сильний. Твердість алмазу, за Моосом, найвища — 10, спайність досконала по октаєдру, густина — 3,57 г/см³. Алмаз стійкий до кислот і нагрівання. Штучно огранені алмази називають діамантами. Алмази утворюються під час вулканічних процесів у так званих "кімберлітових" трубках вибуху. За використанням алмази поділяють на технічні і ювелірні. Технічні алмази (дрібні, темнозабарвлені) використовуються в електротехнічній, радіоелектронній і приладобудівній промисловості, у бурових коронках, медицині тощо.

Великі, прозорі, позбавлені дефектів алмази — найдорогоцінніші камені — мають широке застосування в ювелірній промисловості. Одиниця ваги алмазів — 1 карат, дорівнює 0,2 г. Найвідоміші з числа знайдених алмазів: "Кулінан" — 3106 каратів, "Ексцельсіор" — 97,5 карата, "Зірка С'єрра-Леоне" — 968,9 карата тощо.

Родовища алмазів є в Якутії, ПАР, Конго, Танзанії, Намібії. Ведуться пошуки алмазів і в Україні.

Золото (Аu) трапляється в природі у вигляді вкраплень у кварці, в розсипах, у вигляді дендритів, лусок, самородків, має колір золотисто-жовтий, жовту, блискучу риску, металічний блиск. Твердість золота становить 2,5...3, густина — 19,3 г/см³, золото не має спайності, злам гачкуватий. Походження корінних родовищ золота — гідротермальне, на поверхні утворюються вторинні родовища — розсипи. Цей метал, як дорогоцінний, використовується для виготовлення ювелірних прикрас, як валютний метал.

завдяки його фізичним властивостям — в зубопротезній справі, в електроніці, ядерних реакторах, космічних апаратах.

В Україні родовища золота є в Закарпатській області (Мужієвське), Одеській (Савранське). Перспективними щодо відкриття промислових покладів є окремі райони Українського кристалічного щита (Кіровоградська та Дніпропетровська області) та Донецький кряж. За рубежем багаті родовища золота трапляються в Південно-Африканській Республіці (Вітватерсранд тощо), Гані, Австралії, Конго, на північному сході Росії (басейні рік Коліми та Індигірки), у Забайкаллі (Алданська золотоносна провінція).

Сірка (S) в природі перебуває у вигляді землістих, натічних мас, рідше утворює кристали, має жовтий колір, світло-жовту риску, жирний блиск. Твердість, за Моосом, становить 1,5...2. Сірка має недосконалу спайність, густину 2,1 г/см³, вона горить з характерним різким запахом. Утворюється цей мінерал як екзогенним шляхом, так і внаслідок вулканічних вивержень. Сірку широко застосовують в хімічній промисловості (для виробництва сірчаної кислоти), в гумовій промисловості (вулканізація каучуку), при виробництві пороху, сірників, фарб, для боротьби із шкідниками у рослинництві.

Великі родовища самородної сірки розташовані у Львівській області (Яворівське, Немирівське, Роздольське). Із зарубіжних відомі вулканогенні родовища Камчатки, Курильських островів (Росія), Туркменістану (Гаурдак), а також Польщі, Італії.

Сульфід. До цього класу належать сірчисті сполуки металів. Вони становлять 0,25 % маси земної кори. Відомо близько 200 сульфідів. Це рудоутворювальні мінерали і багато з них є основними рудами на мідь, свинець, цинк, кобальт, ртуть тощо. Більшість сульфідів має гідротермальне походження.

Пірит (FeS₂), або сірчаний (залізний) колчедан, найчастіше утворює суцільні зернисті і шільні маси, вкраплення, рідше — окремі кристали, друзи, має золотисто-жовтий колір, чорну риску, металічний блиск. У піриті спайності немає, його злам раковистий. Твердість, за Моосом, становить 6...6,5, густина —

5,0...5,2 г/см³. Кристалізується цей мінерал у кубічній сингонії. Утворюється в магматичних породах, гідротермальним шляхом, в екзогенних умовах. Пірит — основна сировина для виробництва сірчаної кислоти, недопалки використовуються як залізна руда. Він має здатність осаджувати золото з розчинів.

Пірит дуже поширений мінерал, трапляється повсюдно. Великі родовища знайдено на Уралі (Блявинське, Карабаш), у Башкортостані (Сибайське), в Підмосковному басейні.

Марказит (FeS₂), або променистий колчедан, утворюється в гідротермальних жилах і осадовим шляхом, трапляється у вигляді кулястих конкрецій з радіально-променистою будовою, має латунно-жовтий, золотистий колір, зеленувато-сіру риску, металічний блиск. Твердість, за Моосом, становить 6...6,5, спайність марказиту недосконала, злам нерівний, густина — 4,8...4,9 г/см³. Марказит є сировиною для виробництва сірчаної кислоти.

Марказит поширений на Донбасі (район Микітківки), в Карпатах, Криму, Закарпатті.

Халькопірит (CuFeS₂), або мідний колчедан, утворює суцільні зернисті маси, вкраплення, рідше — кристали. Має латунно-жовтий, золотисто-жовтий колір, часто з райдужною чи голубуватою побіжалістю, чорну риску, металічний блиск. Твердість халькопіриту, за Моосом, становить 3...4, спайність недосконала, злам раковистий, густина — 4,3 г/см³. Походження його переважно магматичне, гідротермальне (разом із піритом, галенітом) і осадове. Халькопірит — основна мідна руда.

В Україні трапляється на Донбасі (Нагольний Кряж), в Придністров'ї, Закарпатті. Найбільші родовища халькопіриту є в Казахстані (Коунрад, Джебказган), в Забайкаллі (Удокан), Красноярському краї Росії (Талнах, Норільськ).

Галеніт (PbS), або свинцевий блиск, переважно має гідротермальне походження, трапляється в природі у вигляді суцільних зернистих мас, вкраплень, рідше — кристалів кубічної сингонії, має свинцево-сірий колір, свинцево-сіру риску, металічний блиск. Твердість галеніту, за Моосом, — 2...3, спайність досконала по кубу. Важкий, має густину 7,2...7,6 г/см³.

Постійні супутники галеніту — сфалерит, пірит, халькопірит, кварц, кальцит. Галеніт — найважливіша руда свинцю.

В Україні невеликі родовища галеніту і сфалериту (поліметалічні руди) знайдено в Закарпатті (Біганьське і Берегівське). Із зарубіжних відомі родовища Алтаю (Леніногорське, Зміногорське, Зиряновське), Забайкалля (Нерчинські рудники), Кавказу (Садонське), Далекого Сходу (Тетюхе).

Сфалерит (ZnS), або цинкова обманка, як і галеніт, утворює суцільні зернисті агрегати, вкраплення, кристали кубічної сингонії. Він має різне забарвлення: буре, червонувате, жовте, світло-коричневе, чорне залежно від домішок. Риска в сфалериту біла, світло-бура; сильний, алмазний блиск. Твердість сфалериту відповідає, за шкалою Мооса, 3,5...4. Спайність досконала в шести напрямках. Мінерал вирізняється крихкістю. Утворюється разом із галенітом з гарячих водних розчинів. Сфалерит — головна руда для виробництва цинку.

Сфалерит трапляється в тих самих родовищах, що і галеніт.

Кіновар (HgS) утворюється гідротермально, трапляється у вигляді суцільних зернистих агрегатів, щільних мас, кристалів гексагональної сингонії. Кіновар має яскраво-червоний, темно-червоний кольори (звідси і синонім — "кров дракона"), яскраво-червону риску. Блиск мінералу матовий, на гранях кристалів — алмазний. Твердість, за Моосом, становить 2...2,5. Спайність досконала в одному напрямку, густина — 8...8,2 г/см³. Кіновар — це єдина руда на ртуть. Використовується також для виготовлення червоної фарби.

Родовища в Україні: Донбас (Микитівське), Закарпаття (Вишківське). Основні запаси за рубежом розташовані в Іспанії (Альмаден), Італії (Монте-Аміда), Киргизстані (Хайдаркен).

Оксиди і гідроксиди. До цього класу належать сполуки елементів з киснем і гідроксильною групою. На їхню частку припадає близько 17 % маси земної кори. Це дуже поширена група мінералів, серед якої відомі як рудні, так і породоутворювальні форми. Ці сполуки мають ендегенне і екзогенне походження.

Кварц (SiO₂) — найпоширеніший на Землі мінерал, який утворюється магматично і гідротермально, трапляється в зернистих агрегатах, у вигляді піску, утворює друзи і кристали стовпчастої, призматичної форми. Кварц має різноманітне забарвлення, залежно від нього виділяють такі різновиди кварцу:

гірський криштал — безбарвний, прозорий;
цитрин — лимонно-жовтий, прозорий;
аметист — фіолетовий, бузковий, малиновий, прозорий;

раухтопаз — димчастий, прозорий;
моріон — чорний, непрозорий;
празем — зелений кварц;

рожевий кварц — суцільний, зернистий;
молочно-білий кварц — зернистий, непрозорий.

Кварц rischi не дає, має скляний блиск, на зламі — жирний. Твердість кварцу, за шкалою Мооса, становить 7. Спайність у нього недосконала, злам — раковистий, густина — 2,65 г/см³. Цей мінерал використовується в радіотехніці, оптиці, в скляній та керамічній промисловості. Прозорі різновиди застосовують і в ювелірній справі.

Райони поширення кварцу: Донбас (Нагольний Кряж), Волинь, Закарпаття, а також Південний та Полярний Урал, Якутія, Далекий Схід.

Халцедон (SiO₂) — прихованокристалічний різновид кварцу, що утворюється гідротермально та екзогенно, має ниркоподібні, сферолітові, волокнисті форми, натічні агрегати, драглевидні маси. Халцедон має різноманітний колір залежно від його різновиду:

сердолік (карнеол) — червоний;

геліотроп — неоднорідний, темно-зелений з темнорчервоними плямами;

хризопраз — яскравий, зелений;

агат — різнозабарвлений, складений концентричними шарами різного кольору;

креміль — халцедон з домішками глини, кальци-ту, бурий, сірий, чорний, непрозорий.

Халцедон має восковий або матовий блиск. Твердість його становить, за шкалою Мооса, 6...7, спайності немає. Злам цього мінералу раковистий, часто з гострими, навіть різальними краями. Використову-

ють халцедон як полірувальний матеріал, різновиди його (агат, сердолік) є сировиною для виробництва сувенірів, прикрас. Також цей мінерал застосовують у точному приладобудуванні.

Родовища халцедону: Карадаг (Крим), Амурська область (Росія), Ахалцинське (Грузія), Вірменія, Урал.

Опал ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) — мінерал екзогенного походження, утворює драглевидні натічні форми, ніздрюваті накипи, сталактити, землісті маси, цей мінерал належить до аморфних. Опал має білий, жовтий, бурий, червоний, блакитний, безбарвний колір, не дає rischi. Блиск опалу восковий, скляний, перламутровий або матовий. Твердість, за шкалою Мооса, — 5...6, спайності немає. Густина опалу становить 2,1...2,5 г/см³. Існують такі його різновиди:

благородний опал — має веселкову гру кольорів (опалесценція);

вогненний опал — червоного або жовтого кольору, прозорий;

гіаліт — прозорий, безбарвний.

Опал використовується як один із найкрасивіших ювелірних каменів. Трапляється в Житомирській і Київській областях. Більше половини видобутку за рубежем належить Австралії (родовище Кубер-Педі).

Гематит (Fe_2O_3), або червоний залізняк, — мінерал метаморфогенного, гідротермального та екзогенного походження, в природі трапляється у вигляді різноманітних агрегатів:

залізний блиск — крупнокристалічний різновид чорного або сталєво-сірого кольору;

залізна слюдка — листуваті і лускуваті відміни;

залізна сметана — лускуватий гематит, жирний на дотик, м'який, вишнево-червоний;

червона скляна голова — натічні форми гематиту з радіально-променистою будовою.

Колір гематиту змінюється від чорного до червоного, риска — вишнево-червона. Блиск цей мінерал має напівметалічний або матовий. Твердість, за шкалою Мооса, становить 5...6. Спайності в гематиту немає, кристали крихкі. Густина гематиту становить 5,2 г/см³. Використовується цей мінерал як цінна залізна руда, для виготовлення фарб, олівців.

Великі родовища гематиту: в Україні — Криво-

різьке, Кременчуцьке, Керченське, в Росії — Курська магнітна аномалія, Урал.

Магнетит (Fe_3O_4), або магнітний залізняк, магматичного та метаморфічного походження, утворює суцільні зернисті, щільні агрегати, окремі кристали, вкраплення, розсипи; має чорний колір, чорну риску. Блиск магнетиту змінюється від напівметалічного до металічного. Твердість, за шкалою Мооса, становить 5...6. Спайності в магнетиту немає, кристали його кубічної сингонії, густина — 5 г/см³. Відмінністю магнетиту є його висока магнітність.

Магнетит є цінною залізною рудою, родовища якої є в Україні — Кривий Ріг, Кременчук; у Росії — Курська магнітна аномалія; в Казахстані — Соколовсько-Сарбайське.

Лімоніт ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), або бурий залізняк, утворюється екзогенно, найчастіше має вигляд щільних землістих, порошкоподібних мас, натічних форм, конкрецій, оолітів. Його різновиди:

бура скляна голова — натічні форми з блискучою поверхнею;

жовта вохра — землістий порошкоподібний лімоніт жовтого кольору, м'який.

Лімоніт має бурий, світло-жовтий, коричневий кольори, риска його іржаво-бура, жовта, блиск — матовий або металоподібний, смоляний. Твердість лімоніту непостійна, часто 4...5, за шкалою Мооса. Спайності немає, густина становить 3,3...3,9 г/см³. Використовується лімоніт як залізна руда і сировина для виготовлення деяких фарб.

Найбільше родовище України — Керченське, із зарубіжних відомі Аятське (Казахстан), Колпашевське (Західний Сибір), Бакальське (Урал), Лотарингія (Франція).

Піролюзит (MnO_2) — мінерал екзогенного походження, утворює характерні порошкуваті, землісті, натічні маси, ооліти, конкреції, має чорний, темний, сталєво-сірий кольори, чорну риску, матовий блиск. Твердість і густина піролюзиту непостійна. Цей мінерал м'який, бруднить руки. Спайності в піролюзиті немає. Піролюзит — руда для виробництва марганцю. Крім того, його використовують у шкіряній промисловості, в металургії, у виробництві олії, медичних препаратів.

Великі родовища України Нікопольське та Великокотомаське — одні з найбільших у світі. Відомі також родовища в Грузії (Чіатурі), в Західній Африці (Моанда).

Корунд (Al_2O_3) — мінерал пегматитового, магматичного і метаморфічного походження, утворює зернисті агрегати, бочкоподібні, веретеноподібні, таблитчасті кристали, врошені в породу. Забарвлення його найрізноманітніше — блакитно-сіре, блакитне, синє, червоне, рожеве, зелене, фіолетове або безбарвне. Існують різновиди корунду:

сапфір — синій, блакитний, прозорий;
рубін — червоний, рожевий, прозорий;
наждак — темний, непрозорий, дрібнозернистий (суміш корунду з магнетитом, кварцом).

Блиск корунду скляний, алмазний, його твердість, за Моосом, становить 9, він крихкий, спайності немає. Густина становить близько 4 г/см³. Застосовують його для виготовлення абразивних матеріалів (шліфувальних кругів, наждачного паперу), прозорі різновиди — у ювелірній справі, в годинниках. В Україні багатих родовищ не виявлено. Серед зарубіжних відомі Семіз-Бугу (Казахстан), Середній Урал, Ільменські гори (Південний Урал), Могока (Бірма), Ратнапура (Шрі-Ланка).

Хроміт ($FeCr_2O_4$), або хромистий залізняк, магматичного походження, трапляється у вигляді суцільних, щільних, дрібнозернистих агрегатів, рідше утворює кристали кубічної сингонії, розсипи; має залізо-чорний колір, буру риску. Блиск у хроміту металічний і напівметалічний. Його твердість, за шкалою Мооса, становить 5...6, спайності немає, густина — 4,5...4,8 г/см³. Злам цього мінералу раковистий. Хроміт є головною рудою на хром. Значних покладів в Україні немає, віднайдено родовища в Середньому Подніпров'ї (Капітонівське), із зарубіжних — Сарановське (Урал), Актюбінське (Казахстан).

Ільменіт ($FeTiO_3$), або титанистий залізняк, — мінерал магматичного та пневматолітового походження, утворює суцільні зернисті агрегати, товстотаблитчасті кристали, рідше — друзи, розсипи, має залізо-чорне, темно-буре забарвлення, чорну або буру риску. Блиск ільменіту напівметалічний і металічний.

Твердість, за Моосом, становить 5...6, спайності немає, густина — 4,5...5 г/см³. Злам цього мінералу раковистий, ільменіт крихкий, слабо магнітний. Ільменіт — важлива титанова руда. За стійкість до температурних перепадів, до корозій титан називають "вічним металом". Ільменіт застосовують у ракетобудуванні, у виробництві синтетичного каучуку, синтетичних рубінів, сапфірів, у суднобудуванні, при надглибокому бурінні тощо.

Україна багата на титанові руди: значні поклади є у Житомирській (Іршанське родовище), Дніпропетровській (Самотканське родовище) областях. Із зарубіжних можна назвати Ільменські гори (Урал), Кручинське (Східний Сибір), родовища Канади, Норвегії, США.

Карбонати. До цього класу належать солі вугільної кислоти — H_2CO_3 . Частка їх в земній корі становить до 1,7 % її маси. Характерною особливістю всіх мінералів класу є їхня реакція з 10 % розчином соляної кислоти з виділенням CO_2 (скипання). Утворюються карбонати переважно осадженням, рідше — гідротермально. Серед карбонатів переважають породоутворювальні форми, деяка частина мінералів — рудні.

Кальцит ($CaCO_3$), або вапняковий шпат, утворюється переважно осадово і гідротермально, дуже поширений у природі мінерал, входить до складу багатьох порід. Він утворює суцільні зернисті, щільні, натічні, пластинчасті, землисті агрегати, друзи, конкреції, сталактити, сталагміти. Має білий, рідше жовтий, голубуватий, безбарвний кольори, білу риску, скляний, перламутровий блиск. Твердість кальциту, за Моосом, становить 3. Спайність кальциту досконала в трьох напрямках. Кальцит має такі різновиди: ісландський шпат — прозорий кальцит зі здатністю двозаломлення світлових променів;

перли — кальцит органічного походження, білий, рожевий, жовтуватий, блакитний, чорний.

Породи, складені кальцитом, широко застосовуються у будівництві, для виробництва цементу, вапна, в металургії (як флюси). Ісландський шпат використовують в оптиці, лазерній техніці, голографії. Перли — цінний матеріал для виготовлення прикрас.

Райони залягання кальциту: Крим (Байдарське родовите ісландського шпату), Донбас (Слов'янське родовище крейди), Закарпаття (Діловецьке, Бужинське родовища). Великі родовища ісландського шпату знайдено в Красноярському краї Росії, природні перли добувають в Перській затоці, Червоному морі. Мексиканській затоці та інших тропічних басейнах.

Магнезит ($MgCO_3$) — магнезійний, або гіркий шпат, утворюється гідротермально та екзогенно, має вигляд зернистих, щільних мас, кристали — тригональної сингонії. Колір має білий, сірий, чорний, білу риску, скляний або матовий блиск. Твердість магнезиту, за Моосом, становить 4, спайність — досконала, злом у цього мінералу раковистий. Використовується він для виробництва магнію як вогнетривкий матеріал, при виробництві особливих марок цементу, в фарфоровій, гумовій, паперовій промисловості.

Магнезит знайдено у Дніпропетровській (Правдинське родовище) і Запорізькій областях. Найбільші родовища за рубежем розташовані в Росії на Уралі (Саткінське і Халіловське), в Іркутській області (Савинське).

Сидерит ($FeCO_3$), або залізний шпат, утворюється гідротермально та осадово, трапляється в природі у вигляді дрібнозернистих, щільних, натічних, землянистих агрегатів, деколи кулеподібних з радіально-променистою будовою всередині, нечасто утворює кристали. Сидерит має сірий, жовтуватий, бурий кольори, білу, іноді бурувату риску, скляний або матовий блиск. Твердість сидериту, за шкалою Мооса, становить 4. Спайність у цього мінералу досконала в трьох напрямках, злом нерівний, раковистий. Залізний шпат — це цінна залізна руда.

В Україні відомий на Керченському півострові, в Кривому Розі. В Росії розробляється на Уралі (Бакальське родовище), у Східному Сибіру (Ангаро-Пітське родовище).

Доломіт ($CaMg(CO_3)_2$) утворює зернисті мармуроподібні або щільні маси, рідше кристали, має білий, сірий, жовтуватий, коричневий, чорний кольори, білу риску. Твердість, за Моосом, становить 4. Спайність його досконала в трьох напрямках, злам раковистий.

Доломіт має кристали у вигляді ромбоєдрів (тригональна сингонія). Утворюється цей мінерал переважно в поверхневих умовах, а також гідротермально та метаморфічно. Основні галузі використання його — в металургії (флюс), у цементній, скляній промисловості, як добриво для кислих ґрунтів.

Доломіт поширений на Волині, Побужжі, в Тернопільській області. Основні родовища цього мінералу в Україні розташовані в Донецькій та Дніпропетровській областях.

Малахіт ($CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$), або мідна зелень, утворюється в поверхневих умовах, найчастіше має натічні, ниркоподібні агрегати, землясті маси, концентрично-шкаралупчасті форми, яскраво-зелений колір, світло-зелену риску, скляний, алмазний або матовий блиск. Твердість малахіту, за шкалою Мооса, становить 4, спайності немає. Злам у цього мінералу раковистий, мінерал крихкий, має густину $3,9...4,1$ г/см³. Малахіт — цінний декоративний камінь, його також використовують як сировину для виготовлення зеленої фарби та як руду на мідь.

В Україні цей мінерал поширений у Приазов'ї (Малоянісонське родовище), на Донбасі (Нагальний Кряж, Микитівка), у Придністров'ї. Найбільші родовища, розташовані на Уралі, вже переважно відпрацьовані.

Азурит ($Cu_3[CO_3]_2(OH)_2$), або мідна лазур, трапляється в зернистих агрегатах, вкрапленнях, рідше — кристалах. Колір азуриту лазурно-синій, синій, риска синя, блиск скляний або алмазний. Мінерал має твердість, за шкалою Мооса, $3,5...4$, досконалу спайність, густину $3,5...4$ г/см³. Азурит утворюється в поверхневих умовах у зонах окиснення мідистих мінералів. Його застосовують як руду міді, для виробництва синьої фарби.

Райони поширення азуриту — Донбас і Придністров'я.

Сульфати — солі сірчаної кислоти. На їх частку припадає всього 0,1 % маси земної кори. Сульфати утворюються переважно в лагунах, озерах осадовим шляхом, інколи — гідротермальним. На відміну від карбонатів, не реагують з розбавленою соляною кислотою.

Барит ($BaSO_4$), або важкий шпат, — мінерал гідротермального, рідше — осадового походження, часто утворює кристали ромбічної сингонії, друзи, щітки, зернисті агрегати, натічні форми. Колір бариту молочно-білий, сірий, безбарвний, риска біла, блиск скляний. Твердість бариту, за шкалою Мооса, становить 3, спайність досконала під кутом 90° , вирізняється високою густиною — $4,3...4,7$ г/см³. Використовують руду барію як ізоляційний матеріал в атомній енергетиці, як обтяжувач глинистих розчинів при бурінні свердловин.

Родовища та райони поширення бариту: Біганьське (Закарпаття), Донбас, Придністров'я.

Гіпс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) — це типовий осадовий мінерал, утворює суцільні мармуроподібні маси, зернисті, пластинчасті, волокнисті агрегати, кристали, друзи, двійники. Цей мінерал білого кольору, від домішок — сірий, жовтий, коричневий, прозорий, має білу риску, скляний, перламутровий, шовковистий або матовий блиск. Твердість його, за шкалою Мооса, становить 2, спайність цілком досконала. Різновиди гіпсу:

алебастр — дрібнозернистий щільний гіпс;

селеніт — волокнистий гіпс;

марієне скло — пластинчастий, прозорий.

Гіпс використовують в будівництві, цементній промисловості, для гіпсування ґрунтів, у медицині, в скульптурі.

Великі родовища гіпсу залягають на території України — Артемівське (Донбас), в Придністров'ї (Тернопільська область). Із зарубіжних слід зазначити родовища Західного Уралу, Поволжя, Ферганської долини тощо.

Мірабіліт ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), або глауберова сіль, має осадове походження, трапляється у вигляді суцільних зернистих мас, шкірок, вицвітів, кристалів голчастої форми. Мірабіліт буває білого кольору та безбарвний, має білу риску, скляний або матовий блиск. Твердість його, за шкалою Мооса, становить $1,5...2$, спайність досконала, густина — $1,4$. Мірабіліт дуже крихкий, на смак гіркувато-солоний. Використовують його у виробництві соди, ультрамарину, в скляній промисловості, медицині.

Найбільше родовище мірабіліту — затока Кара-Богаз-Гол у Каспійському морі (Туркменістан). В Україні мірабіліт видобувають із вод Сакського і Перекопського озер.

Фосфати, або солі фосфорної кислоти H_3PO_4 , становлять також не більш ніж $0,1$ % маси земної кори та мають як осадове, так і магматичне походження. Фосфати — цінні агроруди.

Апатит ($Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$) — мінерал магматичного походження, утворює зернисті, цукроподібні, землясті агрегати, кристали гексагональної сингонії, мають різноманітне забарвлення, найчастіше зелене, блакитне, біле, білу риску. Блиск апатиту скляний, на зламі жирний, твердість, за Моосом, становить 5 , спайність недосконала, густина — $3...3,2$. Цей мінерал править за сировину для виробництва фосфорних добрив, фосфорної кислоти, для виготовлення матового скла.

В Україні апатит знайдено в Житомирській області (Стремигородське родовище), Приазов'ї. Значні поклади розробляються в Хібінських горах і Забайкаллі (Росія).

Фосфорит ($Ca_3(PO_4)_2(F,OH)$, з домішкою $CaCO_3$) — це типовий осадовий мінерал, що утворює жовна, конкреції з радіально-променистою будовою всередині, а також натічні, землясті маси. Забарвлення цього мінералу темно-сіре, чорне, жовтувате, коричневе, риска світлого кольору, блиск матовий. Твердість фосфориту нестала, спайність відсутня, мінерал має аморфну будову. При терті двох шматків фосфориту з'являється запах паленої кістки, реагує з розбавленою кислотою. Застосовують фосфорит так само, як і апатит.

Цей мінерал є в Придністров'ї, Харківській, Чернігівській, Івано-Франківській (Незвиське родовище) областях. Великі родовища фосфоритів розробляються в Казахстані (Каратау, Чилісайське), Естонії, Московській і Ленінградській областях Росії.

Галоїдні сполуки. Цей клас охоплює мінерали-солі галоїдо-водневих кислот HF , HCl , HBr , HI . Найбільшого поширення дістали хлориди — типові хімічні осадки водою. Фториди переважно пов'язані з магматичними

процесами. В цілому частка галоїдів у земній корі незначна.

Галіт (NaCl), або кам'яна сіль, має осадове походження, утворює у природі зернисті, щільні агрегати, кристали, друзи, натічні форми. Колір цього мінералу білий, за рахунок домішок — сірий до чорного, риска біла, скляний блиск. Твердість галіту, за шкалою Мооса, становить 2, спайність досконала по кубу, густина — 2,3. Галіт солоний на смак, легко розчиняється у воді. Використовують галіт у харчовій промисловості, у виробництві соди, соляної кислоти, хлору, натрію.

Родовища галіту в Україні: Артемівське, Слов'янське (Донбас), Солотвинське (Закарпаття), Крим. Найбільші родовища за рубежом — Верхньокамське (Урал), Давидівське (Білорусь), озера Ельтон і Баскунчак (Волгоградська область Росії).

Сильвін (KCl) — мінерал осадового походження, утворює щільні кристалічні зернисті агрегати, кристали білого, червоного, голубуватого кольорів та безбарвні. Риска сильвіну біла, скляний блиск. Твердість, за шкалою Мооса, становить 2, спайність досконала по кубу, густина — 2.

Цей мінерал гіркуватий на смак. Сильвін використовують як агрономічну руду (калійне добриво), в медицині, фотосправі, для виробництва фарб.

Великі родовища сильвіну знайдено в Прикарпатті (Калуш, Стебник), із зарубіжних слід зазначити Солікамське і Березниківське на Уралі, Старобінське у Білорусі.

Флюорит (CaF₂), або плавиковий шпат, має переважно гідротермальне походження, а землісті різновиди — осадове. Флюорит утворює щільні суцільні агрегати, землісті маси, друзи, щітки, жєоди. Цей мінерал має біле, фіолетове, зелене забарвлення, білу риску, скляний блиск. Твердість флюориту, за Моосом, становить 4. Спайність досконала, густина 3,1...3,2. Мінерал люмінесцентний (світиться в ультрафіолетовому промінні), часто радіоактивний. Флюорит править за сировину у виробництві плавикової кислоти, його застосовують у металургії, оптиці (виготовлення об'єктивів телескопів, лазерів), як декоративний камінь.

Райони поширення флюориту — Приазов'я, південь Донбасу, Поділля, Забайкалля.

Силікати — найпоширеніший клас мінералів — солеподібні хімічні сполуки, що містять SiO₂. Силікати становлять 95 % маси земної кори і налічують понад 800 мінералів. Переважно це породоутворювальні мінерали, деякі з них використовують як самоцвітне каміння, руди окремих металів і нерудні корисні копалини.

Ортоклаз (K[AlSi₃O₈]), або польовий шпат, — дуже поширений мінерал, входить до складу гранітів, сієнітів, гнейсів, пісковиків і багатьох інших порід. Трапляється у вигляді щільних зернистих агрегатів, вкраплень, кристалів. Ортоклаз має біле, рожеве, червоне, коричневе забарвлення, безбарвну риску, твердість, за шкалою Мооса, становить 6, скляний блиск, спайність досконала в двох напрямках, густина — 2,6. Близький до нього мінерал — це мікроклін, відрізняється від ортоклазу лише під мікроскопом. Різновиди ортоклазу:

адуляр (льодовий шпат) — безколірний, прозорий; сонячний камінь — ортоклаз із золотистим блиском; місячний камінь — відрізняється іризацією, тобто голубуватим відтінком при змінненні кута падіння сонячних променів.

Використовується в фарфоровій, керамічній, скляній промисловості. Місячний і сонячний камені — цінна декоративна сировина.

Ортоклаз дуже поширений, зокрема на Волині, в Поліссі, Приазов'ї, в Карелії тощо.

Лабрадор — мінерал ендегенного походження, утворює породу — лабрадорит, входить до складу інших магматичних порід, належить до так званої групи плагіоклазів, які є ізоморфною сумішшю двох мінералів — анортиту та альбіту. Трапляється він у вигляді суцільних крупнозернистих агрегатів, кристали утворює нечасто. Лабрадор має темно-сірий і зеленувато-сірий кольори, характерний синій відлив на площинах спайності (іризацію), скляний блиск. Твердість лабрадору, за шкалою Мооса, становить 6, спайність досконала, густина 2..2,1. Лабрадор добре піддається шліфуванню і тому використовується як цінний облицювальний матеріал, для виготовлення пам'ятників.

Унікальні родовища лабрадориту виявлено на Житомирщині (Головинське, Турчинське, Коростенське), в Приазов'ї.

Олівін ($(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$) — мінерал типово магматичного походження, також є ізоморфною сумішшю двох мінералів — форстериту і фаяліту, трапляється у вигляді зернистих або щільних агрегатів, рідше утворює кристали. Кольори олівіну можуть бути від жовто-зеленого до темно-зеленого, риска безбарвна. Твердість становить 6,5...7, за шкалою Мооса, густина — 3,3...4,2 г/см³. Різновидом олівіну є хризоліт — жовтувато-зелений, прозорий. Олівін — важливий породоутворювальний мінерал, крім того, він є високоякісною сировиною для виготовлення вогнетривкої цегли. Хризоліт — дорогоцінний камінь.

Олівін відомий на Волині та в Побужжі. Хризоліт трапляється на Середньому Уралі (поблизу Єкатеринбурга), на Таймирі, в Бразилії.

Рогова обманка має складний і непостійний склад і належить до групи так званих амфіболів. Цей мінерал утворюється магматично і метаморфічно, трапляється у вигляді зернистих агрегатів, видовжених голчастих, призматичних кристалів. Колір його темно-зелений, темно-бурий до чорного, риска зеленувата, скляний блиск, твердість, за шкалою Мооса, становить 5...6, спайність досконала, густина — 3,1...3,3. Рогова обманка — це важливий породоутворювальний мінерал магматичних і метаморфічних порід, практичного застосування не має.

Цей мінерал поширений у районах розвитку магматичних і метаморфічних порід (Волинь, Полісся, Приазов'я).

Мусковіт ($\text{KA}_1[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})$), або слюда, має вигляд листуватих, лускуватих агрегатів, кристали таблитчасті. Мусковіт буває безбарвний, а також жовтого, зеленуватого кольору, має скляний, перламутровий блиск. Твердість мусковіту, за шкалою Мооса, становить 2...2,5, спайність цілком досконала, густина — 2,8...3,1. Цей мінерал — породоутворювальний, має такі різновиди:

серіцит — дрібнолускуватий світлий мусковіт з шовковистим блиском;

фуксит — дрібнолускуватий мусковіт смарагдово-зеленого кольору.

Мусковіт утворюється часто в пегматитових жилах, а також внаслідок метасоматичних процесів. Використовується він як дуже надійний діелектрик, теплоізолятор, в електроніці, авіації тощо.

Мусковіт віднайдено в Західному Приазов'ї, на Волині, великі родовища його — в Забайкаллі (Мамсько-Чуйська слюдоносна провінція, Слюдянка), в Карелії, на Кольському півострові.

Біотит ($\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH}, \text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$) — мінерал магматичного і метаморфічного походження, також належить до групи слюд і утворює листуваті і лускуваті скупчення. Забарвлення біотиту — від бурого до чорного. Цей мінерал rischi не дає, має скляний блиск. Твердість його, за Моосом, становить 2,5...3, спайність цілком досконала — легко розщеплюється на гнучкі листочки, густина — 2,7...3,3. Біотит — породоутворювальний мінерал. Він використовується у виробництві бронзової фарби і як теплоізоляційний матеріал.

Біотит поширений у Придніпров'ї, Закарпатті.

Тальк ($\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$) — мінерал метаморфічного походження, утворює листуваті, лускуваті агрегати і суцільні маси. Тальк має світло-зелене, жовто-сіре, зеленувато-біле, біле забарвлення, білу риску, жирний, перламутровий блиск. Твердість тальку, за Моосом, становить 1, спайність цілком досконала, густина — 2,7...2,8. Цей мінерал жирний на дотик. Різновид тальку — жировик, або стеатит, — суцільний, щільний, зернистий, зеленувато-білий. Тальк використовують як кислото- і вогнетривкий матеріал, у паперовій, шкіряній, текстильній, гумовій, парфумерній промисловості, в медицині, в електроніці.

В Україні залягає в Кривому Розі, Середньому Подніпров'ї. Зарубіжні родовища цього мінералу — Шабровське на Уралі, Алмалик в Казахстані, Алгуйське в Кемеровській області Росії.

Нефелін ($\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]$), або масляний камінь, — мінерал магматичного походження, поширений у вигляді суцільних щільних, зернистих мас, призматичних кристалів, має жовтуватий, світло-сірий, бурий, цегляно-червоний кольори, безбарвну риску,

блиск від скляного до жирного. Твердість нефеліну, за Моосом, становить 5...6, спайність недосконала, густина — 2,6. Цей мінерал використовують як руду алюмінію, добриво в сільському господарстві, а також у керамічній, цементній промисловості.

Великі поклади нефелінових порід віднайдено на півдні Донбасу — в Приазов'ї. Із зарубіжних найбільші родовища розташовані в Хібінах на Кольському півострові, в Сибіру (поблизу м. Ачинська).

Топаз ($Al_2[SiO_4](F,OH)_2$) трапляється у вигляді окремих кристалів, друз, суцільних зернистих агрегатів, має винно-жовте, зеленувате, блакитне забарвлення, а також буває безбарвний і прозорий, rischi не дає, має скляний блиск. Твердість топазу становить 8, спайність досконала, густина — 3,4...3,6. Топаз має високу густину. Залягає в пегматитових, пневматолітових та гідротермальних жилах. Топаз — дорогоцінний камінь другого класу, з нього також виготовляють шліфувальний порошок.

В Україні топаз добувають в Житомирській області, за рубежем — в Ільменських горах на Уралі.

Хризотил-азбест ($Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$), або гірський льон, — мінерал гідротермального походження, утворює тонковолокнисті агрегати, прожилки в серпентиніті, має забарвлення зеленувато-жовте до білого, rischi не дає, має шовковистий блиск. Твердість, за шкалою Мооса, становить 3...4. Використовують цей мінерал як теплоізолятор, в хімічній, будівельній, автомобільній промисловості.

Родовища хризотилу-азбесту переважно зарубіжні — Азбест (Урал), Кіємбаївське (Оренбурзька область Росії), Саяни.

Каолініт ($Al_2[Si_2O_5](OH)_4$) утворює землісті щільні маси внаслідок вивітрювання польових шпатів. Каолініт має біле, сірувато-біле, жовтувате, бурувате, синювате забарвлення, білу риску, жирний або матовий блиск. Каолініт жирний на дотик, при диханні на нього виникає характерний запах глини. Твердість цього мінералу невисока, густина — 2,6, з водою він утворює пластичну масу. Застосовують каолініт у фарфоро-фаянсовій, хімічній, текстильній, паперовій, лакофарбовій промисловості, він хороший тепло- і електроізолятор, вогнетривкий матеріал.

Україна має найбільші у світі поклади високоякісних каолінів, основні запаси їх зосереджені на Глуховецькому (Вінницька область) і Просянському (Дніпропетровська область) родовищах. Великими родовищами є також Велико-Гадоминецьке (Вінницька область), Володимирське (Донецька область), Пологівське (Запорізька область) тощо.

Берил ($Al_2\{Be_3[Si_6O_{18}]\}$) — мінерал пегматитового і гідротермального походження, утворює шестигранні призматичні кристали, друзи, суцільні зернисті маси. Берил буває блідо-зелений, яскраво-зелений, винно-жовтий, синювато-блакитний, безбарвний, rischi не дає, має твердість, за шкалою Мооса, 7,5...8, спайність у нього недосконала, злом раковистий, густина — 2,8. Різновиди берилу:

смарагд — яскраво-зелений, трав'яно-зелений, прозорий;

аквамарин — синювато-блакитний (кольору морської хвилі), прозорий;

геліодор — жовтий, прозорий.

Використовують берил як руду на берилій, прозорі різновиди — як дорогоцінні камені.

Великі запаси берилу відомі в Бразилії (родовище Боа-Віста), в Казахстані, Забайкаллі, смарагди добувають в Якутії, Індії, Пакистані, Шрі-Ланці тощо.

Гранати мають загальний склад $A_3B_2[SiO_4]_3$, де $A = Mg, Fe^{2+}, Mn, Ca$ і $B = Al, Fe^{3+}, Ce$. Гранати — це мінерали магматичного і метаморфічного походження, поширені у вигляді кристалів, рідше суцільних мас. Гранати мають такі різновиди:

піроп — темно-червоний;

альмандин — червоний з фіолетовим відтінком;

уваровіт — смарагдово-зелений;

гросуляр — блідо-зелений.

Риска в гранатів безбарвна, блиск скляний, інколи жирний. Твердість, за Моосом, становить 6,5...7,5, спайність цілком недосконала, густина становить 3,5...4,2 г/см³. Використовують гранати переважно як абразиви, прозорі відміни (піроп, альмандин) — як дорогоцінні камені.

Альмандини віднайдено в Придністров'ї (Вінницька область). Великі родовища гранатів — у Чехії, Шрі-Ланці, в Забайкаллі.

Із **органічних сполук** розглянемо лише дуже поширений мінерал янтар, або бурштин.

Янтар $C_{10}H_{16}O_4$ — це скам'яніла смола давніх хвойних дерев, трапляється в природі у вигляді округлих шматочків, натічних форм, інколи із включеннями комах. Колір його медово-жовтий, вишнево-червоний, коричневий, білий, блакитний, зелений, чорний (має до 300 відтінків), риска біла. Твердість, за шкалою Мооса, становить 2...3. Блиск янтарю скляний або матовий, спайності немає, злам раковистий. Янтар легкий, аморфний, при терті електризується. Горить, виділяючи приємний гвоздичний запах. Янтар використовується як декоративний камінь, а також для виготовлення лаків, каніфолі, янтарної кислоти, фарб, емалей, зубної пасти, мила, в парфумерії, медицині, лазерній техніці.

В Україні його добувають в Житомирській, Рівненській, Волинській і Львівській областях. Найбільше родовище (Клесівське) на Рівненщині. Добувається янтар також на узбережжі Балтійського моря: в Калінінградській області Росії, у Литві, Латвії.

Контрольні запитання й завдання

1. Що таке кларк? 2. Перелічіть найпоширеніші елементи земної кори та Землі в цілому. 3. Що таке мінерали? 4. Які основні властивості кристалічних тіл? 5. Сформулюйте основний закон кристалографії. 6. Дайте визначення елементів симетрії кристалів. 7. Що таке кристалографічні сингонії? 8. Що таке поліморфізм та ізоморфізм? 9. У яких формах трапляються мінерали в природі? 10. Дайте визначення основних фізичних характеристик мінералів. 11. Що таке парагенезис мінералів? 12. Як класифікуються мінерали?

РОЗДІЛ II ПРОЦЕСИ ЗОВНІШНЬОЇ І ВНУТРІШНЬОЇ ГЕОДИНАМІКИ

Внутрішні й зовнішні геосфери планети тісно взаємодіють між собою, обмінюючись речовиною, енергією та взаємним динамічним впливом їхніх середовищ.

Якщо простежити історію розвитку атмосфери Землі, вод Світового океану та материків, літосфери та біосфери, то можна констатувати складні та взаємозумовлені зміни їхніх фізико-географічних характеристик, водно-теплого балансу, хімічного складу тощо.

Розділ геологічної науки, який вивчає процеси, що відбуваються на поверхні Землі та в її надрах, називають *динамічною геологією*, а, відповідно, природні процеси, що зумовлюють формування і розвиток земної кори, в тому числі і її рельєфу, називають *геодинамічними*, або *геологічними, процесами*. Власне взаємодія геосфер планети і зумовлюється цими процесами, які різняться за інтенсивністю, поширеністю та джерелами енергії.

Деякі процеси відбуваються надзвичайно швидко на обмежених територіях, спричиняючи катастрофічні явища в природі (вулканічні виверження, селі, гірські обвали, паводки, землетруси тощо). Інші процеси тривають десятки й сотні мільйонів років, поширюються на величезних площах і наслідки їхньої дії, на перший погляд, непомітні, а насправді призводять до глобальних змін як на поверхні, так і в надрах планети.

Джерелами енергії геологічних процесів є сонячна радіація, гравітаційні процеси, тепло надр Землі, взаємодія Землі з Сонцем і Місяцем, осьове обертання Землі тощо.

Залежно від джерел енергії та зон прояву всі геологічні процеси звичайно поділяють на зовнішні, або екзогенні, та

внутрішні — ендегенні, хоча вони найтіснішим чином пов'язані між собою і становлять єдиний комплекс.

Екзогенні геологічні процеси, або процеси зовнішньої динаміки, відбуваються на поверхні Землі чи у верхніх частинах літосфери (в зоні гіпергенезу) і зумовлені переважно сонячною радіацією, гравітацією, життєдіяльністю організмів та іншими чинниками. Це процеси взаємодії літосфери із зовнішніми оболонками планети — гідросферою, атмосферою, біосферою. Вони змінюють рельєф земної поверхні, беруть участь у руйнуванні гірських порід, транспортуванні уламків, осадконагромадженні.

Екзогенними процесами вважають вивітрювання, геологічну діяльність вітру, поверхневих текучих вод, озер, боліт, вод морів та океанів, підземних вод, льодовиків, багатолітньої мерзлоти.

В цілому можна умовно виділити три етапи в розвитку екзогенних процесів.

На першому етапі відбуваються руйнівні процеси поверхні літосфери спільною дією атмосферних, гідросферних та біосферних агентів.

У подальшому (другий етап) під дією сил гравітації, поверхневих текучих вод, вітру тощо уламковий матеріал, утворений унаслідок руйнівних процесів, виноситься (транспортується) до місць акумуляції.

Третій етап — це нагромадження (седиментація) уламків на дні морів, озер, боліт, в річках, пустелях тощо.

Екзогенні процеси за певних умов спричиняють вирівнювання, згладжування поверхні — як суходолу, так і океанічного дна. Це порівняно повільні процеси — тривалість їх обчислюється сотнями, тисячами, а то і мільйонами років.

Ендегенні геологічні процеси, або процеси внутрішньої динаміки, спричиняються переважно внутрішніми силами Землі і відбуваються здебільшого всередині планети, в глибоких шарах кори та у верхній мантії. До них належать тектонічні процеси, магматизм (інтрузивний та ефузивний), метаморфізм, землетруси.

Дія ендегенних процесів спрямована на формування земної кори, гірських систем, вулканічних конусів, океанічних котловин тощо.

Провідна роль належить тектонічним рухам (горизонтальним і вертикальним, повільним і катастрофічним), які й формують нерівності рельєфу земної кори. Останні потім піддаються впливу чинників зовнішньої динаміки, що спричиняє

їхню денудацію, тобто руйнування і винесення продуктів руйнування в понижені ділянки рельєфу.

Отже, незважаючи на свою різноспрямованість, процеси внутрішньої та зовнішньої динаміки взаємопов'язані і взаємозумовлені, діють водночас і наслідком їхньої складної взаємодії є формування вигляду планети.

Глава 3 МАГМАТИЗМ

3.1.

Магма й утворення магматичних порід

Магма — вогненно-рідкий силікатний розплав, який утворюється у верхній мантії (переважно в астеносфері). Речовина астеносфери перебуває у стані термодинамічної рівноваги. Порушення цього стану, скажімо, пов'язане з підвищенням у тому чи іншому місці температури внаслідок радіоактивного розігріву чи зменшення тиску, призводить до виникнення магматичних осередків (астенолітів), які можуть вторгтися в ослаблені зони літосфери. Такі ослаблені зони можуть створюватися проникненням до астеносфери глибинних розломів.

За хімічним складом магма — складний силікатний розплав, головну роль у якому відіграє кремнезем (SiO_2), а також оксиди Al, Fe, Mg, Na, K тощо.

Завдяки високому тиску в магмі у розчиненому стані містяться також легкі компоненти (газова фаза), представлені переважно водяною парою, сполуками сірки (SO_2, H_2S, SO_3), вуглецю (CH_4, CO, CO_2), хлору (HCl), фтору (HF), бору тощо. Їхній вміст може досягати 12 %.

Під **магматизмом** розуміють сукупність усіх геологічних процесів, рушійною силою яких є магма та її похідні.

Магматизм поділяють на два типи: *інтрузивний* та *ефузивний*. У першому випадку магма застигає і кристалізується в надрах Землі, в другому — виливається на земну поверхню, звільняється від газів і застигає без розкристалізації. Наслідком таких процесів є утворення магматичних порід — інтрузивних і ефузивних.

Серед геологів популярною є гіпотеза про існування двох первинних (вихідних) магм — базальтової (основної) та гранітної (кислої). Уявлення про існування двох типів магм було сформульоване ще в 1910 р. російським вченим Ф. Ю. Левінсоном-Лесінгом. У 1928 р. канадський петрограф Н. Боуен висловив думку про існування лише однієї базальтової магми, з якої пізніше через складні процеси утворилося все розмаїття магматичних гірських порід.

Базальтова (основна) магма має, очевидно, істотне поширення, формується вона в астеносфері, є найлегшою фракцією речовини астеносфери. В цьому типі магми міститься до 50 % кремнезему, а також алюміній, кальцій, залізо, магній тощо. Базальтова магма вирізняється доброю текучістю.

Гранітна (кисла) магма містить 60...65 % кремнезему, в'язка, менш рухома. Осередки гранітної магми формуються, ймовірно, у земній корі на глибинах 10...30 км унаслідок переплавлення осадових і метаморфічних порід.

Існують припущення і щодо існування ще двох первинних магм: **ультраосновної (перидотитової) та середньої (андезитової)**.

Температури магматичних розплавів у надрах земної кори за останніми даними становлять 700... 1100 °С. Унаслідок переміщення магми в оточуючі холодні гірські породи вона охолоджується і в ній починаються процеси **магматичної диференціації** — розділення на розплави: важкий, збагачений оксидами заліза, кальцію, магнію, і легкий, насичений оксидами силіцію та алюмінію.

Потім починається **кристалізаційна диференціація**, якій відповідає послідовна кристалізація мінералів від тугоплавких до легкоплавких. Першими кристалізуються безводні, високотемпературні мінерали: магнетит, хроміт, сульфід, апатит, титаніт, циркон; потім — залізо-магнезійні мінерали, такі як олівін, піроксени, рогова обманка, пізніше — польові шпати, мусковіт, кварц. Під час кристалізації важкі мінерали занурюються на дно розплаву і нагромаджуються там, утворюючи після застигання гірські породи ультраосновного складу (дуніти, перидотити).

Верхня частина розплаву послідовно збіднюється на залізо-магнезійні сполуки і збагачується на кремнезем. Цей процес називають **гравітаційним фракціонуванням**. Як на-

слідок, у верхніх шарах розплаву формуються породи середнього і навіть кислого складу (діорити, сієніти, граніти).

Отже, з первинної магми основного складу під час кристалізаційної диференціації може сформуватися масив гірських порід, основність яких зростатиме згори донизу. Приклади таких інтрузивних масивів відомі на Уралі, в районі Нижнього Тагіла — центральна частина інтрузії складена породами основного і ультраосновного складу (габро, габро-перидотити, дуніти), а в крайових частинах виступають породи середнього (сієніти) та кислого (граніти) складу.

При подальшому охолодженні магми починаються процеси утворення так званих пегматитів. **Пегматитовий процес** — це утворення мінералів із залишкового силікатного розплаву, збагаченого леткими компонентами. Основна маса заліза, магнію, частково кальцію витрачається на формування мінералів на попередній магматичній стадії — залишковий розплав збагачується на силіцій, алюміній, натрій, калій і різко зростає концентрація розчинених газів. Через це розплав стає набагато рухомішим і проникає по тріщинах часто на значні відстані від інтрузії. Пегматитове мінералоутворення відбувається на глибині в декілька кілометрів від поверхні землі — при високих тисках і в інтервалі температур 700...500 °С. За таких умов утворюються великі кристали кварцу, польового шпату, слюди і багато рудних мінералів, дорогоцінних каменів, мінералів, які містять рідкісні та розсіяні елементи (германій, гафній, ніобій, тантал, торій, уран, цирконій тощо). З пегматитами пов'язані родовища таких каменів, як смарагд, топаз, турмалін, берил, димчастий кварц, гірський кришталь тощо.

Перегріті газу, які виділяються при зниженні зовнішнього тиску із магматичного розплаву, проникають по тріщинах у вмесні породи, взаємодіють з ними, утворюючи нові мінерали (каситерит, вольфраміт, молібденіт тощо). Це так званий **пневматолітовий процес** мінералоутворення, який відбувається в інтервалі температур 500...350 °С.

На кінцевій стадії диференціації магматичного розплаву важливу роль відіграють гарячі водні розчини (гідротерми), які, взаємодіючи з оточуючими породами на істотних відстанях від магматичного осередку, формують цілу низку нових мінералів.

Гідротермальний процес поступово замінює пневматолітовий і відбувається при температурах від 400...350 °С аж до температур, близьких до поверхневих. У такий спосіб виникають гідротермальні жили чи родовища золота, срібла, галеніту, сфалериту, кіноварі, халькопіриту, кальциту тощо.

На шляху до поверхні магма взаємодіє із вмисними породами, поглинаючи їх, переплавляючи і змінюючи таким чином свій вихідний склад. Цей процес називають *асиміляцією*. Внаслідок асиміляції магмою осадових та метаморфічних порід утворюються нові магматичні породи, які дуже відрізняються за складом від первинної магми. Так, основна базальтова магма, розплавляючи та поглинаючи кварцові пісковики, набуває більш кислого складу за рахунок збагачення кремнеземом.

Під час змішування магм різного складу, так званої *гібридизації*, утворюються породи гібридного характеру з невпорядкованим мінеральним складом.

3.2.

Інтрузивний магматизм

Інтрузивний магматизм — процес вторгнення магматичного розплаву в гранітно-метаморфічні чи осадові товщі, що залягають вище. За цих обставин магма, застигаючи, утворює тіла (інтрузії) різноманітної форми (рис. 9). За глибиною залягання їх поділяють на глибинні та напівглибинні.

Найбільш характерними *глибинними інтрузивними тілами* є батоліти та штоки.

Батоліти (рис. 9, а) — величезні, площею в сотні тисяч квадратних кілометрів, тіла. Форма їх найчастіше видовжено-овальна, ізометрична. В разі вторгнення батолітів у товщі, котрі залягають вище, відбуваються процеси асиміляції вмисних порід і, відповідно, зміна первісного складу магми. Батоліти складені кислими породами (граніти, гранодіорити), які по краях поступово заміщуються породами середнього складу (сієнітами чи діоритами). За геофізичними даними розміри батолітів по вертикалі досягають 10... 15 км.

До глибинних інтрузій належать також *штоки* (рис. 9, б) — великі масиви магматичних порід площею умовно до

200 км². Вони часто утворюють виступи куполоподібної форми на верхній поверхні батолітів.

Напівглибинні інтрузивні тіла за співвідношенням із вмисними породами поділяють на згідні (залягають між шарами гірських порід) і незгідні (ті, що перетинають під різними кутами вмисні породи).

Прикладами згідних інтрузивних тіл є сіли (або пластові інтрузії), лаколіти, лополіти і факоліти; незгідні інтрузії — це дайки, неки, жили.

Сіли (рис. 9, в) утворюються внаслідок вторгнення рідкої магми основного складу вздовж площин нашарування осадових гірських порід. Залягають сіли між пластами (звідси і назва — пластові інтрузії), дуже часто утворюючи перешарування осадових і магматичних порід, у недислокованих і слабодислокованих товщах. Потужність сілів досягає сотень метрів. Сіли знайдено в Тунгуській синеклізі Сибірської платформи, де вони складені базальтами.

Лаколіти (рис. 9, г) — це куполоподібні, грибоподібні інтрузивні тіла діаметром до кількох кілометрів. Верхня поверхня їх опукла, нижня, що сполучається з підвідним каналом, плоска. Утворюються вони внаслідок вторгнення в'язкої кислої магми, яка припідіймає вмисні породи, згинаючи їх відповідно до своєї форми. Різновидом ла-

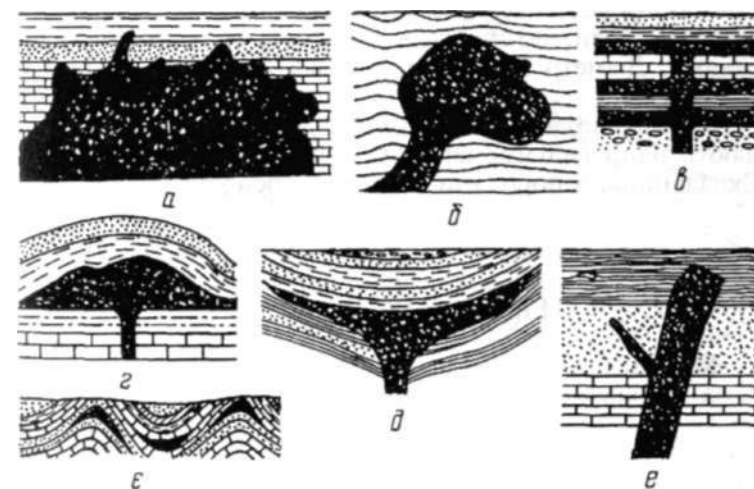


Рис. 9. Форми залягання інтрузивних магматичних порід: а — батоліт; б — шток; в — сіль; г — лаколіт; д — лополіт; е — дайка; є — факоліт

колітів є так звані *магматичні діаніри*, або лаколіти-краплі (нагадують перевернуту краплю), які знайдено, наприклад, у Криму — Аюдаг, Кагель, Мис Плака тощо.

Лополіти (рис. 9, д) — це чашоподібні міжпластові інтрузивні тіла, які утворюються внаслідок просідання підстилаючих порід під вагою магми основного чи ультраосновного складу. Вони досягають достатньо великих розмірів за площею — десятків тисяч квадратних кілометрів, тому характерні для платформ. Прикладами є Коростенський та Корсунь-Новомиргородський плутони на Українському щиті.

Дайки (рис. 9, е) — інтрузивні плитоподібні тіла, які утворюються під час заповнення магмою тріщин. Вони бувають вертикальні, похилі, кільцеві. Товщина дайок різноманітна — від кількох сантиметрів до сотень метрів (товщина однієї з дайок на Алдані досягла 250 м), протяжність — від десятків метрів до сотень кілометрів. Дайки складені породами різного складу — від ультраосновних до кислих.

Факоліти (рис. 9, є) — лінзоподібні тіла, які залягають найчастіше у склепіннях складок. Вони невеликі за розмірами, трапляються тільки в складчастих областях і складені переважно породами основного складу.

Неки — тіла циліндричної форми, часто виповнені вулканогенно-уламковою речовиною і застиглою магмою. Це, власне, канали, що сполучають магматичні осередки з вулканами. Діаметр їх коливається від декількох метрів до 1...2 км.

Магматичні *жили*, на відміну від плитоподібних дайок, мають неправильну, звивисту з відгалуженнями форму. Складені вони породами переважно основного складу.

3.3. Ефузивний магматизм

Магматичні процеси, які відбуваються на поверхні Землі, називають *ефузивними*, або *вулканізмом*. Магма, виліваючись на поверхню Землі за умов понижених тисків, звільняється від розчинених у ній газоподібних продуктів і перетворюється на *лаву*. Виверження лави та інших вулканічних продуктів відбувається або по тріщинах у земній корі (такі вулкани називають тріщинними), або по

підвідних трубоподібних каналах, прокладених у земній корі магмою (вулкани центрального типу).

При тріщинних виливах лави остання, витікаючи у великих кількостях, затоплює величезні території, знищуючи все на своєму шляху. Це призводить до утворення великих *лавових плато*, які формують специфічний рельєф.

Виверження такого типу трапляються в Ісландії. Так, під час виверження по тріщині Лакі у 1783 р. витікання лави почалося водночас із 22 отворів, лава переливалася через хребти, затоплювала річкові долини, охопивши територію площею 565 км².

У разі невеликих вивержень утворюються *базальтові покриви*. Інколи тріщинні виливи базальтової лави супроводжуються вибухами — тоді утворюються так звані *експлозивні рови*, або *експлозивні тріщини*. Вулканізм подібного типу називають ще *ісландським*, він приурочений до океанічних рифтових зон.

Під час виверження вулканів центрального типу (рис. 10) вулканічні продукти надходять до поверхні не по тріщинах, а жерлом 2, тобто трубоподібним каналом, який відходить від магматичного осередка 7. Згори жерло закін-

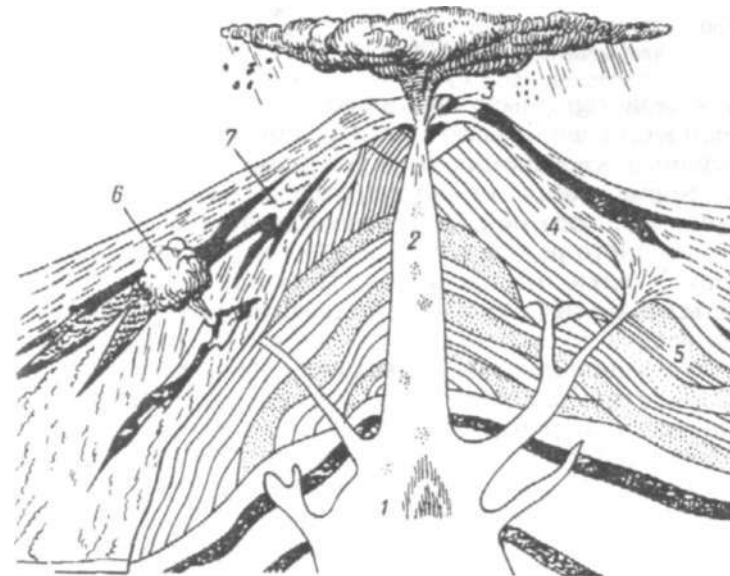


Рис. 10. Будова вулкана центрального типу

чується кратером 3 — чашоподібним або котлоподібним розширенням жерла. Кратер розташований на вершині конусоподібної гори, складеної затверділими продуктами попередніх вивержень; кратерів може бути кілька, вони виникають на схилах під час вивержень; за підвідні канали до них правлять відгалуження від основного жерла. Такі кратери інколи називають паразитичними, або побічними 6. В деяких вулканів, виверження яких супроводжуються вибухами, на місці кратера утворюється котлоподібна западина — кальдера, яка в поперечнику може досягати 10 км і більше. В середині кальдери внаслідок повторних вивержень може сформуватися новий вулканічний конус з кратером на вершині. Таку будову має, наприклад, відомий вулкан Везувій в околицях Неаполя.

У разі, коли виверження лав чергуються із вибухами, вулканічний конус складений перешаруванням лавових потоків 7 і твердого матеріалу, що викидається під час вибухів (попіл 4, застигла лава 5 тощо). Такі вулканічні споруди називають *стратовулканами*. Відомі також і *насинні вулканічні конуси*, складені виключно твердими продуктами вивержень.

Продукти вулканічних вивержень

З вулканів на земну поверхню надходять газоподібні, тверді й рідкі продукти. Газу, які насичують магму, є безпосередньою причиною вулканічних вивержень. У разі виникнення ослаблених (тріщинуватих) зон над магматичним осередком розчинені в ньому газу переходять у свій нормальний стан, що супроводжується суттєвим зростанням їхнього об'єму. Це призводить до "закипання" магматичного розплаву і підймання його разом із газами вгору. У рідких магмах основного складу дегазація відбувається відносно легко, у в'язких кислих магмах вона може призводити до експлозивної діяльності (вибухів).

Хімічний склад *вулканічних газів (фумаролів)* залежить від стадії виверження і від температури. Серед газів розрізняють: *сухі фумароли* (650... 1000 °С), складені в основному хлористо- і фтористоводневими сполуками без водної пари; *кислі фумароли* (400...650 °С), представлені HCl , SO_2 , H_2S , паровою води; *лужні фумароли* (200...400 °С), або *аміачні*, в яких переважають газу аміачних солей, пара води, аміак; *сірчисті фумароли*, або *сульфатару* (100...300 °С), до складу яких входять переважно такі газу, як SO_2 , H_2S ,

CO_2 , H_2O , N_2 , CH_4 ; *вуглекислі фумароли*, або *мофети* (до 100 °С), складені переважно вуглекислим газом, меншою мірою H_2S , H_2O . Мофети виділяються на стадії затухання вулканічної діяльності. Стінки кратерів вулканів внаслідок сублимації газів виділень вкриваються скупченнями сірки, борної кислоти, бури тощо.

Рідкі продукти вулканічних вивержень представлені лавою, яка відрізняється від магми лише вмістом розчинених у ній газів і так само, як і магма, залежно від вмісту SiO_2 , може бути кислою, середньою, основною.

Найпоширеніші *основні базальтові лави* мають переважно темне забарвлення, вміст кремнезему в них становить до 52 %. Базальтові лави характеризуються низькою в'язкістю і зумовленою цим високою рухомістю. Температура їх на виході становить близько 1200 °С. Такі лави під час виверження розтікаються по схилах зі швидкістю кілька метрів на хвилину на значні відстані, утворюючи потоки, покриви.

Так, під час виверження вулкана Білюкай на Камчатці (бічний кратер вулкана Ключевська сопка) у 1938 р. було зафіксовано такі швидкості переміщення лави: на відстані 10 м від кратера — 30 м/хв, 50 м — 10, 100 м — 6 і 1000 м — лише 0,6 м/хв.

Зовсім інакше відбувається виверження *лав кислого і середнього складу*. Кислі лави, вміст кремнезему в яких перевищує 65 %, через їхню високу в'язкість течуть вкрай повільно, вихід газів із них утруднений. Тому виверження таких лав часто спричиняє закупорення кратера і супроводжується вибухами. Майже всі катастрофічні виверження на пам'яті людства були пов'язані з вулканізмом кислого та середнього складу. Температура кислих і середніх лав дещо нижча і становить 800... 1000 °С.

Під час застигання та кристалізації лав в умовах земної поверхні утворюються ефузивні породи.

Дуже різноманітні *тверді продукти* вулканічних вивержень. Вони утворюються під час вибухів з уламків порід кратера, застиглої на повітрі лави і класифікуються за розмірами уламків. Серед них виділяють вулканічні бомби, лапілі, вулканічний пісок і вулканічний попіл.

Вулканічні бомби — це переважно уламки лави, викинутої в розжареному стані високо вгору і округлені в польоті до сферичної чи веретеноподібної форми, вкриті зверху застиглою кіркою. За величиною вони можуть бути

від декількох сантиметрів до багатьох метрів у поперечнику.

Лапілі — невеличкі шматочки лави або уламки порід кратера діаметром у кілька сантиметрів (переважно 1...3 см).

Вулканічний пісок — це мінеральні частинки діаметром 0,1...2 мм. Дрібніші частинки (до 0,1 мм) називають *вулканічним попелом*. Попіл і пісок — це кристалики польового шпату, авгіту, рогової обманки і найчастіше уламки вулканічного скла (обсидіану). Осідаючи на поверхні Землі, ущільнюючися, вони утворюють гірську породу — *вулканічний туф*. Якщо в ньому трапляються лапілі та вулканічні бомби, уламки гострокутної форми, то породу називають *туфобрекчією*.

До твердих продуктів вулканічних вивержень відносять також *пемзу*, яка утворюється з кислих лав із високим вмістом розчинених газів. Наближуючися до земної поверхні, така лава спінюється та швидко охолоджується. Утворюється дуже пориста порода, яка внаслідок подальшого розширення газів розпадається на численні уламки найрізноманітніших розмірів. Завдяки низькій питомій вазі вона плаває у воді, тому часто пемзу можна знайти на морських узбережжях, віддалених від вулканічних районів.

Класифікація вулканів Ще в 1908 р. французький геолог Ж.Лакруа створив основу класифікації вулканічних вивержень, виділивши чотири типи вивержень: 1) гавайський; 2) стромболіанський; 3) етно-везувіанський (вулканський) і 4) пелейський. Цю класифікацію з певними змінами і доповненнями використовують і сучасні дослідники. За характером виверження у наш час виділяють ефузивні, або лавові вулкани, змішані експлозивно-ефузивні вулкани (газово-вибухово-лавові) і експлозивні (газово-вибухові).

Лавові вулкани представлені *гавайським типом*, який характерний для Гавайських та деяких інших островів Тихого океану (Самоа, Туамоту, Нова Зеландія), відомий також у Східній Африці вулкан Нірагонго. Наочним прикладом вивержень цього типу можуть бути виверження вулкана Мауна-Лоа (на Гаваях), висота якого сягає 4170 м над поверхнею острова.

Виверженню лави передуює серія підземних поштовхів. У подальшому кратер заповнюється рідкою киплячою лавою базальтового складу з температурою до 1200 °С. Пері-

одично лава переливається через стінки кратера і стікає по схилах з середньою швидкістю 4...5 м/с, розтікаючись довколишньою місцевістю. Довжина лавових потоків може досягати десятків кілометрів. Виверження відбуваються повільно, майже не супроводжуючись вибухами. Іноді утворюються лавові фонтани заввишки декілька десятків метрів. Бризки від фонтануючої лави застигають, утворюючи так зване "волосся Пеле" — тонкі ниткоподібні утворення вулканічного скла. Часто виверження тривають цілі дні і навіть місяці.

Наприклад, виверження вулкана Мауна-Лоа, яке відбулося в 1859 р., тривало понад 10 місяців. Лавовий потік у цьому разі пройшов 50 км, досяг морського узбережжя і продовжувався по дну моря. Періодичність вивержень вулкана Мауна-Лоа становить у середньому 3,5 року. Конус його складений застиглими потоками лави попередніх вивержень, крутизна схилів невелика (5... 10°). Такі вулкани називають також *щитовидними* (нагадують за формою шити).

Змішані (газово-вибухово-лавові) виверження відбуваються з вулканів стромболіанського й етно-везувіанського (або вулканського) типів.

Стромболіанський тип вивержень характерний для вулкана Стромболі, який розташований на Ліпарських островах у Середземному морі. Лава цього вулкана базальтового складу з температурою 1000...1100 °С, менш рухома, ніж гавайська. Виверження відбуваються періодично — через певні проміжки часу. Стромболі — постійно діючий вулкан, для нього характерні слабкі викиди розпечених уламків лави, що супроводжуються білою хмарою пари. Згустки лави, застигаючи, падають на схили у вигляді вулканічних бомб і лапілів. Потім відбувається виверження лави, яка стікає по схилах конуса. Через деякий час процеси повторюються. Завдяки білій хмарі, освітленій вночі вогненними фонтанами, яка періодично з'являється над вулканом, моряки називають його "маяком Середземного моря".

Етно-везувіанський тип вивержень характерний для таких вулканів: Везувій біля Неаполя, Вулькано на Ліпарських островах, Етна на Сицилії, а також вулканів півострова Камчатка (Ключевська Сопка, Авачинська Сопка, Плоский Толбачек), Курильських островів, Японії тощо. Лави цих вулканів базальтового складу, але з більшим вмістом кремнезему, ніж стромболіанські, і тому ще більш в'язкі, з температурами близько 1000 °С. Скупчуючись у

кратері вулкана, вони закупорюють жерло, що призводить до сильних вибухів, коли вгору прориваються гази. За цих обставин на дуже велику висоту вгору викидається значна кількість попелу, піску, лапів і бомб. Після вибуху починається виверження лави.

Відоме виверження вулкану Везувій, яке сталося в 79 р. н. е., почалося землетрусом. Вибухом страшної сили було знесено вершину конуса і на її місці утворилась кальдера. У повітря знявся стовп диму, а також величезна кількість попелу, бомб, лапів. На міста, розташовані поблизу підніжжя вулкана (Геркуланум, Помпеї, Стабія), з неба падали потоки гязі, утвореної змішуванням вулканічних продуктів з конденсованою парою води, камені, попел. Геркуланум повністю було затоплено лавиною гязі. Помпеї і Стабія спочатку бомбардувалися брилами до кількох кілограмів і засипалися лапями та попелом, потім на них спустилась хмара сірчистих газів. Отже, це відоме виверження Везувію було суто експлозивним (вибуховим). Пізніше, починаючи з 1036 р., діяльність Везувію перетворилась на експлозивно-ефузивну, коли після вибухів починалися виливи лавових потоків, причому не тільки з головного кратера, а й з отворів на схилі конуса. Так, 16 грудня 1931 р. виверження почалося потужним вибухом, услід за яким високо піднялася хмара з попелу в формі пінії (італійської сосни). Оподи з попелу і шлаків випали на довколишні поселення. Наступного дня на схилі гори розкрилися тріщини, з яких почала вилитись лава. Шість міст було зруйновано грязевими потоками, дев'ять — затоплено гряззю. Загибло близько 4 тис. чол. Везувій проявляє активність і нині.

Типові **експлозивні (газово-вибухові) виверження** відбуваються з вулканів пелійського та кракатауського типів. Виверження цих вулканів вирізняються вкрай високою вибуховістю. За цих обставин в'язка кисла магма майже не виливається, а застигає в кратері у вигляді обелісків, колон, закупорюючи вихід газам, що призводить до катастрофічних вибухів. Серед продуктів вивержень переважають гази й тверді утворення — попел, лапілі, бомби.

Характерним прикладом вулканів *пелійського типу* є вулкан Мон-Пеле на острові Мартиніка (Малі Антильські острови).

Внаслідок потужного вибуху вулкана Мон-Пеле 8 травня 1902 р. було повністю знищене місто Сен-П'єр з населенням понад 30 тис. жителів. Ще 23 квітня з вулкана на місто

випав невеликий попеловий дощ і почалися підземні поштовхи. Далі попелопад посилювався і супроводжувався сильним гулом. Зранку 8 травня все стихло, а потім зі страшним гуркотом луснула вершина вулкана. З тріщини вирвалася величезна "випальна хмара" з температурою до 700 °С і зі швидкістю до 180 км/год понеслася вниз схилом. За декілька секунд вона вкрила місто, і воно спалахнуло. Зайнялися і кораблі, які стояли в гавані. З тріщини на вершині вулкана почав виштовхуватися вгору обеліск із кислої лави заввишки до 300 м. Щоправда, через деякий час він вкрився тріщинами і зруйнувався. "Випальні хмари" виривались із вулкана ще кілька разів.

Дещо інакше відбуваються виверження *кракатауського типу*. Прикладом може слугувати виверження вулкана на острові Кракатау, який розташовувався в Зондській протоці між островами Ява й Суматра. Острів був кальдерою давнього вулкана, на місці якої утворилися три молоді вулканічні конуси.

26 серпня 1883 р. почалася серія вибухів, а наступного дня зранку страшний вибух розтрощив на шматки два з трьох конусів. Гуркіт вибуху було чути в Австралії на відстані 3600 км. Попіл випав на площі близько 827 тис. км². Тонкий пил, піднятий вибухом у верхні шари атмосфери, призвів до часткового екранування сонячного випромінювання, внаслідок чого на великих територіях Землі знизилась на кілька градусів середньорічна температура. Вибухом було спричинено виникнення гігантської припливної хвилі — *цунамі* — до 40 м заввишки, яка призвела до значних спустошень й численних людських жертв (близько 36 тис. чол.) на узбережжях, розташованих поблизу острова.

Своєрідними утвореннями є так звані **трубки вибуху**, або **діатреми**, як їх називають у Південній Африці. Вони є погаслими вулканами одноактної дії, тобто утворюються внаслідок одного вибуху газів без виливу лав. Мають чашоподібні чи блюдцеподібні кратери, до дна яких підходять трубки вибуху діаметром 80... 100 м. До глибини 400...500 м трубки виповнені перем'ятими уламками вулканічних порід (кімберлітами), глиною, нижче залягають базальтові чи ультраосновні породи. З трубками вибуху генетично пов'язані родовища алмазів Південної Африки та Якутії.

Зазначимо також, що на різних стадіях свого існування вулкани можуть вивергатися за тим чи іншим типом виверження.

Поствулканічні явища на Затухання активної діяльності вулкана характеризується такими процесами, як виділення вулканічних газів, яке може тривати тисячоліття, утворення гейзерів, гарячих, сильно мінералізованих джерел (терм), грязевих вулканів. Явища ці називаються "поствулканічні" і пов'язані з остиганням магматичного осередку, що живив вулкан.

Гейзери — гарячі періодично фонтануючі джерела. Розглянемо механізм дії гейзерів за існуючими уявленнями.

У товщі гірських порід міститься підземний резервуар, заповнений водою. Від нього до поверхні веде коліноподібний канал, який закінчується невисоким конусом з отвором у центрі — **грифоном**. Вода в резервуарі нагрівається до кипіння, і пара, яка виділяється під час кипіння, здимає стовп води в каналі, утворюючи фонтан. Висота фонтанів може досягати кількох десятків метрів. Процес повторюється з певною періодичністю.

Наприклад, Великий гейзер в Ісландії фонтанує на висоту близько 30 м через кожні 24...30 год, а гейзер Старий Служака в Йеллоустонському парку США викидає воду на висоту 50 м кожної години. Температура води біля поверхні становить 93 °С.

Через сильну мінералізацію води з неї осаджують специфічні породи — **гейзерити**, які і складають конуси гейзерів.

Крім гейзерів, відомі й постійно діючі гарячі джерела — **терми**. Температура води в цих джерелах різна і коливається в межах 70... 100 °С. Гарячі джерела виносять на поверхню багато кремнезему, який відкладається навколо джерела у вигляді **кремнистого туфу** і може утворювати невисокі конуси. Джерела, збагачені вуглекислим кальцієм, відкладають його у вигляді **вапняного туфу**, чи **травертину**. Гарячі джерела завдяки розчиненням у них мінеральним сполукам мають лікувальні властивості, широко використовуються у бальнеології. На їхній базі побудовано відомі в світі курорти (наприклад, Кардові Вари в Чехії, теплі мінеральні джерела якого зігріваються підземним теплом погаслого вулкана).

Гейзери й гарячі джерела поширені в Ісландії, Новій Зеландії, у США (Йеллоустонський національний парк), на Камчатці (Долина Гейзерів).

Механізм дії **грязевих вулканів** подібний до описаного в гейзерів, тільки в цьому разі перегрітою водяною парою й

газами виштовхується на поверхню не вода, а грязь. Конуси грязевих вулканів складені засохлою гряззю і мають висоту найчастіше 1...2 м, однак відомі випадки, коли висота їх досягає 400 м. Виверження грязі відбуваються більш-менш спокійно, інколи утворюючи невеликі фонтанчики. За цих умов формуються грязеві потоки, які стікають схилом конуса.

Виникнення грязевих вулканів може бути зв'язане також з нафтогазоносними районами. В цьому разі в процесі беруть участь гази не магматичного, а органічного походження.

Близько 200 грязевих вулканів діють на Апшеронському півострові, в околицях Баку; віднайдено їх також на Керченському півострові, Сахаліні, в Туркменістані, на Камчатці, в Сицилії.

Географічне поширення діючих вулканів Сьогодні на Землі налічують понад і 500 діючих вулканів, хоча саме поняття діючого, чи активного, вулкана, безумовно, відносне.

Переважає більшість вулканів концентрується в межах кількох поясів планетарного масштабу. Пояси ж, у свою чергу, приурочені до меж літосферних плит (рис. 11).

Тихоокеанський пояс — найбільший, розташований на периферії Тихого океану, утворюючи так зване "вогняне кільце". В межах поясу налічують близько 370 діючих вулканів, тобто дві третини всіх наземних вулканів планети. Пояс збігається з активними континентальними окраїнами, які на сході Тихого океану представлені Кордильєрами та Андами з глибоководними жолобами вздовж них, а на заході — острівними дугами та глибоководними жолобами. Вулканізм та численні землетруси тут пов'язують із зонами глибинних розломів, нахиленими під острівні дуги чи континенти (так звані зони Вадаті—Заварицького—Беньофа, або зони ВЗБ). Згідно із сучасними уявленнями, вздовж зон ВЗБ відбувається підсування океанічних літосферних плит під континентальні (**субдукція**), що призводить до часткового плавлення океанічної кори і формування вулканічних осередків. Вулкани концентруються в межах острівних дуг та молодих гірських систем (Кордильєри, Анди), тип вулканічних вивержень — змішаний та експлозивний.

Середземноморський пояс простягається в субширотному напрямку, охоплюючи територію Середземномор'я,

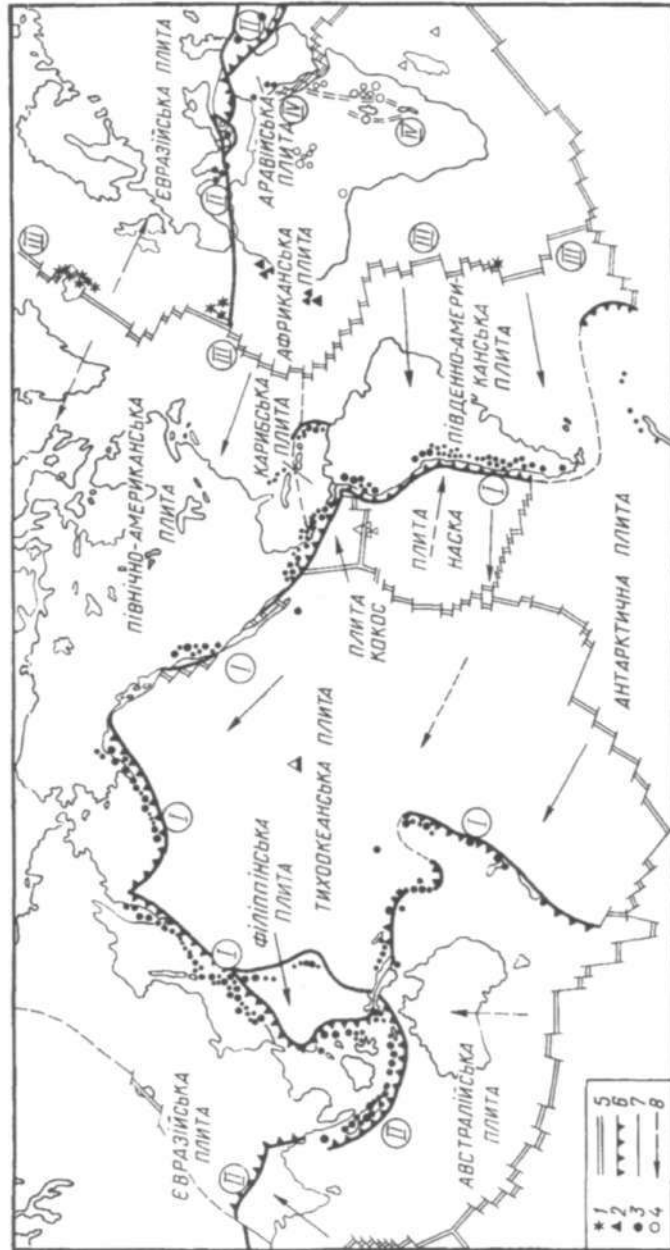


Рис. 11. Діючі вулкани Землі:

1 — океанічних рифтових зон; 2 — океанічних плит; 3 — зон субдукції; 4 — континентальних рифтових зон; 5 — рифтові; 6 — зони субдукції; 7 — трансформні розломи; 8 — напрямки переміщення плит; пояси: I — Тихоокеанський; II — Середземноморсько-Індонезійський; III — Атлантичний; IV — Східно-Африканський

а також Кавказ, гори Ірану і Афганістану, Гімалаї. Нині пояс перебуває на завершальній орогенній стадії свого розвитку і відрізняється набагато меншими, порівняно з попереднім, масштабами вулканізму (15 діючих вулканів). Вулкани розмішені переважно на островах і пов'язані зі збереженими на окремих ділянках поясу активними сейсмофокальними зонами (зонами ВЗБ). Тип вивержень — змішаний та експлозивний. Такими є вулкани Везувій, Етна, Вулкано, Стромболі, Санторін, Кракатау, Тамбора тощо. В межах поясу багато погаслих вулканів, чи таких, що перебувають на стадії затухання. Пік активності їх припав на неоген та початок антропогену. Це вулкани Карпат (Вулканічний хребет), Кавказу (Аратат, Казбек, Ельбрус, Арагац) і Тибету.

Атлантичний пояс витягнутий у меридіональному напрямку вздовж Атлантичного океану. Наземний і підводний вулканізм пов'язаний тут із рифтовою зоною, розміщеною в осевій частині серединно-океанічного хребта. В межах рифтів відбувається нарощування нової океанічної кори за рахунок нових порцій базальтової лави, що надходить із неглибоких магматичних осередків. Наземні вулкани серединно-океанічного типу відомі на таких островах, як Ісландія, Азорські, Святої Єлени, Тристан-да-Кунья Атлантичного океану, на о. Пасхи та Галапагоських островах Тихого океану (всього близько 44 вулканів).

Порівняно невеликий **Східно-Африканський пояс** належить до системи континентальних рифтів, по яких проходить розкол Африкано-Аравійської платформи. Для цього поясу характерний наземний та підводний вулканізм ефузивного типу. Типові вулкани: Меру, Кіліманджаро, Кенія, Нгоронгоро, підводні вулкани Червоного моря (всього 24 вулкани). До цієї ж групи належать молоді вулкани Північної Африки (плато Тибесті, нагір'я Ахагар) та Західної Африки (вулкан Камерун).

Отже, зональне розташування вулканів на планеті пояснюється їх концентрацією вздовж меж літосферних плит — у зонах нарощування океанічної кори (океанічні рифти), в зонах формування континентальної кори (зони субдукції) та в зонах дроблення континентальної кори (континентальні рифти).

Дещо відокремленою є досить велика група надводних вулканів і, особливо, підводних (гайотів), розмішених на

океанічних плитах (острови: Гавайські, Туамоту, Кука, Канарські, Зеленого Мису тощо). Вулкани таких островів формуються на великих трансформних розломах, характерними для них є виверження лавового типу, а також різний вік, який закономірно зменшується від одного кінця розлому до іншого. Канадський геофізик Д. Уїлсон запропонував для пояснення цього феномена гіпотезу так званих "гарячих точок", тобто ділянок, на яких із нижньої мантиї здійснюється вузький пучок розігрітої речовини, що зумовлює виникнення магматичних осередків у верхній мантиї й корі та, відповідно — вулканів на поверхні. Пересуваючися разом із літосферною плитою вздовж розлому, вулкани ніби "сповзають" із "гарячої точки". В них припиняються їхні активні процеси, а над "гарячою точкою" закладається нова вулканічна споруда. В такий спосіб виникає ланцюжок вулканів, вік яких зростає у міру віддалення від "гарячої точки".

Погаслі молоді вулкани міоцен-пліоценового віку відомі і на території України в Карпатах. Вони утворюють тут Вулканічний, або Вигорлат-Гутинський хребет, складений переважно андезитами, андезито-базальтами та їхніми туфами. Виверження відбувались із вулканів як тріщинного, так і центрального типу. В рельєфі чітко виділяються такі давні вулканічні споруди правильної конічної форми, як Синяк, Бужора, Борилів Діл тощо.

У Кримських горах є вулканічний масив Карадаг середньоюрського віку.

3.4. Класифікація магматичних гірських порід

Утворення великої різноманітності магматичних гірських порід є наслідком, по-перше, охолодження й кристалізації магми в товщі земної кори, а також, по-друге, охолодження і застигання лави в умовах земної поверхні. *Породи*, які утворюються в першому випадку, називають *інтрузивними*, в другому — *ефузивними*. Різні умови утворення спричиняють різну будову цих порід.

Під будовою магматичних порід розуміють їхні структуру та текстуру.

Структура породи визначається її внутрішніми особ-

ливостями, тобто розмірами зерен мінералів, їхньою формою та співвідношеннями між ними.

Текстура породи — це зовнішні ознаки породи, зумовлені взаємним розміщенням її складових частин та способом заповнення простору.

Структури інтрузивних порід визначаються умовами їх утворення (повільне застигання й кристалізація магми при підвищених температурах і тисках) і найчастіше бувають рівномірнозернистими та нерівномірнозернистими. Серед останніх виділяють породи крупнозернисті (розмір зерен мінералів від 1 до 0,3 см), середньозернисті (0,3...0,1 см), дрібнозернисті (0,1...0,05 см), тонкозернисті (до 0,05 см). Найпоширенішими текстурами інтрузивних порід є масивні і щільні, в яких мінерали щільно прилягають один до одного та немає будь-якої орієнтації в їх розміщенні.

У кожній інтрузивній породі є її ефузивний аналог, тобто порода, тотожна за хімічним і мінералогічним складом і відмінна від неї лише за структурою та текстурою, які визначаються швидким застиганням магми на поверхні Землі чи на невеликій глибині.

Для ефузивних порід характерні такі структури, як:

- порфірова — на тлі однорідної нерозкристалізованої основної маси виділяються окремі зерна мінералів;
- афанітова — порода, складена дрібними зернами мінералів, які не розрізняються неозброєним оком;
- склувата — виникає внаслідок швидкого застигання лави, подібна до скла.

Типовими текстурами ефузивних порід є:

- пориста — характеризується наявністю пор і виникає внаслідок швидкого застигання лави, з якої виділяються газоподібні продукти;
- мигдалекам'яна — утворюється в тих випадках, коли пори чи порожнини в породі заповнюються вторинними мінералами;
- флюїдальна — виділяються чітко виражені сліди течії лавового потоку тощо.

Виверження вулканів часто супроводжуються потужними вибухами, що призводить до утворення уламкового матеріалу. В разі його подальшого ущільнення та цементації формуються породи із уламково-пористою структурою.

До складу магматичних порід входять породотвірні мінерали, тобто ті, що становлять основну масу даної породи, та акцесорні — ті, що містяться в ній у незначних кількостях.

тях. Основними породотвірними мінералами є польові шпати (ортоклаз, мікроклін тощо), кварц, рогова обманка, олівін, піроксени, амфіболи, слюди. Акцесорні мінерали — це найчастіше апатит, хроміт, магнетит, циркон, ільменіт тощо.

Класифікацію найпоширеніших магматичних порід за походженням, хімічним та мінералогічним складом подано в табл. 5.

Таблиця 5. Класифікація магматичних порід

Ступінь кислотності породи (вміст SiO ₂ , %)	Характерні мінерали	Колір	Породи	
			інтрузивні	ефузивні
Кислі (65...70)	Польового шпату і кварцу багато. Темноколірних мінералів (рогова обманка, біотит) — 5... 10 %.	Світлий	Граніт	Ліпарит (ріоліт)
Середні (52...65)	Кварцу немає або його дуже мало; основний мінерал — польовий шпат. Темноколірних мінералів — до 15 %. Кварцу немає або його мало. Основний мінерал — ортоклаз. Темноколірних мінералів — до 25 %.	Світлий	Сієніт	Трахіт
		Сірий	Діорит	Андезит
Основні (40...52)	Кварцу немає. Основні мінерали — польовий шпат, піроксен. Темноколірних мінералів — 35...40%. Складається з одного мінералу — лабрадору.	Темний	Габро	Базальт
		Те саме	Лабрадорит	
Ультрасилові (35...40)	Кварцу, польового шпату немає. Основні мінерали — олівін, піроксен. Переважно складені олівіном.	Темний	Перидотит	Те саме
		Те саме	Дуніт	

Як видно із таблиці, всі магматичні породи за вмістом кремнезему поділяються на кислі, середні, основні та ультраосновні.

Кислі магматичні породи характеризуються світлим забарвленням внаслідок переважаючого їхнього складу польових шпатів і кварцу. Найпоширенішими породами цієї групи є граніт та його ефузивний аналог — ліпарит.

Граніт — інтрузивна порода із зернистою структурою та щільною, масивною текстурою. Основні мінерали — польовий шпат і кварц, у невеликій кількості — мусковіт. Біотит та рогова обманка становлять до 10 %. Акцесорні мінерали граніту — гранат, апатит, циркон, магнетит тощо. Колір граніту світло-сірий, жовтуватий, рожевий, червоний. Залягає він у земній корі у вигляді батолітів, штоків, лаколітів, рідше — дайок. Граніт широко використовують як будівельний та облицювальний матеріал. Великі поклади його відомі на Українському щиті (Житомирщина, Подніпров'я та Приазов'я).

Ліпарит — щільна або пориста порода з порфіровою структурою, часто також з флюїдальною текстурою. За складом він не відрізняється від граніту. Порфіроподібні вкраплення представлені польовим шпатом, кварцом. Ліпарит має колір білий, світло-сірий, жовтуватий, червонуватий. Залягає він у вигляді потоків. Використовують ліпарит як будівельний камінь, у скляній промисловості. Райони залягання ліпариту — Карпати, Придніпров'я, Ліпарські острови у Середземному морі, Кавказ, Алтай.

Середні магматичні породи, як і кислі, характеризуються переважно світлим забарвленням. До цієї групи порід належать пари діорит—андезит та сієніт—трахіт.

Діорит — інтрузивна порода зернистої структури, найчастіше — дрібнозерниста. Текстура діориту масивна, смугаста. Складений він польовим шпатом, роговою обманкою, інколи — також біотитом. У разі вмісту до 10 % кварцу його називають кварцовим діоритом. Колір діориту сірий, зеленувато-сірий. Залягає в крайових зонах гранітних масивів, а також у вигляді лаколітів, жил. Застосування таке ж саме, як і граніту. Райони залягання: Приазов'я, Побужжя, Волинь, Поділля, Урал.

Андезит — ефузивний аналог діориту. Структура його порфірова, текстура — масивна або пориста, шлакова.

Основна маса породи є нерозкristалізованим вулканічним склом із вкрапленнями зерен польових шпатів, магнетиту, рогової обманки. Колір андезиту темно-сірий. Залягає він у вигляді потоків, куполів. Використовують андезит як кислототривкий матеріал, у фарфоровій промисловості. Поширений в Закарпатті, Приазов'ї, в Криму (масив Карадаг), на Кавказі, в Андах.

Сієніт — інтрузивна порода із рівномірноюзернистою чи порфіроподібною структурою. Текстура сієніту масивна, щільна. Основний мінерал сієніту — польовий шпат. У складі сієніту в невеликій кількості міститься рогова обманка, піроксен, біотит. Зовні сієніт нагадує граніт, від якого відрізняється вмістом кварцу — нульовим, інколи — до 5 %. Колір у цього мінералу рожевий, червоний, світло-сірий. Залягає сієніт у вигляді штоків. Застосування таке саме, як і граніту. Райони його поширення: Приазов'я, Середнє Придніпров'я, Урал.

Трахіт — ефузивний аналог сієніту, має порфірову структуру. Основна маса породи склуката, або приховано-кristалічна, мікрозерниста. Трахіт має дрібні вкраплення польового шпату, рідше біотиту, рогової обманки. Колір трахіту червонуватий, буруватий, жовтуватий, сірий. Використовується цей мінерал як будівельний та кислототривкий матеріал. Райони поширення: Крим (Карадаг), Приазов'я, Азорські та Гавайські острови.

Основні магматичні породи завдяки наявності в них великої кількості темноколірних мінералів вирізняються темним забарвленням.

Габро — інтрузивна порода. Структура габро середньозерниста та крупнозерниста, текстура масивна. Габро складене переважно лабрадором, піроксеном, олівіном, не часто також роговою обманкою і біотитом. Колір габро змінюється від темно-зеленого до чорного. Залягає у вигляді дайок, штоків, лаколітів. Використовується габро як будівельний та облицювальний матеріал, для виготовлення пам'ятників, сходів тощо. Поширена ця порода в Приазов'ї, Нижньому Придніпров'ї, Житомирській області, Криму, Карелії.

Базальт — ефузивний аналог габро. Структура базальту найчастіше тонкозерниста, прихованокristалічна, текстура масивна, рідше пориста. Мінеральний склад базальту аналогічний габро. Колір цього мінералу чорний, темно-сірий. Залягають базальти у вигляді потоків, покривів,

куполів. Потоки і покриви часто мають стовпчасті, шестигранно-призматичні окремість. Використовується базальт як будівельний, облицювальний, кислототривкий матеріал, для виготовлення бруківки тощо. Залягає в Криму (Карадаг), на Волині, в Донбасі та Закавказзі.

Лабрадорит — мономінеральна інтрузивна порода. Структура його переважно середньо- та крупнозерниста, текстура масивна. Складений лабрадором. Колір лабрадориту темно-сірий, майже чорний із характерним синюватим відливом на площинах спайності (іризація). Залягає у вигляді штоків. Застосовується як облицювальний, декоративний матеріал. Великі поклади лабрадоритів відомі в Житомирській області, а також в Черкаській, Кіровоградській областях.

Ультраосновні магматичні породи представлені переважно інтрузивними відмінами, темно-забарвлені. Найпоширенішими серед них є перидотит і дуніт.

Перидотит — інтрузивна порода із дрібно- або середньозернистою структурою та масивною, щільною текстурою. Складений перидотит олівіном та піроксеном. З другорядних мінералів у ньому можуть міститися серпентин, біотит, гранат. Колір перидотиту чорний, темно-зелений, жовто-зелений. Перидотит — в'язкий. Утворює штоки. Використовують цю породу для виробництва щебеню, як облицювальний матеріал. Залягає перидотит у районах Побужжя, Приазов'я, Нижнього Придніпров'я.

Дуніт — інтрузивна порода із зернистою структурою та масивною, зливною текстурою. Дуніт складений олівіном. Акцесорні мінерали — хроміт, магнетит. Колір дуніту темно-зелений або жовтувато-зелений. Використовується він як цінна вогнетривка сировина. Райони залягання дуніту: Побужжя, Київська область.

При виверженні магми кислого складу утворюються такі вулканічні продукти, як вулканічний попіл, вулканічний туф, вулканічне скло (обсидіан), пемза. Остання за складом може відповідати також середнім, рідше основним магмам.

Контрольні запитання й завдання

1. Що таке магма? 2. У чому полягає різниця між інтрузивним і ефузивним магматизмом? 3. Опишіть процеси диференціації магми та утворення на її основі різних мінеральних асоціацій. 4. Які форми залягання інтрузивних тіл Ви знаєте? 5. Як побудовані вулкани центрального типу? 6. Які Ви знаєте продукти вулканічних вивержень? 7. Дайте характеристику вулканічних вивержень різних типів (лавових, ефузивно-експлозивних, експлозивних). 8. Поясніть принцип діяльності гейзерів, грязевих вулканів. 9. Охарактеризуйте закономірності географічного поширення діючих вулканів. 10. Як класифікують магматичні гірські породи? 11. Що таке структура та текстура породи? 12. Які структури і текстури характерні для інтрузивних порід, які — для ефузивних?

Глава 4

ВИВІТРЮВАННЯ ПОРІД (ГІПЕРГЕНЕЗ)

4.1.

Фізичне вивітрювання

Вивітрювання — це складний комплекс фізико-хімічних процесів, які відбуваються у зовнішній частині літосфери і призводять до зміни й руйнування гірських порід. Термін *вивітрювання* не точно виражає сутність процесів, що відбуваються, і тому, як синонім, використовують поняття *гіпергенез*, запропоноване академіком О. Є. Ферсманом. З вивітрюванням не слід плутати геологічну роботу вітру. Взагалі ж процеси вивітрювання є чи не наймасштабнішими серед усіх екзогенних процесів і охоплюють майже всю поверхню планети. Розрізняють фізичне і хімічне вивітрювання, хоча обидва процеси завжди тісно взаємозв'язані.

Фізичне вивітрювання відбувається під впливом сезонних і добових коливань температури, дії замерзаючої води, зростання кристалів, кореневої системи рослин тощо і є механічним руйнуванням (подрібненням, розпушуванням) гірських порід та перетворенням їх на уламковий матеріал.

Температурне вивітрювання спричиняють різкі перепади температур, які призводять до нерівномірного на-

грівання та охолодження гірських порід. Особливо інтенсивно відбуваються ці процеси в полімінеральних породах. Річ у тім, що різні мінерали, з яких складаються ці породи, мають неоднакові коефіцієнти теплового розширення та стиснення, різну теплопровідність, а також анізотропність теплових властивостей. Скажімо, в ортоклазу коефіцієнт об'ємного розширення в два рази менший, ніж у кварцу, і в три рази — ніж у альбіту. Всі три мінерали є породотвірними. Внаслідок багаторазових чергувань розширення та стиснення окремих мінеральних зерен їх взаємне зчеплення порушується, порода розтріскується і розсіпається на окремі уламки.

Інтенсивність температурного вивітрювання залежить також від забарвлення порід — темноколірні породи сильніше нагріваються і швидше піддаються руйнуванню.

Процеси температурного вивітрювання особливо активно проявляються в пустельних і напівпустельних районах Землі. Так, в окремих місцях Кизилкумів і Каракумів температура піску і скель вдень досягає 80 °С, а вночі спадає майже до 0 °С. Такі різкі перепади добових температур, а також відсутність пом'якшувального впливу рослинного покриву призводять до істотних змін об'єму мінеральних зерен у гірських породах і, як наслідок, швидкого їх руйнування. Коливання температур найактивніше впливає на поверхневі ділянки порід, тому в пустелях поширені процеси так званої *десквамації* — злущування поверхні гірських порід у вигляді лусок.

Температурне вивітрювання поширене і в гірських районах, на схилах і вершинах гір, де також значні добові перепади температур.

Окремим видом фізичного (механічного) руйнування порід є **морозне вивітрювання**, поширене у полярних, субполярних широтах і в гірських районах. Руйнівну дію за цих обставин здійснює вода, що замерзає в тріщинах і порах. Відомо, що вода, переходячи в твердий стан (лід), зростає в об'ємі на 8... 10 %. Тиск у тріщинах, який виникає при цьому, розширює їх, руйнуючи суцільність породи.

Таку саму механічну дію на породи, як і замерзаюча вода, здійснюють коренева система дерев, що, розростаючись у тріщинах, розсуває їх за принципом дії клина, а також кристалізація солей. Останній процес поширений у засушливих районах Землі, де інтенсивно відбуваються процеси випаровування. За цих умов вода, що міститься в

мо мабуть недоцільно. Геологічну роль органічного світу в процесах земної кори розглядали у своїх працях відомі вчені В. І. Вернадський, Б. Б. Полинов, О. П. Виноградов та інші.

У процесі своєї життєдіяльності організми поглинають із довколишніх порід Na, K, Ca, P, S, Cl, Mg, Al, Fe, Sr, Si та інші елементи, руйнуючи ці породи. Органічні кислоти, які виділяються під час гниття органічних решток, кисень, утворений внаслідок фотосинтезу рослин, також беруть участь у хімічному вивітрюванні.

Руйнування порід найчастіше починають бактерії, які готують субстрат для виникнення мікрофлори — найпростіших грибів та діатомових водоростей, потім поселяються мохи, лишайники і, нарешті, вищі рослини, фауна. Серед тварин, що відіграють активну роль у перетворенні гірських порід, слід назвати різноманітних каменеточців, які свердлять у камінні нірки, дощових черв'яків, роль яких особливо помітна у підвищенні родючості ґрунтів, мурашок, термітів тощо.

4.3. Продукти вивітрювання

Процеси гіпергенезу зумовлюють утворення специфічних типів відкладів, які або залишаються на місці зруйнованих масивів гірських порід, або під дією гравітації скочуються вниз по схилах.

Продукти вивітрювання гірських порід, різноманітні за механічним складом. Ті, які залягають на місці свого утворення, називають *елювієм* (від лат. eluvio — вимивати). Ці утворення можна простежити на глибину до десятків метрів, що пов'язують з інтенсивністю процесів руйнування в даній місцевості. Елювій характеризується відсутністю верстуватості та відсортованості.

Продукти вивітрювання, зсунуті вниз по схилу під дією сили ваги і відкладені біля підніжжя схилу, називають *колювієм* (від лат. colluvio — скупчення). Колювіальні відклади нагромаджуються переважно за рахунок осипів та обвалів на крутих схилах у вигляді уламків, необкатаних та невідсортованих за розмірами, як і в елювію. В гірських районах на схилах, в улоговинах часто утворюються гігантські скупчення уламків порід, різних за розміром і формою. Це так звані *кам'яні ріки*, або *куруми*.

Матеріал, знесений і відкладений по схилу та біля підніжжя атмосферними водами, називають *делювієм* (від лат. deluo — змиваю). На відміну від колювію він має добре виражену верстуватість, паралельну до схилу, і відсортованість уламків за розмірами — грубоуламковий матеріал вниз по схилу може заміщуватись суглинками, глинами. Потужність делювію досягає десятків метрів. Здебільшого він залягає в підніжжях схилів у вигляді своєрідних шлейфів, які виклинюються по схилу. На делювії, як і на материнських породах, може формуватись елювій, а з останнього — ґрунти.

Елювій разом із продуктами його перетворення називають *корою вивітрювання*. Слід підкреслити, що склад та потужність кори вивітрювання визначаються поєднанням багатьох чинників, серед яких найсприятливішими для формування потужних кор є висока температура та вологість, вирівняний рельєф, тривалість процесів вивітрювання тощо. На рис. 12 показано зміну складу та потуж-

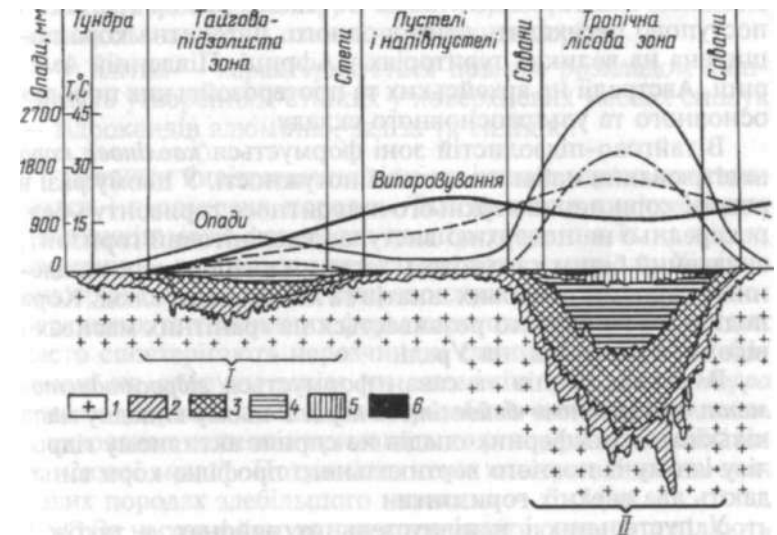


Рис. 12. Схема утворення кори вивітрювання на тектонічно неактивних площах (за М.М.Страховим):

1 — корінна порода; 2 — зона жорсткості, хімічно малозміненої; 3 — гідрослюдисто-монтморилонітово-бейделітова зона; 4 — каолінітова зона; 5 — зона вохри Al_2O_3 ; 6 — панцир $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ (опали позначено _____, випаровування _____, температуру _____, рослинний відпад _____); I та II — відповідно зони звичайної та підвищеної рухомості компонентів

ності кори вивітрювання залежно від перелічених чинників у різних фізико-географічних зонах. Найпотужніша кора (до 100 м і більше) формується у вологих тропіках та субтропіках. У вертикальному розрізі такої кори спостерігається закономірна зміна елювіальних горизонтів. Безпосередньо на незмінній материнській породі залягає зона роздрібної корінної породи, хімічно малозміненої (зона жорстви на рис. 12), вище залягає гідрослюдисто-монтморилонітово-бейделітова зона, потім каолінітова зона з включеннями гідроксидів заліза і, нарешті, верхня частина кори, складена гідроксидами заліза, алюмінію і частково силіцію. Ця частина кори забарвлена сполуками заліза та алюмінію в червоний колір (колір випаленої цегли), звідки і назва кори подібного типу — *латеритна* (від лат. later — будівельна цегла-сирець). Латерити й справді в деяких країнах (наприклад, у Індії) використовуються як цегла для потреб будівництва. У своїй верхній частині вони тверді, тому їх часто називають панцирями, чи кірасами. Всі зазначені горизонти кори не мають різких границь і поступово переходять один в одного. Латеритна кора поширена на великих територіях у Африці, Південній Америці, Австралії на архейських та протерозойських породах основного та ультраосновного складу.

В тайгово-підзолистій зоні формується *каолінова кора* вивітрювання набагато меншої потужності. У цьому разі в розрізі кори немає верхнього латеритного горизонту і безпосередньо на поверхню виступає каолінітовий горизонт, складений білим каолінітом, зернами кварцу, нерозкладеними зернами польових шпатів та листочками слюд. Кора подібного типу часто розвивається на гранітних масивах і відома, наприклад, на Уралі.

В умовах степів та саван формується *гідрослюдисто-монтморилонітово-бейделітова кора*. У цьому випадку мала кількість атмосферних опадів не сприяє активному гідролізу і тому із повного вертикального профілю кори випадають два верхніх горизонти.

У пустельних і напівпустельних районах, а також у тундрі, де різко переважають процеси фізичного вивітрювання, розвивається *уламкова кора*, в профілі якої часто виділяються згори донизу пилюваті породи, жорства, щербіль, брили, тріщинуваті породи, які поступово переходять у незмінні материнські породи.

Вертикальна зональність кор вивітрювання пояснюється

інтенсивністю процесів вивітрювання — останні найактивніше протікають у приповерхневих зонах, де води збагачені на вуглекислоту та органічні кислоти, й поступово затухають з глибиною, найглибше занурюючись у тріщинуватих зонах.

Деякі дослідники на підставі зональності кор вивітрювання ввели поняття стадійності процесів вивітрювання. Згідно з їхніми уявленнями, виділяють чотири *стадії вивітрювання*:

- *уламкова*, на якій переважає фізичне вивітрювання і нагромаджуються уламки первинних гірських порід;
- *сіалітна* (термін походить від поєднання назв хімічних елементів Si і Al) обвапнена, яка відповідає початку хімічного вивітрювання і під час якої первинні силікати гідратуються і перетворюються на гідрослюди, монтморилоніт, нонtronіт, бейделіт; утворюються і конкреції кальциту;
- *кисла сіалітна*, на якій відбувається подальше глибоке перетворення силікатів і утворення глинистих мінералів — каолініту, нонtronіту; в цьому горизонті вже повністю зникають текстурні ознаки первинних порід;
- *алітна* — характеризується повним розкладом силікатів та утворенням стійких у поверхневих умовах сполук — гідроксидів алюмінію, заліза та силіцію.

Процеси вивітрювання тією чи іншою мірою проявляються і в осадових породах. Так, фізичне вивітрювання пісковиків може призвести до перетворення їх на пісок, вапняків — до формування уламкового матеріалу. Хімічне вивітрювання вапняків супроводжується утворенням поверхневих та глибинних форм карстового рельєфу, в яких часто спостерігають нерозчинені глинисті продукти, збагачені на сполуки заліза чи алюмінію (так звана *terra rossa* — червона земля). Вивітрювання доломітів та доломітизованих вапняків приводить до утворення сипкої "доломітової муки". Потужність кори вивітрювання на осадових породах здебільшого невелика — 5...10 м.

й За часом формування кори вивітрювання поділяють на сучасні та давні. Перші з них переважно невеликої потужності, недорозвинені, й у верхній їхній частині розвиваються сучасні ґрунти. Серед давніх кор вивітрювання відомі докембрійська, девонська, мезозойська та палеогенова кори. Характеризуються вони вертикальною зональністю та значною потужністю — до 100 м і більше.

- За поширенням виділяють також площадні кори вивітрювання, поширені здебільшого на платформах, та лінійні — характерні для складчастих зон.

Окрім суто наукового значення (реконструкція фізико-географічних умов минулих геологічних епох), вивчення давніх кор вивітрювання має і практичний інтерес. Річ у тім, що з ними генетично пов'язане формування цілого ряду корисних копалин осадового походження, таких як боксити, каоліни, оксиди та гідроксиди заліза, гідроксиди марганцю, опали, магнезити, гіпси, руди нікелю, кобальту тощо. Широко відоме залізородне родовище — Курська магнітна аномалія — є палеозойською корою вивітрювання, розвинутою на докембрійських джеспілітах.

У корах вивітрювання, розвинutih на породах, що містять у розсіяному стані деякі хімічні елементи, відбувається збагачення елювію цими речовинами та утворення розсіпів золота, платини, алмазів, титану тощо.

Утворення ґрунтів

З процесами вивітрювання гірських порід пов'язане і утворення ґрунтів. *Ґрунти* — це верхній шар земної кори, що сформувався внаслідок тривалої взаємодії гірських порід, клімату, рослинності та тваринних організмів. Ґрунти — це елювій, збагачений продуктами життєдіяльності організмів і частково перероблений ними.

Відомий ґрунтознавець Г. В. Добровольський пише, що "ґрунтом слід називати поверхневий шар суші земної кулі, який володіє родючістю, характеризується органомінеральним складом і особливим, притаманним тільки йому, профільним типом будови: ґрунт виник і розвивається внаслідок сукупного впливу на гірські породи води, повітря, сонячної енергії, рослинних і тваринних організмів; тому властивості ґрунту відбивають місцеві особливості природних умов і господарської діяльності людини".

У разі неповного розкладу органічних речовин утворюється *перегній*, або *гумус*, — аморфна органічна речовина бурого або чорного кольору. З гумусом пов'язана основна властивість ґрунтів — їхня родючість. До складу гумусу входять гумінові речовини (високомолекулярні органічні сполуки, властиві тільки гумусу), а також білки, вуглеводи, жири, смоли, віск та інші продукти розпаду органічних тканин.

- У вертикальному розрізі ґрунту виділяють згори вниз три основні горизонти;

- *перегнійно-аккумулятивний*, в якому нагромаджується гумус;

- *елювіальний* — горизонт вимивання, в якому переважають процеси виносу речовин;

- *ілювіальний* — горизонт вмивання і відкладання вимитих з верхніх горизонтів речовин. Нижче залягає материнська порода.

Видатний російський вчений, основоположник ґрунтознавства В. В. Докучаєв виявив *широтну зональність ґрунтів* на рівнинах і *вертикальну* — в гірських районах. Зональність спричинена поєднанням деяких факторів: кліматичних умов, характеру рослинності, рельєфу, складу материнських порід тощо.

- Зокрема виділяють такі основні **типи ґрунтів**:

- ґрунти тундри і лісотундри;

- підзолисті й дерново-підзолисті ґрунти лісів;

- сірі лісові ґрунти і черноземи лісостепу;

- черноземи лугового степу;

- каштанові й бурі ґрунти сухого степу;

- сіроземи пустель і напівпустель;

- солонці й солончаки;

- коричневі ґрунти сухих субтропіків;

- червоноземи й жовтоземи вологих субтропіків тощо.

В Україні в товщі палево-жовтих лесових суглинків четвертинного віку можна спостерігати бурувато-коричневі поверстки *похованих (викопних) ґрунтів*. Такі горизонти, очевидно, відповідали зміні кліматичних умов наданій території, перерві в осадконагромадженні і часто використовуються для стратиграфічного розчленування антропогенних відкладів.

Процеси вивітрювання гірських порід відбуваються не тільки на суходолі, а й під водою. При підводному вивітрюванні, яке інколи називають *гальміролізом*, провідну роль відіграють хімічні зміни порід, які відбуваються в умовах незначних концентрацій кисню та вуглекислого газу — активних агентів вивітрювання. Тому процеси вивітрювання відбуваються тут набагато повільніше, ніж на поверхні. Насамперед вивітрюванню піддаються породи серединних океанічних хребтів, рифтів, вулканічних гір, океанічних западин, не перекриті осадковими утвореннями. Продуктами підводного вивітрювання є гідроксиди

заліза, марганцю, червоні глибоководні глини, бентонітові глини тощо.

Контрольні запитання й завдання.

1. Що таке вивітрювання і які його види Ви знаєте?
2. Охарактеризуйте процеси фізичного вивітрювання.
3. Наведіть приклади основних реакцій хімічного вивітрювання.
4. Що таке елювій, делювій, колювій?
5. Що таке кора вивітрювання?
6. Які Ви знаєте кори вивітрювання та в яких умовах вони формуються?
7. Охарактеризуйте стадії вивітрювання гірських порід.
8. Що таке ґрунт та як він формується?
9. Які типи ґрунтів Ви знаєте?
10. Що таке підводне вивітрювання гірських порід?

Глава 5 РОБОТА ВІТРУ

5.1.

Вітер і вітрові процеси

Вітер — це природне явище, що виникає внаслідок руху повітряних мас відносно земної поверхні від області з вищим атмосферним тиском до області з нижчим тиском. Роботу, яку виконує вітер, часто називають *еоловою* (за іменем міфічного давньогрецького бога вітрів Еола). Робота ця пов'язана із руйнуванням, дрібненням гірських порід, шліфуванням, поліруванням їхньої поверхні, транспортуванням уламків і відкладенням (акумуляцією) уламкового матеріалу на певних ділянках суходолу. Інтенсивність вітрових процесів залежить від швидкості переміщення повітряних мас, тривалості постійної дії у певному напрямку та деяких інших чинників.

Так, при швидкості 4...7 м/с вітер може переносити пил, при швидкості близько 19 м/с — гравій. Під час бур і ураганів (22...58 м/с) можуть переноситися галька, дрібні уламки порід.

Залежно від того, який матеріал захоплюється вітровими потоками, розроблено класифікацію бур: чорні, жовті, червоні, білі.

Чорні бурі (пилові) видувають і переносять чорнозем поширені переважно в степовій зоні. Чорний пил переноситься на сотні і навіть тисячі кілометрів від зони поширення чорноземних ґрунтів.

Жовті та червоні бурі (місцеві назви *хамсин, самум, си-роко* тощо) типові для пустель і переносять разом із пилом також пісок. Можуть поширюватись за межі пустельних районів на тисячі кілометрів.

Білі бурі завдячують своєму забарвленню великій кількості найдрібніших уламків солей (гіпсу, галіту), формуються вони на солончаках, над самосадними озерами та лагунами.

У грозних хмарах інколи виникають завихрення повітряних потоків — *смерчі*, обертальна швидкість вітру в яких вимірюється сотнями кілометрів на годину. Смерч може деякий час перебувати на одному місці, а може й переміщуватись з середньою швидкістю 40...60 км/год. Смерчі справляють дуже значну руйнівну дію на поверхні землі, ламаючи дерева, будівлі, лінії електропередач тощо, захоплюючи і переносячи на десятки кілометрів пил, пісок та інші наземні предмети.

Однак велику геологічну роботу здійснюють не стільки тимчасові сильні, скільки постійні вітри. Надто інтенсивну роботу такі вітри виконують в областях, де внаслідок фізичного і хімічного вивітрювання поверхня вкрита продуктами вивітрювання і де відсутній або слабо розвинутий рослинний покрив. До таких областей належать пустельні і напівпустельні райони, гірські вершини, морські узбережжя.

5.2.

Руйнівна робота вітру

Руйнівність вітру визначають такі процеси, як дефляція і коразія. **Дефляцією** називають видування, розвіювання, винесення пухких гірських порід на поверхні Землі повітряними потоками.

В місцях, де постійно дмуть вітри, мінеральні частинки (пил, пісок), захоплені повітряними потоками, постійно співударяються з поверхнею скель, кам'яних брил, відслонень гірських порід, обточуючи їх, поліруючи, руйнуючи м'які ділянки порід. Унаслідок цього на поверхні порід утворюються штрихи, борозни, подряпини, орієнтовані за

переважним напрямком вітрів. Таке явище називають **корозією**. Дефляція і коразія — взаємопов'язані процеси.

Відомий російський дослідник пустель Б. А. Федорович розрізняє два види дефляції: площинну і локальну.

Площинна дефляція особливо поширена в сухих степових районах та пустелях.

Так, у перші роки освоєння цілинних земель Казахстану внаслідок розорювання степів вітровою ерозією (термін часто використовують у географічній літературі як синонім вітрової дефляції ґрунтів) здувалися величезні маси ґрунтового покриву. Чорні пилові бурі — стихійне лихо, що трапляється в південних областях України, преріях США, Нижньому Поволжі та Передкавказзі. У США в посушливому 1934 р. на території Великих рівнин тільки за один день було знесено близько 300 млн т ґрунту. Сильні пилові бурі неодноразово спостерігалися на півдні України. Навесні 1926 р. пилова буря виникла в Приазов'ї і поширилась аж до лінії Вінниця — Конотоп. Верхній шар ґрунту було знесено на 30 % площі, а пил занесено в Прибалтику. Концентрація пилу в атмосфері була настільки високою, що в містах вдень користувались електричним освітленням. Бурею було винесено понад 15 млн т ґрунту.

У 1960 році у південній частині України пилова буря знищила посіви на площі близько 4 млн га. З цієї території було знесено шар ґрунту завтовшки 3..4 см.

Для боротьби з вітровою ерозією ґрунтів використовують насадження захисних лісосмуг, правильні сівозміни тощо.

Прикладом **локальної дефляції** може бути борозна дефляція, яка розвивається в тріщинах гірських порід, вибоїнах, коліях доріг. У лесових породах, наприклад, унаслідок такого виду дефляції можуть утворюватися рови до 20 м завглибшки — **хольвеги**.

У глинистих породах процеси дефляції і коразії часто спричиняють утворення **ярдангів** — жолобоподібних заглиблень до 2..3 м, розділених вузькими загостреними гребенями, орієнтованими в напрямку панівних вітрів. Дно ярдангів засипане піском. Ярданги відомі в Китаї (провінція Сіньцзян).

Дефляція, очевидно, сприяє і формуванню **ваді** — сухих долин з крутими схилами, які поширені в Африці, Монголії. Ваді зароджуються внаслідок діяльності тимчасових (грозових) потоків і розвиваються в подальшому

вітровими процесами. За цих умов їхні борти прорізаються вузькими ущелинами, долина поглиблюється і розширюється. Від річкових долин ваді відрізняються відсутністю терас та загального ухилу дна, типовими формами еолового рельєфу на бортах і на дні — так званими **останцями**. Останці утворюються вітровими процесами з окремо розміщених скельних виступів порід, які набувають химерних форм, нагадуючи найрізноманітніші предмети: гриби, столи, стовпи, обеліски, голки тощо.

Російський геолог і географ В. О. Обручев у 1906 р. відкрив у Джунгарії (Китай) ціле еолове місто, складене такими останцями. Здалеку воно справді нагадує середньовічне місто з «баштами», «колонами» та іншими найрізноманітнішими за формою утвореннями.

У відслоненнях порід із різною стійкістю вітер видуває чарунки у вигляді бджолиних сотів. У разі їх розширення до значних розмірів утворюються **еолові ніші** та **еолові котли**. Діаметр останніх досягає 3..5 м, а глибина 1..2 м. Котли та ніші видування відомі в мертлях та глинистих пісковицях у квестах Кримських гір, на Кавказі, Тянь-Шані.

5.3.

Транспортна діяльність вітру

Продукти вивітрювання, дефляції та коразії можуть переноситися повітряними потоками на значні відстані. Дальність переносу залежить від швидкості вітру, розмірів уламків, форми рельєфу, сили висхідних течій повітря, що підіймає частинки гірських порід на ту чи іншу висоту. Грубоуламковий матеріал (галька, гравій, щебінь) може переноситись стрибкоподібно, то відриваючись від поверхні Землі, то перекочуючись по ній. Піщаний матеріал під дією вітру також переноситься переважно стрибкоподібно, що пов'язане із турбулентністю атмосферного потоку. Під час піщаних бур пісок і дрібний щебінь можуть підійматися на висоту 2 м, а можливо, і дещо вище. У пустелях пісок переноситься тільки сильними бурями. У тиху погоду та в разі слабких вітрів піски нерухомі. В разі сильних вітрів рухаються переважно барханні піски, позбавлені рослинності. Винятком є смерчі (торнадо), які засмоктують великі маси піску і переносять їх на відстані до сотень кілометрів.

Російський вчений Д. В. Наливкін у своїй книзі «Урагани, бурі і смерчі» (1979 р.) піщану бурю у Лівійській пустелі характеризує як «...дивно рівну, щільну, низьку хмару з різко обмеженою верхньою поверхнею, що ковзає над землею, як килим». При перенесенні піщинки стикаються одна з одною, шліфуються і подрібнюються.

На найбільшу відстань переносяться пилюваті частинки — дальність їх переносу практично необмежена. Пил переноситься навіть слабким вітром і довго тримається в повітрі, утворюючи пилову димку, яка сильно знижує сонячну радіацію.

Характерним прикладом є виверження вулкана Крака-тау, коли попел, викинутий ним в атмосферу, три рази переносився навколо Землі і тримався в повітрі близько трьох років. Чорнозем, піднятий чорною бурею на сході України в 1892 р., частково випав у Литві в районі Каунаса, у вигляді чорних дощів у Німеччині і навіть у Скандинавії. Ураганні вітри в Сахарі переносять масу пилу на відстані 2000...2500 км і відкладають його над Атлантикою або в Європі, забарвлюючи дощі та сніг, що там випадають, у жовті, бурі чи червоні відтінки.

5.4.

Акумулятивна робота вітру

Значна частина транспортованого вітром уламкового матеріалу потрапляє на поверхню морів і океанів, частина ж осаджується на суходолі, утворюючи так звані *еолові відклади*. Вони поділяються на піщані, глинисті, пилюваті; набагато рідше трапляються карбонатні, соляні чи гіпсові осадки. Уламковий матеріал, що переноситься вітром, сортується вже при перенесенні — найважчі піщані частинки відкладаються найшвидше, недалеко від областей дефляції та коразії. Тому скупчення піску часто спостерігають біля підніжжя гірських масивів, на морських узбережжях тощо. Глинисті і пилюваті частинки нагромаджуються набагато далі від областей розвіювання.

Характерною особливістю еолових нагромаджень є коса, або хвиляста верстуватість, на відміну від паралельної верстуватості, яка виявляється, скажімо, в озерних чи морських осадках. За напрямком косих верств визначають переважний напрямок вітрів, що їх сформували,

оскільки верстви завжди нахилені в бік руху повітряних потоків.

Найбільші площі на Землі охоплюють **піщані осадки**, які формують піщані пустелі. Типовими формами рельєфу, який створюється вітром в піщаних пустелях, є *бархани*. Це асиметричні піщані горби серпоподібної форми, витягнуті частини яких повернуті за напрямком вітру (рис. 13). Бархани мають довгий, пологий навітрений схил

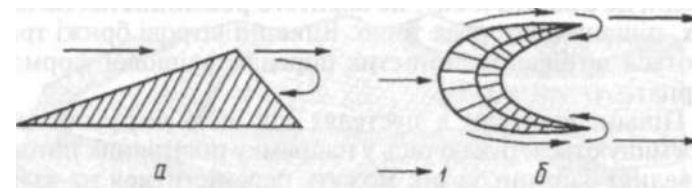


Рис. 13. Схема утворення бархана:
а — профіль; б — вид у плані; I — напрямок потоків вітру

(ухил до 10...15°) і крутий, короткий підвітрений (32...35°). Зростання бархана починається з нагромадження біля якоїсь перепони для вітру (камінь, кущ тощо) горбика піску. З часом на його підвітреному боці починається завихрення повітря, внаслідок чого створюється невелика напіввійка. Горбик розростається і поступово перетворюється на правильний бархан у формі напівмісяця. Зазначимо, що такі поодинокі бархани трапляються порівняно нечасто, здебільшого в областях із дефіцитом піску. В разі достатньої кількості останнього бархани з'єднуються один з одним, утворюючи ланцюги (гряди), які тягнуться перпендикулярно до напрямку вітру. Висота великих барханних ланцюгів у пустелях Середньої Азії становить 60...70 м, у Центральній Азії — до 100...150 м і більше, довжина — до 20 км. Барханні гряди часто розміщуються паралельними рядами, на відстані в середньому кількох сотень метрів один від одного. Формуються вони переважно в районах, де сезонні вітри дмуть у протилежних напрямках. Бархани типові для таких пустель, як Каракум, Кизилкум, Алашань, Ордос, Такла-Макан тощо.

Крім барханних гряд у багатьох пустелях світу (типовий приклад — Сахара) трапляються вузькі, довгі валі піску, прямолінійні і звивисті, з крутими схилами, витягнуті за напрямком вітру. Формування таких поздовжніх

гряд пов'язане зі спіральним характером вітрових потоків (горизонтальні смерчі). У Сахарі такі вали досягають у висоту сотень метрів і мають назву "китових спин".

Поширеною формою мікрорельєфу в піщаних пустелях є *еолові брижі*, які вкривають поверхню барханів і нагадують брижі, що утворюються вітром на воді. Це, власне, дрібні піщані валики, об'єднані в серпоподібно вигнуті ланцюжки. Взагалі їх можна спостерігати не лише в пустелях — вітроприбійні знаки чи еолові брижі відомі всюди, де є багато піску, не вкритого рослинністю: на пляжах, піщаних пагорбах тощо. Викопні вітрові брижі трапляються в піщано-глинистих породах флішової формації Карпат.

Піщані відклади в пустелях під дією вітру постійно переміщуються, рухаючись у напрямку повітряних потоків. Невеликі бархани за рік можуть переміститися на кілька сотень метрів, великі — на 30...40 м, барханні гряди рухаються ще повільніше. Таке явище називають *еоловою трансгресією*. Наступ пісків на освоєні людиною території можна спостерігати в Туркменістані, Узбекистані, Казахстані, в Центральній Азії. Відомий в історії випадок, коли внаслідок наступу пісків Лівійської пустелі було повністю засипано єгипетські міста Луксор і Карнак.

На узбережжях морів, озер, у долинах великих річок, дельтах утворюються такі форми еолового рельєфу, як *дюни*. Це піщані овальні горби з пологими (5...12°) навітряними і крутими (30...35°) підвітряними схилами. Зливаючись, вони утворюють на морських узбережжях вали заввишки до 200 м, які простягаються паралельно до берега. Формування їх пов'язане з переважним напрямком вітрів, які дмуть з моря на суходіл, і піщаним матеріалом, що нагромаджується в зоні прибою. Утворена дюна не залишається на місці, а поступово під дією вітру пересувається вглиб материка, на її місці виникає інша, яка, в свою чергу, починає рухатись, і т.д. Отже, вздовж морських узбережж виникають ланцюги паралельних дюн. Висота дюн коливається у значних межах: від 20...30 м на берегах Балтійського моря, до 50...100 м на французькому узбережжі Атлантичного океану і до 150...200 м на берегах Середземного моря. Висота дюн в річкових долинах не перевищує 5...10 м. Швидкість переміщення дюн різна — в бурхливі дні вона може досягати 2...3 м на день, великі дюни переміщуються від 1 до 20 м на рік.

У разі, коли краї якої-небудь дюни закріплюються рослинністю, рухомі піщинки затримуються тут довше, і центральна частина дюни починає переміщуватися швидше. Як наслідок утворюється дюна увігнутої, дугоподібної, чи параболічної форми (рис. 14) з випуклим підвітряним і крутим навітряним схилами.

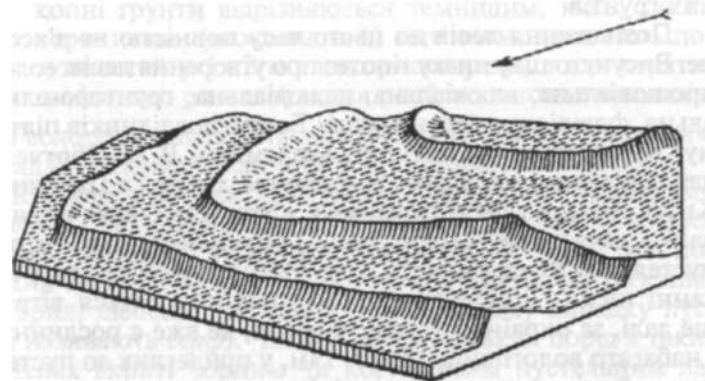


Рис. 14. Параболічні дюни (стрілкою показано напрямок вітру)

Наступ дюн інколи має характер стихійного лиха для населених пунктів, оброблених земель, тому для боротьби з ним у деяких країнах (наприклад, у державах Балтії) використовують насадження сосни, коренева система якої закріплює піски, перешкоджаючи їх подальшому переміщенню.

Дюни утворюються в долинах Дніпра, Дону, Волги, Іртиша, Лени, Обі, на узбережжях Азовського і Чорного морів, на пересипах лиманів та косах.

Значні території на Землі покриваються також пилюватими частинками, ущільнення яких спричиняє утворення лесів. *Лесу*, а також близькі до них лесоподібні суглинки — це дуже поширені породи палево-жовтого, жовтувато-бурого кольору, м'які, пористі, легко ріжуться ножом, розтираються пальцями і в'язкі настільки, що часто утворюють круті обриви заввишки 10...20 м. Складені леси пилюватими зернами кварцу, польових шпатів, глинистих мінералів, кальциту. Для лесів характерні також сильна карбонатність, що виявляється у наявності в них вапнистих стяжін різної форми (так звані журавчики) і відсутності верстуватості, властивої для осадових порід, відкладених у водному середовищі.

Типові леси відомі в Китаї, Середній Азії, в західних районах США, де їхня потужність коливається від кількох до десятків метрів (150... 170 м). Потужні (до 50 м) товщі лесоподібних суглинків дуже поширені в Україні, інколи вони майже суцільним чохлам вкривають значні території і правлять за материнську породу для формування сучасних ґрунтів.

Походження лесів до цього часу повністю не з'ясоване. Висунуто цілу низку гіпотез про утворення лесів: еолова, пролювіальна, алювіальна, делювіальна, ґрунтово-елювіальна, флювіогляціальна тощо. Багато дослідників підтримує *еолову гіпотезу*, висунуто академіком В. О. Обручевим для пояснення потужного лесонагромадження в Північному Китаї. Згідно з цією гіпотезою, вітри в пустелях спрямовані найчастіше відцентрово. Тому центральні частини пустель часто кам'янисті, а по окраїнах формуються барханні піски. Дрібніші уламки (пил) виносяться вітрами ще далі, за окраїни пустель, у місця, де вже є рослинність і набагато вологіший клімат. Там, у прилеглих до пустельних районів степах та передгір'ях пил осаджується, закріплюється рослинністю від подальшого розвіювання, ущільнюється росною та дощами. Так, дуже повільно (по 1...2 мм на рік) протягом тисячоліть формувалися (і формуються зараз) товщі лесів, досягаючи потужностей у десятки чи навіть сотні метрів. Джерелом пилу (за В. О. Обручевим) для лесів Північного Китаю є пустелі Центральної Азії (Гобі, Хамійська (Бей-Шань), Джунгарська). Ці самі пустелі постачають пісок в Ордос, Алашань, Такла-Макан.

Дещо в інших умовах формувалися *лесоподібні суглинки України*. Відомий український геолог та географ П. А. Тутковський на підставі еолової гіпотези пояснює їхнє утворення таким чином. У антропогені, коли значні площі в Європі вкривались наземним зледенінням, над поверхнею льодовиків формувались антициклони. Різниця в тисках на льодовику і його окраїнах спричиняла утворення вітрів — фенів, які, спускаючись з льодовиків, нагрівались на 1° через кожні 100 м спадання і надходили в прильодовикові райони вже теплими і сухими. Фени підхоплювали в цих районах пилювато-глинисті частинки з кінцевої морени, переносили їх на певні відстані і відкладали у степових районах півдня Руської рівнини. З позицій гіпотези знаходить задовільне пояснення покривний ха-

рактер лесових порід в Україні, які залягають тут на різних елементах рельєфу.

У товщі лесоподібних суглинків України спостерігають кілька горизонтів викопних ґрунтів, які формувалися, очевидно, на лесах в міжльодовикову епоху, коли клімат ставав теплішим і вологішим. Викопні ґрунти відрізняються темнішим, ніж у лесів, коричневим (шоколадним) відтінком, досягають потужностей у 1...2 м і використовуються для стратиграфічного розчленування плейстоценових відкладів.

Геологічна діяльність вітру сприяє також утворенню поряд із піщаними кам'янистих і глинистих пустель.

Кам'янисті пустелі, або *гамади*, формуються процесами дефляції, коли з рівнинних територій вітрами зносився легкий пилюватий та піщаний матеріал. У цьому разі поверхня залишається кам'янистою або покритою розсипами брил, щебеню чи гальки (в останньому випадку пустелі називають *серіп*). Часто уламки гірських порід в таких пустелях вкриті чорним чи коричневим пустельним лаком, до того ж вони переважно позбавлені рослинності та води, що разом робить їх особливо похмурими та непривітними. Такими є пустелі південного Устюрта, Калахарі, значні території Сахари та Аравійського півострова, Вікторія в Австралії, Заалайська Гобі та Західні Муюнкуми в Азії тощо.

Глинисті пустелі, або *такири*, часто оточують піщані або розміщуються всередині їх, трапляються вони і на плоских узбережжях внутрішніх морів — Каспійського, Аральського тощо. Поверхня таких пустель рівнинна, глина розбита тріщинами висихання на окремі багатокутні плиточки, краї яких шолудяться і розносяться вітром. Часто такири утворюються на дні висохлих озер, пересохлих русел рік і складаються в таких випадках з тонкого мулу, нанесеного весняними паводками або дощами і висохлого через декілька днів чи тижнів. До таких пустель належать частина пустелі Бетпак-Дала, окремі частини пустель Каліфорнії тощо.

Відомі також **солончаківі пустелі**, або *шори*, які утворюються на місці висохлих озер та в разі неглибокого залягання підземних вод, коли інтенсивне випаровування приводить до формування на поверхні землі кірки випарених солей. Такі пустелі відомі на узбережжі Каспійського моря, в Казахстані.

Лесові пустелі, або *адири*, розташовуються, як вже зазначалося вище, на окраїнах піщаних пустель, у передгір'ях Тянь-Шаню, Алтаю, Копет-Дагу тощо. Характеризуються інтенсивно розчленованим ерозійним рельєфом.

Контрольні запитання й завдання

1. Що таке вітер й у чому полягає його геологічна діяльність? 2. Які типи бур Ви знаєте? 3. Що таке дефляція і коразія? 4. Які форми рельєфу створюються цими процесами? 5. У чому виявляється транспортна робота вітру? 6. Які форми солової акумуляції Ви знаєте? 7. Поясніть механізм формування барханів, дюн. 8. Що таке солова трансгресія? 9. Що таке леси та як вони формуються? 10. Назвіть основні типи пустель.

Глава 6

ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ПОВЕРХНЕВИХ ТЕКУЧИХ ВОД

6.1.

Площинний безрусловий схиловий стік

До поверхневих текучих вод належать усі води, які течуть поверхнею суходолу (поверхневий стік) — від маленьких струмків, що виникають під час випадання дощу і танення снігу, до великих річок. Усі ці води на своєму шляху до моря здійснюють величезну геологічну роботу: руйнують гірські породи, переносять і відкладають пухкі продукти руйнування, змінюють рельєф поверхні Землі. Великі річкові долини й маленькі ярки та вимоїни — все це наслідки геологічної діяльності поверхневих текучих вод. Чим більша маса й швидкість стікання води, тим більший ефект її діяльності.

Руйнування гірських порід текучими водами називають **ерозією** (від лат. *erosio* — роз'їдання).

Сукупність процесів механічного руйнування і перенесення продуктів руйнування гірських порід називають **денудацією** (від лат. *denudatio* — оголюю).

За характером і наслідками діяльності виділяють три **види поверхневого стоку**:

- площинний безрусловий схиловий;
- тимчасові руслові потоки;
- водотоки — річки.

Площинний безрусловий схиловий стік, найвиразніший під час випадання дощів на рівних пологіх схилах, коли дошові води стікають похилою поверхнею у вигляді численних дрібних струминок, які густо переплетеною мережею або суцільною тонкою плівкою вкривають увесь схил. Жива сила таких струминок невелика, тому їхня геологічна діяльність виражається в змиванні лише дрібненьких частинок пухких продуктів вивітрювання й ґрунту та перенесенні їх униз схилом. Цей процес називають **площинним змивом**, або **площинною ерозією**. Він завдає великої шкоди ґрунтам, бо змиває їх найбільш родючий поверхневий шар, збагачений на гумус. Аналогічну роботу здійснюють і талі снігові води.

У підніжжя схилу швидкість стікання води сповільнюється і перенесений нею матеріал відкладається. Продукти вивітрювання, перенесені змиванням дошовими і талими сніговими водами згори вниз і нагромаджені на схилах і в підніжжі підвишень, називають **делювієм**, або **делювіальними відкладами** (рис. 15). Вони найпоширеніші на пологіх схилах річкових долин і балок у степових і лісостепових районах помірного поясу, складені переважно суглинками, іноді піщаним і дрібнощебенистим матеріалом.

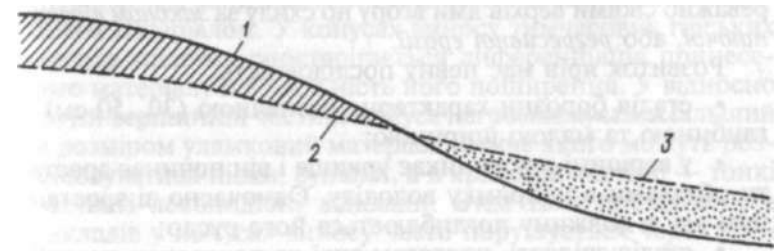


Рис. 15. Схема утворення делювію:

1 — первинна поверхня схилу; 2 — понижена поверхня схилу внаслідок площинного змиву; 3 — делювій

Максимальна потужність делювію (15...20 м) спостерігається біля підніжжя схилів; у напрямку до верхів'я їх вона зменшується.

Внаслідок площинного змиву колишні підвишені місця поступово знижуються, а схили виположуються і набувають плавних обрисів. Обчислено, що внаслідок процесів денудації поверхня суходолу у цілому на Земній кулі знижується з середньою швидкістю близько 0,09 мм на рік, або 9 см за тисячоліття.

У гірських районах типових дрібнозернистих делювіальних відкладів немає. На схилах нагромаджується переважно грубоуламковий обвальний і осипний матеріал (*колювій*).

6.2.

Стік тимчасових руслових потоків

Руйнівна діяльність тимчасових руслових потоків Дрібні струминки, що вчиняють площинний змив, використовуючи нерівності схилу, поступово зливаються у більшій струмені фіксованого стоку,

які і спричиняють розвиток глибинної ерозії. Спочатку вони утворюють неглибокі борозни й вимоїни, які після кожної зливи і танення снігу розростаються й перетворюються на яри.

Яри — це відносно вузькі видовжені заглибини з крутими, часто прямовисними стінками, вироблені тимчасовими водними потоками.

Довжина ярів коливається в широких межах, від кількох десятків метрів до сотень метрів і більше. Ростуть яри переважно своїми верхів'ями вгору по схилу за *законом відступачої, або регресивної ерозії*.

Розвиток ярів має певну послідовність:

- стадія борозни характерна незначною (30...50 см) глибиною та малою шириною;
- у вершині яру виникає урвище і він починає зростати обвалами в напрямку вододілу. Одночасно зі зростанням яру в довжину поглиблюється його русло;
- стадія зрілості, протягом якої яр продовжує поглиблювати своє русло до рівня річки чи дна долини, в яку він впадає. Поперечний профіль яру має *V*-подібну форму. Схили кругі. Зі зростанням яру на його схилах виникають бічні відгалуження, утворюється ціла система ярів. Під час заглиблення яр може досягати водоносного шару, і тоді на його дні виникає постійний потік;

- стадія затухання — глибинна ерозія сповільнюється, схили яру виположуються і заростають рослинністю, дно розширюється, яр перетворюється на балку.

Під час свого розвитку яр виробляє стійкий поздовжній профіль, який відповідає масі води на кожній ділянці потоку. Такий профіль називають *профілем рівноваги*. Він має форму ввігнутої кривої, яка поступово виположується від витoku до гирла. Вглиб яр зростає доти, доки його гирло не досягне рівня річки, в яку він впадає (річка — межа його глибинної ерозії). Найнижчий рівень, якого водний потік досягає в гирлі, називають *базисом ерозії*.

Інтенсивність розвитку ярів залежить від цілої низки чинників: особливостей клімату, рельєфу місцевості, складу гірських порід тощо. Найінтенсивніше вони розвиваються в лесах і лесоподібних суглинках, гірше — в глинах та масивних магматичних і осадових породах. Розвитку ярів, крім природних чинників, значною мірою сприяє неправильна діяльність людини (вирубування лісів, розорювання крутих схилів, прокладання ґрунтових доріг і каналів униз схилами тощо).

В Україні яружній ерозії найбільше піддається поверхня Волино-Подільської височини.

Акумулятивна діяльність тимчасових руслових потоків

Цей тип діяльності найбільше проявляється в нижніх частинах стоку тимчасових руслових потоків, при виході в долини річок чи балок, де утворюються *конуси виносу*, складені невідсортованим уламковим матеріалом. У конусах виносу тимчасових гірських потоків місцями спостерігається диференціація принесеного матеріалу й зональність його поширення. У відносно крутій вершинній частині конуса нагромаджується більший за розміром уламковий матеріал, нижче якого можуть розташовуватися піски, супіски, а в крайовій частині — тонкі пилуваті лесоподібні відклади. Втім така послідовність відкладів у конусах виносу часто порушується через різні інтенсивності періодично виникаючих потоків і розмір та кількість уламкового матеріалу, який вони переносять. Тому у вертикальному розрізі відкладів конусів виносу часто спостерігають перешарування дрібно- й грубоуламкового невідсортованого, слабко обкатаного матеріалу. Відклади конусів виносу тимчасових водних потоків називають *пролювієм* (від лат. *proluo* — промивати). Конуси

виносів, зливаючись один з одним, утворюють місцями в підніжжях схилів широкі хвилясті шлейфи.

Для боротьби з ярами використовують різні методи: будівництво гідротехнічних споруд, терасування схилів, лісонасадження, посіви багаторічних трав тощо.

У гірських районах з тимчасовими водними потоками пов'язане періодичне виникнення короткочасних грязекам'яних потоків, які називають *селями*. Вони виникають переважно внаслідок раптових сильних злив або швидкого танення снігу в горах Середньої Азії, на Кавказі, рідше в Карпатах. Дощова вода підхоплює велику кількість уламкового матеріалу, який нагромаджується в руслах ярів і балок у період між дощами, і з величезною силою несе його вниз, руйнуючи все на своєму шляху. Вміст уламкового матеріалу в таких потоках становить 70...80 % їхнього загального об'єму, а висота грязекам'яного валу — до 10...15 м. Для боротьби з селями будують дамби, різноманітні штучні чаші тощо. Відклади сельових потоків також належать до пролювію.

6.3. Стік постійних водотоків — річок

Річки — це постійно діючі водні потоки. Вони виникають по-різному, найчастіше — з малих струмочків, що утворюються в ярах унаслідок прорізання ними водоносних горизонтів. Крім того, річки можуть брати початок з талих вод гірських льодовиків, з озер, боліт, карстових вод тощо. Відповідно річки живляться підземними, атмосферними або озерними водами.

Залежно від характеру та інтенсивності живлення змінюються режим річок, кількість і рівень води, а також швидкість їх течії. Високий рівень води в річці називають *повінню*, низький — *меженню*. Короткочасні підвищення рівня води в річках під час довготривалих дощів та інтенсивного сніготанення називають *паводками*.

Головна річка із впадаючими в неї притоками — це *річкова система*, а площа, яку охоплює річкова система, — *річковий басейн*. Річкові басейни розмежовуються *вододілками*, які є найбільш піднятими ділянками місцевості.

Річки розвиваються, як і яри: вони збільшуються вгору за течією, тобто *регресивно*. Під час свого розвитку річки

утворюють долини — відносно вузькі видовжені пониження в рельєфі. В річковій долині виділяють такі елементи:

- дно, або ложе, — найнижча частина долини (частину дна, якою тече вода, називають *руслом*);
- схили долини — нахилені ділянки долини, розташовані по обидва боки від дна.

Напрямки річкових долин і плани річкових систем щільно пов'язані з геологічною будовою місцевості, часто вони збігаються з напрямками тектонічних розломів, зон тріщинуватості або огинають тектонічні підняття чи збігаються до прогинів.

Геологічна робота річок виражається в ерозії, транспортуванні (перенесенні) продуктів руйнування та їх відкладання (аккумуляції).

Інтенсивність роботи річок залежить від їхньої живої сили, яка визначається за формулою $mv^2/2$, де m — маса води, v — швидкість течії.

Річкова ерозія Річкова ерозія є двох типів: глибинна, або донна, спрямована вглиб річки; бічна, яка призводить до підмивання берегів і розширення долини.

Співвідношення глибинної і бічної ерозії змінюється на різних стадіях розвитку долини, а саме на стадіях:

- морфологічної молодості;
- зрілості;
- старості.

На стадії молодості в річковій долині найінтенсивніше проявляється глибинна ерозія. Поглиблення річища припиняється насамперед в гирлі річки, оскільки рівень води в гирлі не може бути нижчим від рівня водного басейну, в який впадає річка. Тому в напрямку від верхів'я до гирла нахил річища поступово зменшується, відповідно зменшується і швидкість течії річки і врізання вглиб.

Рівень, нижче якого річка не може врізатися, тобто поглибити своє русло, називають *базисом ерозії*. За базис ерозії для кожної річки править рівень водного басейну, в який вона впадає. Наприклад, для Дніпра базисом ерозії є рівень Чорного моря. Базис ерозії визначає розвиток не тільки головної річки, а й її приток, тобто всієї річкової системи. Крім головного базису ерозії річки, виділяють ще тимчасові, або локальні, базиси, до яких належать різні уступи й пороги в річищі, зумовлені неоднорідною геологічною будовою місцевості.

На початковому етапі розвитку річка має крутий поздовжній профіль, ускладнений різноманітними нерівностями. Під час регресивної ерозії, поглиблюючи своє русло, вона прагне подолати ці нерівності, зруйнувати їх і сформувати свій профіль рівноваги, який має форму плавно

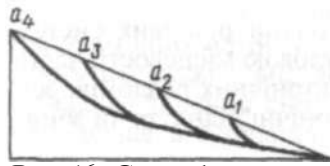


Рис. 16. Схема формування профілю рівноваги ріки: a_1, a_2, a_3, a_4 - послідовні стадії розвитку профілю

ввігнутої кривої з наростаючою до верхів'я крутістю (рис. 16). Під час формування поздовжнього профілю рівноваги в нижній течії річки нахил річища зменшується, наближаючись до горизонтальної поверхні, за цих умов за-

тухає глибинна ерозія, поступо-

во відступаючи до верхів'я, і набуває переваги бічна ерозія, спрямована на підмивання берегів й розширення долини. Посилюються процеси перенесення та нагромадження перенесеного матеріалу.

Разом з формуванням поздовжнього профілю змінюється і форма поперечного профілю долини. На ранній стадії він має v -подібну форму і русло поширюється на майже все ложе долини. В гірських районах, де глибина ерозії проявляється особливо інтенсивно, молоді річки прокладають глибокі долини з прямовисними схилами, які називають **каньйонами**, або **ущелинами**.

- На стадії зрілості річка продовжує виробляти свій профіль рівноваги, який поступово набуває вигляду плавної кривої, пологої в нижній течії і більш крутої у верхній. Згодом, коли вона його виробить, глибинна ерозія проявляється переважно лише у верхній течії, а в нижній — переважає бічна ерозія, внаслідок чого долина розширюється і заповнюється осадками. Русло починає блукати, звиватися серед власних наносів, утворюючи петлеподібні вигини — **меандри**.

- На стадії старості річка ніби відмирає. Поздовжній профіль річки дуже виположується, течія сповільнюється і стає ледве помітною, русло звивається (меандрує), долина заболочується, виникають **озера і стариці**. Під час повеней все дно долини часто покривається водою і на ньому нагромаджуються своєрідні суглинисті відклади.

Частину річкової долини, що періодично покривається водою, називають **заплатою**, або **заплатною терасою**. У заплаві річки виділяють:

- прирусловий вал, який прилягає до головного русла;

- центральну заплаву, розташовану за прирусловим валом, у межах якої часто виділяють два рівні: низьку заплаву, яка щороку затоплюється під час повеней, і високу, яка заливається лише під час найбільших паводків;

- притерасову заплаву, найнижчу тилову частину заплави, яка прилягає до берега або надзаплатної тераси.

Перенос й акумуляція осадків Водночас із ерозійною діяльністю річки здійснюють велику переносну й акумулятивну роботу. **Перенесення продуктів руйнування гірських порід здійснюється кількома способами:**

- в розчиненому стані;
- перенесенням дрібненьких частинок у завислому стані;
- перекочуванням грубих уламків по дну (волочінням);
- перенесенням уламкового матеріалу з допомогою льоду.

Розчинені речовини виносяться в річки переважно ґрунтовими водами і меншою мірою — дощовими водами, які стікають з підвищень поверхні. Здебільшого це речовини, вилуговані з порід внаслідок хімічного вивітрювання. Ступінь мінералізації річкових вод коливається в широких межах і змінюється в часі, залежить від кількості атмосферних опадів, розчинності гірських порід, по яких протікає вода, та інших чинників. В областях з вологим кліматом, великою кількістю опадів і невеликим випаровуванням мінералізація невисока. В посушливих районах з інтенсивним випаровуванням річкової води переважно більш мінералізовані. Під час весняних повеней і високих паводків мінералізація річкових вод спадає і стає мінімальною, в разі низького стояння рівня — зростає. У річках України води здебільшого слабо мінералізовані.

Але, незважаючи на незначну мінералізацію, вони переносять велику кількість розчинених речовин. Лише р. Дніпро щороку виносить у море понад 8 млн т хімічно розчинених речовин.

Серед солей, розчинених у річкових водах, переважають карбонати і сульфати кальцію та магнію, а також хлористий натрій. Останні (хлориди і сульфати) особливо значну роль відіграють у річкових водах засушливих областей.

Уламки і дрібні завислі частинки гірських порід, які переносяться річками, називають **твердим стоком**.

Перенесення уламкового матеріалу річками тісно пов'язане зі швидкістю і характером течії. В період повеней,

коли річки мають велику живу силу, вони переносять найбільшу кількість як грубо-, так і дрібноуламкового матеріалу. По дну перекочуються великі уламки, а в завислому стані переноситься піщаний матеріал і дрібніші частинки. Особливо це характерно для гірських річок, які, маючи велику живу силу, перекочують по дну великі брили, щебінь, перетворюючи їх спочатку на валуни і гальку, потім поступово розтирають до розмірів гравію, піску і ще дрібніших мулистих частинок. Ріка Хуанхе, наприклад, під час повеней переносить у 400 разів більше уламкового матеріалу, ніж у межень.

Тип переносу дрібноуламкового матеріалу значною мірою залежить від характеру течії.

Річкам властивий *турбулентний (вихровий) рух води*.

Ламінарний (струминний) рух трапляється лише на ділянках з дуже повільною течією.

З турбулентністю руслового потоку тісно пов'язаний механізм переміщення пухких наносів. Потрапляючи у завихрення, дрібні частинки порід на деякий час піднімаються зі дна й переміщуються в завислому стані, а потім знов опускаються на дно. Нове завихрення їх знову піднімає і переносить далі і т. д. У такий спосіб вони переміщуються стрибкоподібно. Такий процес переміщення називають *сальсацією*. Чим більша й важча частинка, а течія — повільніша, тим рідше і коротше стрибки. В разі малих розмірів частинок і великих швидкостей течії стрибки частіше й довше. Дуже дрібні частинки при достатніх швидкостях течії можуть підніматися на певну висоту і транспортуватися в завислому стані.

Кількість перенесеного річками завислого матеріалу зростає зі збільшенням швидкості течії, але це значною мірою залежить також від характеру берегів, літологічного складу порід, по яких вона протікає, та інших чинників.

Певна частина уламкового матеріалу переноситься льодом. Взимку на замерзлу поверхню річки зі схилів долини сповзає делювій, а на мілководді, де ріка промерзає до дна, в лід вмерзає деяка кількість донних відкладів. Весь цей матеріал виноситься разом із кригою вниз за течією річки і у міру танення криги відкладається на різних частинах русла і на косах. Тому іноді серед добре відсортованого піску і галечника трапляються великі валуни, кутасті брили і щебінь.

Співвідношення між уламковим матеріалом і розчиненими мінеральними сполуками також змінюється залеж-

но від швидкості течії. У гірських річках переважає твердий стік. У рівнинних — розчинені речовини і дрібні частинки, які переносяться в завислому стані.

У разі зменшення швидкості течії річки внаслідок будь-яких причин уламковий матеріал відкладається на дні. Насамперед відкладаються найбільші за розміром продукти — валуни, галька, гравій, потім пісок і глинистий матеріал.

Відклади, що утворюються внаслідок *аккумулятивної діяльності річок*, називають *алювієм* (лат. alluvio — намив, нанос). Алювій нагромаджується переважно на вигинах річок, але найбільше його відкладається в їхніх гирлах, де нахил русла й, відповідно, швидкість течії є найменшими.

Розділяють два типи річкових гирл — дельти і естуарії.

Дельта — це сукупність численних мілин і острівців, утворених алювіальними наносами у морі чи озері поблизу гирла річки. У плані вона має вигляд трикутника, повернутого основою до моря і схожого на грецьку букву "дельта" — Δ . Дельти утворюються в гирлах річок, які виносять велику кількість алювіальних відкладів, а мілке море не може їх відібрати й розстелити по дну. Внаслідок цього русло річки ділиться на кілька окремих рукавів, які розчленовують наноси на окремі острови. Під час повеней дельти можуть змінювати свою форму, розширюватися й видовжуватися в море. Дельти великих річок охоплюють площу в десятки і сотні тисяч квадратних кілометрів (наприклад, площа спільної дельти р. Хуанхе і р. Янцзи становить 500 тис. км², р. Лени — 28,5 тис. км², р. Волги — 19 тис. км²).

Естуарій - широке лійкоподібне гирло річкової долини, відкрите до моря, завдяки чому морські припливи заходять далеко в русло річки. Вони виникають у місцях великих глибин моря поблизу берега, де є сильні припливи і відпливи, або морські течії, а також мають місце опускання території і затоплення пониззя річок морем. Типові естуарії мають річки Сибіру — Об і Єнісей.

До естуаріїв дуже подібні за формою *лимани* — затоплені водами безприпливних морів гирлові частини річок і балок. Їх утворення також пов'язане з прогинанням земної кори в гирлових частинах річок. Лимани характерні для північного узбережжя Чорного моря (Дніпровський лиман, Дністровський лиман тощо).

Алювій рівнинних річок суттєво відрізняється від алювію гірських. Перший з них складається переважно з двох

горизонтів: нижнього, або руслового, алювію та верхнього, або заплавного, алювію. Русловий алювій представлений переважно грубоуламковим матеріалом (галькою, гравієм, піском), заплавний — суглинками і супіском з прошарками піску та торфу, що відкладався в старицях і заплавних озерах (рис. 17).

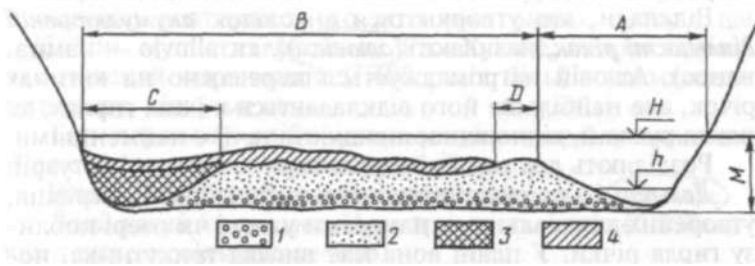


Рис. 17. Схема будови заплави:

A — русло; B — заплава; C — стариця; D — прирусловий вал; H — рівень повенних вод; h — рівень межені; M — нормальна потужність алювію.
Русловий алювій: 1 — різнозерністі піски, гравій, галька; 2 — дрібно- і тонкозерністі піски; 3 — старичний алювій; 4 — заплавний алювій

Алювій гірських річок, які течуть з великою швидкістю, представлений валунами й галькою (русловий алювій). Заплавного алювію тут майже повністю немає або він має незначну потужність та обмежене поширення. Найчастіше він трапляється на розширених ділянках долини і є грубозернистими пісками і супісками, які залягають на руслових галечниках. Потужності гірського алювію змінюються від перших десятків метрів до 40...50 м і більше.

Цикли ерозії і надзаплавні тераси

Виявлено, що більшість річок, діставши стадії зрілості або старості, може знову поновлювати свою ерозійну діяльність (омолоджуватися), тобто розпочинати нові цикли ерозії. Причиною цього явища найчастіше буває:

- підняття території, по якій тече річка;
- пониження базису ерозії внаслідок коливних рухів.

Певний вплив на посилення або послаблення ерозійної діяльності може мати зміна кліматичних умов і рівня Світового океану. Внаслідок цього нахил русла стає більш крутим, зростає швидкість течії й поглублюється глибина ерозія. Річище поглиблюється доти, доки не виробиться новий поздовжній профіль рівноваги відповідно

до нового базису ерозії, а колишня заплава річки залишиться набагато вище річища і більше не заливається річковими водами. В такий спосіб утворюються вирівняні ділянки в долині річки, відмежовані уступами, які називають **надзаплавними терасами**. Таких терас у долині річки може бути кілька, вони свідчать про кількість циклів її розвитку.

Найбільші річки України (Дніпро, Дністер) мають шість-сім терас. Кожна надзаплавна тераса є фрагментом колишньої заплави (дна долини). Тераси рахують знизу догори: I — надзаплавна, II — надзаплавна і т.д. Найвища тераса є найдавнішою, найнижча — наймолодшою.

За будовою тераси поділяють на ерозійні, акумулятивні і ерозійно-акумулятивні, або цокольні. Якщо тераса складена корінними породами, які розмивала річка, то її називають **ерозійною**, якщо наносними (алювіальними) відкладами — то **акумулятивною**. **Ерозійно-акумулятивні**, або **цокольні тераси** вироблені в корінних породах і частково покриті алювієм (рис. 18).

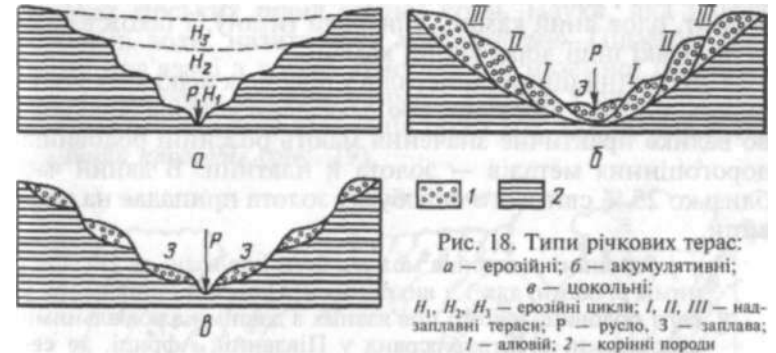


Рис. 18. Типи річкових терас:

а — ерозійні; б — акумулятивні;
в — цокольні;
H₁, H₂, H₃ — ерозійні цикли; I, II, III — надзаплавні тераси; P — русло; З — заплава;
1 — алювій; 2 — корінні породи

Слід зазначити, що річки чітко реагують на зміни швидкості й напрямку тектонічних рухів у часі і просторі. Внаслідок цього в межах однієї і тієї самої річки можна спостерігати ділянки морфологічно зрілої долини з добре вираженою заплавою і ділянки, де заплави немає, а річка глибоко вривається в тектонічне підняття, яке розвивається на її шляху. Такі ділянки долини називають **антецедентними**. Вплив неоднорідності тектонічних рухів позначається на будові надзаплавних терас і зміні їхньої висоти. В разі перетину локального тектонічного підняття відносна ви-

сота тераси і її цоколь підвищуються, потужність алювію набагато зменшується, а його склад стає переважно грубозернистим порівняно зі складом акумулятивних терас, розташованих вище і нижче підняття. Такі локальні підвищення терас часто пов'язані з розвитком глибших давніх структур. Тому аналіз річкових терас і долин річок має велике значення для пошуків нафтогазоносних структур.

Корисні копалини, пов'язані з алювіальними відкладами

З геологічною діяльністю річок пов'язане формування розсипних родовищ корисних копалин. Врізаючись у гірські породи, річки часто натрапляють на рудні поклади, жили та вкраплення рудних мінералів і розмивають їх. Під час перенесення продуктів руйнування м'які мінерали розтираються й розсіюються в масі алювію, твердіші — розтираються повільніше та сортуються за густиною — легші переносяться швидше і на більшу відстань, важчі — повільніше і нагромаджуються у сприятливих місцях. Серед останніх можуть бути деякі цінні рудні мінерали, такі як золото, платина, вольфраміт, олов'яний камінь, мінерали титану, а також алмази та деякі інші дорогоцінні камені.

Скупчення цінних мінералів у річкових відкладах утворюють *розсипні родовища*, або *алювіальні розсипи*. Особливо велике практичне значення мають розсипні родовища дорогоцінних металів — золота й платини. В даний час близько 25 % світового видобутку золота припадає на розсипи.

Розсипні родовища можуть бути пов'язані як із сучасними річками, так і з викопними. Одним з найбільших у світі родовищ золота, пов'язаних з давніми алювіальними відкладами, є Вітватерсранд у Південній Африці, де середній вміст золота досягає 8 г/т. В Україні є великі розсипні родовища титану й цирконію, зосереджені на Волині та Середньому Придніпров'ї. Головними мінералами титану тут є ільменіт $PvTiO_3$ і рутил TiO . Вміст ільменіту в середньому становить 20 кг/м³ і більше.

Алювіальні відклади (піски, гравій, галечники) широко використовуються як будівельний матеріал.

З відкладами дельт давніх річок пов'язані родовища кам'яного вугілля і нафти.

Контрольні запитання й завдання

1. Що таке ерозія? 2. У чому полягає суть площинного змиву? 3. Назвіть стадії розвитку ярів. 4. Що таке селі й де вони виникають? 5. Що називають базисом ерозії? 6. Що таке алювій? У чому полягає відмінність алювію рівнинних річок від алювію гірських річок? 7. Що таке тераси і як вони поділяються? 8. Які корисні копалини пов'язані з алювіальними відкладами?

Глава 7

ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ПІДЗЕМНИХ ВОД

7.1.

Поняття про підземні води

Підземними називають усі типи вод, які містяться в товщах гірських порід земної кори. Наука, яка вивчає підземні води, називається *гідрогеологією*. Підземні води тісно пов'язані з водою атмосфери й наземної гідросфери — океанами, морями, озерами, ріками. У природі відбувається безперервна взаємодія таких вод, так званий *гідрологічний кругообіг* (рис. 19).

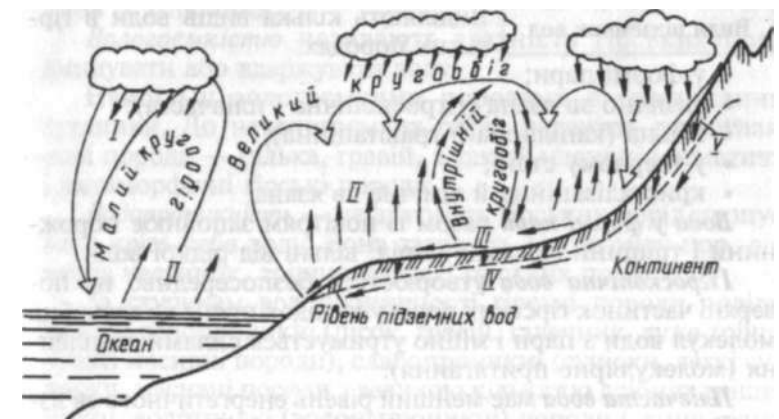


Рис. 19. Кругообіг води в природі:
I—атмосферні опади; II— випаровування; III— поверхневий стік; IV— підземний стік; V — просочування вод атмосферних опадів

Розрізняють малий і великий кругообіги. Суть першого полягає в тому, що частина води, яка випаровується з поверхні океанів і морів, надходить в атмосферу, конденсується і знову випадає в океан, завершуючи кругообіг. Великий кругообіг охоплює водообмін між океаном і суходолом. Значну частину водяної пари з океану переносять повітряні течії на материки, де за сприятливих умов пара конденсується і випадає у вигляді атмосферних опадів. Одна частина цих опадів у вигляді води стікає поверхнею і знову, безпосередньо або через річки, потрапляє в океан, друга — просочується в гірські породи і поповнює підземні води, які формують підземний стік, а третя частина випаровується в атмосферу. Співвідношення між кількістю води, що стікає поверхнею, просочується в гірські породи і випаровується в атмосферу, змінюється залежно від конкретних природних умов: рельєфу місцевості, температури повітря, рослинного покриву, водопроникності гірських порід тощо.

В межах великого кругообігу ще виділяють внутрішній, або внутріконтинентальний кругообіг, який неодноразово повторюється, суттєво збільшуючи кількість атмосферних опадів, що відбивається на зростанні запасів підземних вод.

Підземні води виконують велику геологічну роботу: вони є одним з найцінніших видів корисних копалин.

Види підземних вод

Виділяють кілька видів води в гірських породах:

- у формі пари;
- фізично зв'язана (гігроскопічна і плівчаста);
- вільна (капілярна й гравітаційна);
- у твердому стані;
- кристалізаційна й хімічно зв'язана.

Вода у формі пари разом із повітрям заповнює порожнини і тріщини гірських порід, вільні від рідкої води.

Гігроскопічна вода утворюється безпосередньо на поверхні частинок гірських порід унаслідок процесів адсорбції молекул води з пари і міцно утримується силами зчеплення (молекулярне притягання).

Плівчаста вода має менший рівень енергетичного зв'язку. Вона утворює на поверхні частинок ніби другу плівку над гігроскопічною водою і може переміщуватися від ділянок з більшою товщиною плівки до ділянок з меншою

товщиною. За великої кількості вологи плівчаста вода легко перетворюється на гравітаційну.

Капілярна вода частково або повністю заповнює тонкі капіляри і тріщини в гірських породах і утримується в них силами поверхневого натягу.

Гравітаційна (крапельно-рідка) вода утворюється в породах у разі повного насичення нею всіх пор і тріщин. Вона вільно переміщується по тріщинах і порах гірських порід під дією сили ваги до зони розвантаження (долин річок, озер, морів).

Вода у твердому стані у вигляді окремих кристалів, ліній і прошарків у гірських породах найхарактерніша для зон багатовікової мерзлоти, а також утворюється за умов сезонного промерзання водонасичених гірських порід.

Кристалізаційна вода — це вода, яка входить у кристалічну решітку мінералів. Вона притаманна багатьом мінералам, наприклад, гіпсу ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) з вмістом до 20,9 % кристалізаційної води, мірабіліту ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) — до 55,9 % тощо.

Отже, підземні води можуть заповнювати пори між окремими зернами породи, дрібні і великі тріщини, зони тектонічних розломів, карстові порожнини тощо.

Властивості гірських Підземні води розташовуються в земній корі залежно від вологомісткості та водопроникності гірських порід та умов їх залягання.

Вологоємність називають здатність гірських порід вміщувати або вдержувати воду.

Найбільш вологоємними породами є торф, глини, суглинки. До невологоємних порід належать грубоуламкові породи — галька, гравій, а також масивні магматичні і метаморфічні гірські породи.

Водопроникність — це здатність гірських порід пропускати крізь себе воду. Вона залежить від розміру пор, діаметра частинок, тріщинуватості гірських порід.

За ступенем водопроникності гірські породи поділяють на: водопроникні (пісок, гравій, галечник, дуже тріщинуваті масивні породи), слабопроникні (супіски, легкі суглинки, масивні породи з великою кількістю дрібних тріщин тощо), водотривкі (водонепроникні) породи (глини, важкі суглинки, масивні нетріщинуваті породи).

Шари гірських порід, які містять воду і пропускають її

крізь себе, називають *водоносними шарами*, або *горизонтами*, а ті, що не пропускають, — *водотривкими шарами*.

7.2.

Класифікація підземних вод

• *За походженням* підземні води поділяють на інфільтраційні, конденсаційні, магматогенні, або ювенільні; метаморфогенні і седиментогенні.

Інфільтраційні підземні води утворюються за рахунок просочування (інфільтрації) углиб Землі дощових і талих атмосферних опадів, а також вод річок, озер, водосховищ і каналів. Випавши на поверхню Землі, атмосферні опади частково стікають її схилом у річки і моря, частково випаровуються й частково просочуються крізь пори та тріщини в породах, поповнюючи запаси підземних вод. Кількість дощових і снігових вод, що просочуються, залежить від водопроникності порід, складу рослинності, розчленування поверхні, експозиції схилів, розподілу опадів за сезонами року в даній місцевості.

Конденсаційні підземні води утворюються внаслідок конденсації водяної пари, яка з повітрям проникає в пори і тріщини гірських порід і там охолоджується. Цей спосіб має найбільше значення для посушливих районів з малою кількістю опадів. Чим вища температура повітря, тим більшу кількість вологи в пароподібному стані воно може містити. Вночі, внаслідок зниження температури, повітря стає перенасиченим вологою. Надлишок її випадає на поверхню ґрунту у вигляді роси.

Конденсація пари відбувається як на поверхні ґрунту і скель, так і безпосередньо в порожнинах гірських порід. Проте конденсаційних вод набагато менше, ніж інфільтраційних.

Інфільтраційні і конденсаційні води називають *вадозними* (від лат. vadae — рухатися), бо вони утворюються з атмосферної вологи і беруть участь у загальному кругообігу води в природі.

Магматогенні підземні води — це води, що утворюються внаслідок конденсації водяної пари, яка виділяється з магми. Їх ще називають *ювенільними* (*юними*), бо вони ще не брали участі в кругообігу води в природі. Кількість магматогенних вод незначна. На поверхню вони виходять у

змішаному вигляді, оскільки під час підняття стикаються з інфільтраційними та конденсаційними водами.

Метаморфогенні (дегідратаційні) підземні води утворюються внаслідок дегідратації (зневоднення) мінералів, які містять кристалізаційну воду, під впливом високого тиску і температури, що відбувається під час метаморфізму (наприклад, гіпс і мірабіліт). Частина води виділяється також внаслідок перетворення осадків на осадові гірські породи і дальшого їх ущільнення під дією геостатичного навантаження або при складкоутворенні. В загальному балансі підземних вод їхня роль — незначна.

Седиментогенні підземні води — це поховані води колишніх морських басейнів, їх ще називають *реліктовими*, або *залишковими*.

Підземні води класифікують за різними ознаками і характеристиками. Але найпоширенішою є класифікація за умовами їх залягання.

• *За умовами залягання і гідродинамічним режимом* підземні води поділяють на **верховодку**, **ґрунтові** і **міжклас-тові води**. Останні, в свою чергу, поділяють на безнапірні та напірні, або **артезіанські води**.

До **верховодки** належать підземні води, які залягають на незначній глибині і мають обмежене поширення за площею. Верховодка нагромаджується на поверхні невеликих лінзоподібних тіл водотривких гірських порід, переважно глин. Потужність порід, насичених верховодкою, невелика, найчастіше вона становить 0,5... 1 м, рідше досягає 2...3 м. Найбільших значень вона досягає навесні під час танення снігу і восени, коли випадає велика кількість опадів. У разі малої кількості опадів верховодка інколи зникає зовсім до наступних дощів.

Ґрунтові води — це води першого від поверхні постійного водоносного горизонту, який залягає на суцільному водотривкому шарі. Вони можуть нагромаджуватися як у пухких пористих антропогенових відкладах, так і в давніших корінних доантропогенових породах. Особливістю їх залягання є те, що водоносний горизонт має водотривкий шар лише знизу; згори водотривкого шару немає, і тому область їх живлення збігається з областю поширення водонепроникних шарів.

У ґрунтових водах розрізняють: *верхню поверхню*, або *рівень ґрунтових вод*, який називають *дзеркалом*;

водотривке ложе, складене водонепроникною породою.

Шар порід, насичений водою, називають **водоносним шаром**, або **водоносним горизонтом**. Грунтові води є безнапірними, з вільною поверхнею. Якщо їх розкрити колодязем або свердловиною, то вода в них буде на такому самому рівні, як у водоносному горизонті, тобто не буде підніматися вгору. Дзеркало ґрунтових вод нечасто буває горизонтальним. Переважно воно повторює дещо у зглаженому вигляді рельєф поверхні і має чітко виражений нахил у напрямку знижених місць (ярів, річкових долин, озер, морів), де відбувається розвантаження (дренаж) ґрунтових вод. Такі місця називають **зонами розвантаження**, або **дренування**.

Виходи на поверхню підземних вод називають **джерелами**. Вони виникають переважно на схилах гір, у долинах річок, ярах, балках, які вриваються у водоносні горизонти.

Грунтові води рухаються порами і вузькими тріщинами у вигляді окремих тонких струминок, паралельних одна одній. Такий рух називають **ламінарним**. Швидкість руху води в пісках становить від 0,5 до 1...5 м/добу, в грубозернистих гравійних пісках — до 15...20 м/добу, а в галечниках і дуже тріщинуватих вапняках може досягати 100 м/добу і більше.

Режим ґрунтових вод — їхній рівень, кількість і якість змінюються в часі і тісно пов'язані з кількістю атмосферних опадів. Коливання рівня мають чітко виражений сезонний характер і протягом року досягають кількох метрів у разі великої кількості атмосферних опадів (з урахуванням і снігового покриву), рівень ґрунтових вод підвищується, а в разі малої — знижується, що добре спостерігається в сільських колодязях. Разом із коливанням рівня ґрунтових вод змінюється і дебіт (витрати) джерел, а іноді й хімічний склад. Вивчення режиму ґрунтових вод має велике практичне значення для питного і промислового водопостачання, меліорації земель, будівництва гідростанцій та інших промислових споруд. У всіх випадках треба точно прогнозувати можливі зміни режиму ґрунтових вод в часі і за площею.

Міжпластові води — це води, які залягають між двома водонепроникними шарами, тобто, на відміну від ґрунтових вод, вони завжди мають над собою водотривку покрівлю. Завдяки цьому поверхневі води не можуть просочуватися до міжпластових вод на всій площі їх поширення. На одній ділянці може бути один або кілька водоносних

горизонтів, розділених між собою водотривкими шарами. Міжпластові води можуть бути безнапірними і напірними (рис. 20).



Рис. 20. Грунтові й міжпластові безнапірні води: / — ґрунтові води; 3 — міжпластові безнапірні води; 2,4 — водотривкі шари; 6 — рівень ґрунтових вод; 5,7 — джерела (місця розвантаження ґрунтових вод); 8 — рівень міжпластових безнапірних вод

Безнапірні міжпластові води характерні переважно для ділянок земної кори з горизонтальним або слабо нахиленим заляганням верств гірських порід. Оскільки води не повністю заповнюють водоносний шар, вони не перебувають під високим тиском і переміщуються до зон розвантаження так само, як і ґрунтові води. В умовах глибоко розчленованого рельєфу ці води виходять у вигляді джерел схилами річкових долин, ярів і балок.

Напірні міжпластові води розташовані переважно на великих глибинах, нижче врізу гідрографічної мережі і впливу місцевого дренажу, зв'язані з вгнутими складками гірських порід прогинами, тому перебувають під тиском. У свердловинах й колодязях ці води можуть підніматися вище водоносного шару і фонтанувати (рис. 21). Такі води

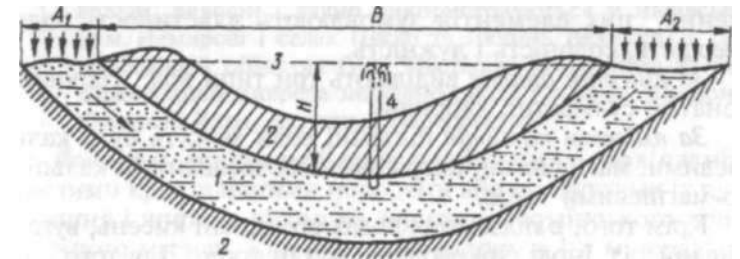


Рис. 21. Залягання артезіанського водоносного горизонту: 1 — водоносний горизонт; 2 — водотривкі породи; 3 — п'езометричний рівень напірних вод; 4 — свердловина; A_1 , A_2 — зони живлення; B — зона напору; H — напір

називають *артезіанськими* (від назви провінції Артуа у Франції, де їх уперше було виявлено). Артезіанські води переважно утворюють великі за площею артезіанські басейни, в яких є по кілька водоносних горизонтів.

В Україні є Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн, Волино-Подільський та ін.

Режим артезіанських вод порівняно з режимом ґрунтових є стабільнішим, п'езометричний рівень (рівень напірних вод) мало залежить від сезонних коливань; ці води найчистіші, бо вони добре ізольовані від природних і штучних впливів з поверхні Землі.

7.3.

Хімічний склад підземних вод

Хімічний склад підземних вод дуже мінливий, від майже дистильованих з вмістом солей різних елементів у частках відсотка до розсолів з повним насиченням. Хімічний склад залежить від умов утворення і складу порід, через які протікають води. Загальний вміст розчинених у підземних водах речовин називають *загальною мінералізацією*, виражають її в г/л (мг/л).

За загальною мінералізацією води поділяються (за В. І. Вернадським) на чотири групи:

- прісні — з загальною мінералізацією до 1 г/л;
- солонуваті — від 1 до 10 г/л;
- солоні — від 10 до 50 г/л;
- розсоли — понад 50 г/л.

Найпоширенішими в підземних водах є іони HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} і катіони Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Різні співвідношення цих елементів зумовлюють властивості води: твердість, солоність і лужність.

За вмістом аніонів виділяють три типи вод: гідрокарбонатні; сульфатні; хлоридні.

За вмістом катіонів підземні води можуть бути кальцієвими, магнієвими, натрієвими або змішаними кальцієво-магнієвими тощо.

Крім того, в підземних водах розчинені кисень, вуглекислий газ, іноді сірководень, метан тощо. Для того щоб охарактеризувати гідрохімічний тип, по-перше, визначають переважний аніон. Наприклад, прісні води здебільшого гідрокарбонатно-кальцієві або гідрокарбонатно-каль-

цієво-магнієві, а солонуваті можуть бути сульфатно-кальцієво-магнієвими.

В артезіанських басейнах поширена вертикальна гідрохімічна зональність, пов'язана з різними гідродинамічними особливостями: верхня зона — інтенсивного водообміну; середня — сповільненого водообміну; найнижча (найглибша) — дуже сповільненого водообміну.

Вперше на гідрохімічну зональність і зростання мінералізації підземних вод з глибиною та зниження їхньої рухомості вказав В. І. Вернадський. У Дніпровсько-Донецькому артезіанському басейні, наприклад, прісні води трапляються до глибини 500 м. Нижче розташована відносно малопотужна гідрохімічна зона солонуватих і слабосолоних вод багатокомпонентного складу, в яких велика роль належить іону SO_4^{2-} .

Мінеральні води

Якщо підземні води мають певні фізико-хімічні властивості, які дають змогу використовувати їх для лікувальних потреб, то їх називають *мінеральними*. Найвідоміші типи мінеральних вод — вуглекислі, сірководневі, радонові тощо.

Вуглекислі мінеральні води постійно виділяють вуглекислоту. В Україні такі води поширені переважно в Карпатах і Криму. В Карпатах і Закарпатті є вуглекислі мінеральні води, подібні до мінеральних вод групи "Боржомі", "Єсентуки", "Нарзан", "Арзни" тощо, найвідоміші — "Поляна Квасова" і "Свалява".

До сірководневих мінеральних вод належать води, до складу яких входить розбавлений у них сірководень у кількості, не меншій 0,010 г/л.

На території України сірководневі мінеральні води виявлені, вивчені і давно використовуються у Львівській (у м. Немирові і селах Шкло та Любінь Великий) і Тернопільській областях (у с. Настасів, Конопківка та ін.). Сірководневі джерела знайдено також у Криму, в районах Феодосії, Ялти, Алушти, Сімферополя.

Радонові мінеральні води здебільшого пов'язані з кислими кристалічними породами або продуктами їх руйнування і широко відомі на території Українського кристалічного масиву. Концентрація радону в 1 л мінеральної води різна: від 36... 100 до 300 еманів (*еман* — це одна сто-мільйонна частка тієї концентрації радону, яка відповідає радіоактивності 1 г чистого радію).

В межах Українського кристалічного масиву радіоактивні мінеральні води віднайдено в м Хмільнику, Житомирі, Білій Церкві, Миронівці, Знам'янці, в Приазов'ї та в інших місцях.

Унікальною і широковідомою є вода «Нафтуся», яка має специфічний присмак і запах нафти. Її мінералізація становить менше 1 г/л. У цій воді виявлено органічні речовини типу фенолів, відзначено слабку радіоактивність (0,125...0,224 Кюрі/л). Поширена вода в м. Трускавці і його околицях, застосовується для лікування нирок, печінки, сечогінних шляхів.

7.4.

Руйнівна робота підземних вод

Переміщуючись у гірських породах, підземні води виконують іноді досить значну геологічну роботу: руйнують гірські породи і мінерали, переносять та відкладають розчинені в них речовини у тріщинах, порах гірських порід та в місцях виходу підземних вод на поверхню.

Найвиразніше руйнівна робота підземних вод проявляється у розчиненні й вилуговуванні гірських порід і мінералів, унаслідок чого в гірських породах утворюються різноманітні порожнини, часто — великих розмірів. Сукупність геологічних явищ, пов'язаних з частковим розчиненням і розмиванням водою гірських порід та утворенням у них порожнин різного розміру, називають *карстовими процесами*, або **карстом** (від назви вапнякового плато Карст на побережжі Адріатичного моря).

Найбільше карстуванню піддаються такі легкорозчинні породи, як солі, гіпси, вапняки і доломіти. Розвиток карсту починається з виникнення на поверхні розчинних порід невеликих заглибин і випуклостей та вимоїн, приурочених до дрібних тріщин. У цих пониженнях концентрується вода і її вилуговальна діяльність посилюється. І, нарешті, поверхня масиву вкривається системою гребенів і виступів, розділених борознами-жолобками завглибшки від декількох сантиметрів до 1...2 м. За наявності тріщин вода, яка тече поверхнею масиву, проникає вглиб його і там продовжує свою руйнівну роботу, утворюючи карстові колодязі, безодні і печери тощо.

Карстові колодязі — вертикальні або крутонахилені циліндричні порожнини завглибшки до 20 м; **шахти** — понад 20 м.

Безодні — глибокі природні шахти, які мають горизонтальні або нахилені підземні ходи (найглибші у світі: Жан-Бернар (Франція) — 1494 м, Сіма-де-лос-Пуертос (Іспанія) — 1338, Сніжна (Кавказ) — 1335 м).

Печери — великі порожнини в товщах розчинних гірських порід, які складаються часто з кількох залів, сполучених між собою переходами. Найбільшою печерою у світі є Флінт — Мамонтова (США) завдовжки 361,5 км. В Україні найбільші печери є в Придністров'ї (Оптимістична — завдовжки 201 км, Озерна — 115,6, Кришталева — 22, Млинківська — 25 км) та в Криму (Червона — 13,7 км). Вони розвинені в неогенових гіпсах (у Придністров'ї) та юрських вапняках (у Криму). Відомі карстові порожнини також у легкорозчинних породах (вапняках, солях) іншого віку. Їх виявлено в різних областях України. Всього тут налічується понад 940 карстових порожнин загальною площею 772 тис. м² і об'ємом 2613 тис. м³.

Найпоширенішими **формами поверхневого карсту** є **карри, понори, карстові лійки, котловини, полья**.

Карри, або *шрами*, — це невеликі заглибини на поверхні масиву розчинних порід у вигляді вимоїн і борозен завглибшки від кількох сантиметрів до 1...2 м.

Понори — вертикальні або нахилені отвори в гірських породах, які поглинають воду і відводять її вглиб закарстового масиву.

Карстові лійки (воронки) — замкнені западини різної форми, які виникають внаслідок розширення устя понор. Вони можуть бути пов'язані з розчинною діяльністю поверхневих вод або утворюватися шляхом обвалювання склепінь підземних карстових порожнин.

Котловини і полья виникають внаслідок об'єднання кількох лійок різного походження. Їхня площа може досягати десятків і сотень квадратних кілометрів.

Карстові лійки і котловини часто заповнюються водою, утворюючи озера. Кілька таких озер є на Волині (Світязь, Соминецьке, Перемут та ін.).

Наука, яка вивчає печери, називається **спелеологією**.

Вивчення карсту має велике практичне значення. З одного боку, з карстовими порожнинами можуть бути пов'язані поклади нафти і газу, підземних вод, бокситів,

свинцево-цинкових і залізних руд, фосфоритів та інших корисних копалин. Печери можна використовувати для лікувального цілей та спелеотуризму. З другого боку, карстові процеси ускладнюють будівництво різноманітних промислових об'єктів, житлових будинків, доріг, мостів, гідротехнічних споруд, шахт тощо; вони завдають значної шкоди сільськогосподарському виробництву.

Дуже близькою до карсту є **суфозія** — процес механічного вимивання дрібних частинок гірських порід підземними водами. Особливо широко цей процес розвивається на вододілах, складених лесами і лесоподібними суглинками. Внаслідок суфозії ці породи просідають, а на їхній поверхні утворюються провалля і неглибокі западини, часто заповнені водою, так звані **стенні блюдиця**, або **поди**.

Руйнівна робота підземних вод проявляється також в утворенні опливин і зсувів, розвинених переважно на схилах річкових долин та берегах озер і морів, де підземні води виходять на поверхню.

Опливинами називають зміщення схилом тонкого (до 1 м) поверхневого шару гірських порід, перенасичених талими, дощовими або підземними водами.

Зсув — це пересування схилом відірваних від масиву верствуватих гірських порід під впливом сили ваги. Зсувну масу називають **зсувним тілом**. Поверхню, якою зсув відривається і переміщується донизу, називають **поверхнею сповзання, сковзання, або зсуву** (рис. 22). Найчастіше зсуви виникають на берегах, складених верствами пухких порід,

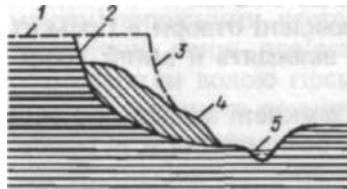


Рис. 22. Схема будови зсуву: нахилених у напрямку схилу і річки. 1 - непорушний схил; 2 - поверх- підстелених водотривкими поштовх до виникнення зсуву; 3 - тіло зсуву; 4 - тіло зсуву; 5 - річка. За поштовх до виникнення зсуву можуть правити землетруси, сильні дощі, підмив схилу річкою або морським прибою, перевантаження важкими спорудами тощо.

В Україні зсуви найпоширеніші на берегах Чорного і Азовського морів, на схилах долини Дніпра (особливо вздовж водосховищ), на Північно-Подільському уступі та в інших місцях.

Зсуви завдають великої шкоди — руйнують будівлі, шосейні і залізничні шляхи сполучення, сільськогосподарські угіддя тощо.

Для того щоб запобігти виникненню зсувів, уживають цілу низку заходів:

- здійснюють дренаж підземних вод;
- захищають від підмивання підніжжя схилів;
- відводять поверхневі води із зсувонебезпечних ділянок, аби вони не просочувалися вглиб;
- виположують схили і зміцнюють їх деревною рослинністю;
- споруджують підпірні стіни тощо.

Відкладання осадків підземними водами Розчинені в підземних водах речовини за певних умов випадають в осад у порожнинах гірських порід або в місцях виходів цих вод на поверхню. Причиною відкладання осадків може бути зниження температури води, зміна її газового складу й концентрації окремих розчинених компонентів, зменшення швидкості фільтрації тощо.

Відкладання солей у пухких породах сприяє їх цементуванню. Внаслідок цього піски перетворюються на пісковики, галечники на конгломерати тощо. У тріщинах виникають жили кальциту, арагоніту, кварцу, гіпсу, флюориту та інших мінералів. Переносачи рудні компоненти, підземні води зумовлюють формування інфільтраційних родовищ міді, урану, ванадію та інших металів. Випадіння солей з підземних вод часто супроводжується утворенням конкрецій, секретій, нальотів і кірок. У вапнякових печерах формуються сталактити, сталагміти, колони, складені переважно з кальциту. Іноді трапляються невеликі, округлої або неправильної форми стяжіння кальциту, які називають **печерними перлами**.

До осадків підземних вод поблизу виходів на поверхню належать вапняні й кременисті туфи, залізисті й марганцеві руди та деякі інші утворення.

Контрольні запитання й завдання

1. Що вивчає гідрогеологія? 2. У чому полягає суть малого і великого гідрологічного кругообігу? 3. Які види води виділяють у гірських породах? 4. Як утворюються підземні води? 5. Як поділяють підземні води за умовами залягання? 6. Які води називають артезіанськими? 7. Як поділяють підземні води за загальною мінералізацією? 8. Які води називають мінеральними? 9. Які типи мінеральних вод виявлено в Україні і де вони поширені? 10. У чому проявляється геологічна діяльність підземних вод? 11. Назвіть декілька найбільших карстових печер на Україні. 12. Які Ви знаєте форми поверхневого карсту? 13. Які мінеральні утворення виникають завдяки підземним водам?

Глава 8 ДИНАМІКА ЛЬОДОВИКІВ

8.1. Утворення й типи льодовиків

Льодовики — це маси природного наземного льоду переважно атмосферного походження, які мають здатність рухатись. У даний час вони покривають 16 млн км² (або 11%) поверхні суходолу. Розподілені льодовики на Землі нерівномірно: 85,16 % їхньої загальної площі припадає на Антарктиду, понад 11% — на Гренландію і лише 3,4 % — на всі інші області Землі (гірські райони). Якби усю масу льоду сучасних льодовиків розподілити рівномірно по поверхні планети, то товщина такої оболонки становила б приблизно 50 м. Льодові покриви Антарктиди та Гренландії відіграють важливу роль у формуванні клімату планети, суттєво впливають на гідрологічний режим Світового океану. З льодовиками пов'язані також катастрофічні явища, які треба прогнозувати в господарській діяльності. Нарешті, в льодовиках у законсервованому вигляді міститься колосальна маса прісної води (понад 27 млн км³). Отже, дослідження льодовиків — проблема дуже важлива і актуальна. Будову льодовиків і явища,

пов'язані з їхньою роботою, вивчає наука *гляціологія* (лат. *glacies* — лід).

• **Необхідними умовами утворення льодовиків** є достатньо низькі середньорічні температури, велика кількість атмосферних опадів та певні особливості рельєфу, що в сукупності сприяє нагромадженню та цілорічному збереженню снігового покриву. Такі умови створюються в сфері снігу, або *хіоносфері*. Нижньою межею хіоносфери є *снігова лінія*, тобто рівень, вище якого річне прирощення снігової маси більше від витрат на танення і випаровування. На рівні снігової лінії річний прибутково-видатковий баланс снігу дорівнює нулю.

Розрізняють *сезонну снігову лінію*, тобто межу, яка протягом року переміщується в просторі — в холодні періоди — до екватора та вниз у горах, у теплі періоди — навпаки. Середнє положення снігової лінії називають *кліматичною сніговою лінією*. Висота снігової лінії над рівнем моря залежить від географічної широти місцевості, а також від деяких інших чинників (циркуляції атмосфери, розчленованості рельєфу, орієнтації гірських хребтів відносно напрямку основних повітряних потоків тощо).

Найнижче снігова лінія розміщується в Антарктиді, де вона опускається до рівня моря, в Арктиці її рівень вимірюється сотнями метрів (на Новій Землі — 600 м, в південній Гренландії — до 900 м), в середніх широтах вона коливається в широких межах, залежно від ступеня зволоженості (500...1000 м на тихоокеанському узбережжі Північної Америки, 2700...2800 м в Альпах); найвищі рівні снігової лінії спостерігають у субтропічних і тропічних широтах в умовах сухого континентального клімату (в горах екваторіальної Африки 5200...6000 м, в Андах, на Тибеті — до 6000...6500 м над рівнем моря).

На певній висоті над поверхнею Землі атмосферних опадів взагалі немає, цей рівень і визначає верхню межу хіоносфери. В сучасному рельєфі її помічено лише в Антарктиді та в Гренландії.

Нагромаджуючись протягом сотень і тисяч років на плоских чи ввігнутих поверхнях рельєфу, снігова маса поступово ущільнюється, розкристалізовується і переходить у *фірн* (зернистий лід). Переходу снігу у фірн сприяють такі процеси, як танення, сублимація (возгонка) та тиск залягаючих вище снігових товщ, тобто фірн — це минулорічний сніг, який ущільнився і перекристалізував-

ся. Щільність снігу коливається від 0,05 до 0,45 г/см³, щільність фірну — 0,40...0,83 г/см³. У разі щільності 0,83 г/см³ фірн перетворюється на *глетчерний лід*, у якому між окремими зернами вже немає проміжків, заповнених повітрям; останнє лишається тільки у вигляді замкнених бульбашок. З 1 м³ снігу утворюється близько 1 м³ глетчерного льоду. Кубічний метр свіжого снігу важить 85 кг, фірну — близько 600 кг, глетчерного льоду — 900 кг.

• *Умовою постійного існування льодовика* є перевищення маси льоду, яка щороку утворюється (*акумуляція*), над масою льоду, яка витрачається під час танення, випаровування, на згоні, відколювання айсбергів (*абляція*). За цих обставин у розвитку льодовика можливі три фази:

- наступання (коли акумуляція перевищує абляцію);
- стаціонарне положення (коли акумуляція приблизно дорівнює абляції);
- відступання (якщо переважає абляція над акумуляцією).

• *Рух льодовиків* пов'язаний із пластичністю льоду. Збільшення потужності льодовика призводить до зростання тиску в його нижніх шарах, що, в свою чергу, підвищує пластичність льоду і знижує температуру танення. Отже, в нижніх шарах льодовика танення льоду відбувається при температурах, набагато нижчих, ніж 0 °С. Утворена вода є ніби "мастилом" для ковзання крижаної товщі. З цих причин активно рухаються нижні частини льодовика, верхні ж пересуваються разом із ними пасивно. Швидкість руху льодовика пропорційна його потужності і куту нахилу місцевості, де він розташований. Тобто, чим потужніший льодовик, тим швидше відбувається його розтікання — в разі значних потужностей — навіть незалежно від характеру рельєфу. Так, для руху льодовика схилом із нахилом в 1° потрібна потужність його в 60...65 м. На крутіших схилах льодовик може рухатися, маючи меншу потужність. Швидкість руху льодовиків змінюється також у часі — влітку швидкості руху набагато вищі, ніж взимку, вдень вищі, ніж вночі. Інколи такі відмінності становлять 25 % і більше. Пов'язане це явище з інтенсивністю танення льоду в придонній частині льодовика.

Швидкості руху існуючих льодовиків дуже різноманітні і непостійні. Деякі льодовики Гренландії, які спускаються до моря, рухаються зі швидкістю 5...25 м/добу, а у внутрішніх зонах острова швидкість руху льодовиків становить всього соті і десяті частки сантиметрів на добу. Гірські льодовики

Альп рухаються зі швидкістю 10...40 см/добу, Гімалаїв — до 2...4 м/добу. Інколи спостерігають катастрофічні пересування льодовиків — льодовик Ведмежий на Памірі в 1963 р. рухався схилом хребта Академії Наук зі швидкістю до 50 м/добу, а в окремі моменти — до 100...150 м/добу, змітаючи все на своєму шляху.

Під час руху льодовика долиною його центральна частина (через більшу її товщину) переміщується швидше, ніж бічні, які до того ж гальмуються тертям об борти долини. Як наслідок утворюються поперечні тріщини, переважно неглибокі та недовгі. Якщо ж у будь-якому місці крутість дна долини різко зростає, то в тілі льодовика з'являються набагато глибші поперечні тріщини, які можуть навіть розбивати його на окремі вертикальні брили чи плити. На крутих схилах формуються цілі нагромадження з таких льодових брил — льодоспади. На льодоспадах, в місцях крутих поворотів льодовиків, тобто там, де їхня поверхня розбита тріщинами на численні блоки, ці нові утвори внаслідок танення набувають найхимерніших форм у вигляді пірамід, піків, веж тощо і зветься *сераками*.

У льодовиків виділяють *зону живлення*, тобто ту територію, де сніг перетворюється на фірн, а потім — на глетчерний лід, і *зону стоку*, тобто територію, по якій рухається льодовик. За співвідношенням цих зон розрізняють три *морфологічних типи льодовиків*: гірські, покривні і проміжні.

Гірські льодовики охоплюють лише 0,5 % площі, вкритої сучасним зледенінням. Серед них розрізняють льодовики долин, схилів і вершин.

Долинні льодовики, або *льодовики альпійського типу*, розташовуються в депресіях гірських областей, закритих з трьох боків (цирках), і спускаються вниз по ущелинах, долинах річок у вигляді "язиків". У них чітко виражені зони живлення та стоку. Найбільші серед гірських льодовиків, наприклад, льодовик Федченка на Памірі, має довжину 77 км, ширину — 4 і товщину льоду до 1 км. Льодовики цього типу характерні для Альп, Кавказу, Гімалаїв. Бувають як прості, у вигляді поодиноких язиків, так і складні, дендритові, тобто з численними розгалуженнями. Різновидом долинних льодовиків є також льодовики, поширені на Памірі й Тянь-Шані (інколи їх виділяють як *туркестанський тип*) і позбавлені окремої зони живлення (фірнового басейну). Такі льодовики займають лише долини і живляться за рахунок снігових лавин та обвалів, що сходять зі схилів.

Серед льодовиків виділяють карові та висячі. Карові льодовики розташовуються в чашоподібних заглибленнях по схилах гір (карах) і майже позбавлені зони стоку. Часто складені фірном. Висячі льодовики приурочені до западин на крутих схилах, їхнє ложе обривається уступом, з якого періодично зриваються вниз лавини, обвали.

Льодовики вершин покривають вершини гір і бувають *зіркоподібними*, коли схили сильно розчленовані і льодовик спускає по них окремі язика, *конічними* при гладеньких схилах. Відомі також *кратерні*, або *кальдерні*, льодовики, розміщені на вулканах. Перелічені різновиди вершинних льодовиків поширені на Кавказі (Ельбрус, Казбек), Камчатці, в Кордильєрах, Андах, Африці (Кіліманджаро), Новій Зеландії. Площі, зайняті льодовиками в окремих гірських системах, досягають десятків тисяч квадратних кілометрів.

Покривні (материкові) льодовики розташовані в полярних і приполярних районах і характеризуються відсутністю чіткого поділу на зони живлення й стоку. В таких льодовиків спостерігають *радіальний характер руху льодових мас* — від центральних районів, де переважно проходить акумуляція, до окраїн, де відбувається абляція.

Типовими покривними льодовиками є льодовики Антарктиди і Гренландії. Їх називають ще *льодовиковими щитами*. Так, гренландський льодовик має площу близько 2 млн км², досягаючи максимальної потужності в 3,3 км, при середній — 1,5 км. Потужність льодового щита зменшується від центральної частини до країв, де з-під нього виступають скелясті гребені та окремі вершини гір (*нуна-таки*). Гренландський льодовик розтікається у всі боки від центральної частини зі швидкістю 1..7 км/рік, переважно він закінчується на суходолі, однак окремими язиками спускається також до моря.

Льодовий щит Антарктиди охоплює площу близько 13,9 млн км², максимальна потужність його досягає 4 км, середня — близько 2 км. В Антарктиді льодовики покривають і шельфову частину океану (наприклад, шельфовий льодовик Росса, розташований у південній частині одного-йменного моря). По окраїнах із розчленованим рельєфом від основного льодовика відходять численні *вивідні (долинні) льодовики*. Від шельфових та вивідних льодовиків часто відламуються великі брили — *айсберги*, які розносяться океанічними течіями на значні відстані і є небезпечними для судноплавства.

Найвідоміший трагічний випадок зіткнення з айсбергом стався 1912 р., коли в Північній Атлантиці затонув великий пасажирський лайнер "Титанік", що здійснював свій перший рейс із Великобританії в США із трьома тисячами пасажирів та командою на борту.

Айсберги можуть досягати величезних розмірів — до 130 км завдовжки і 180 м заввишки. Вважають, що надводна частина айсберга становить лише 1/8 його загальної висоти. Розмір утопленої частини айсберга визначається його внутрішньою будовою — наявністю в його тілі значної кількості (до 15 %) повітряних пухирців, що впливає на ступінь занурення айсбергів у воду. Під час дрейфування айсберги поступово руйнуються. Середня тривалість існування цих утворень становить близько чотирьох років, хоча деякі з них існують десять і більше років. Причому антарктичні айсберги довговічніші, ніж арктичні. В Атлантичному океані айсберги доходять до 40° пн.ш., у південній півкулі — до 30° пд.ш. Айсберги транспортують величезну масу взятих на суходолі уламків гірських порід, які в процесі танення опускаються на дно, утворюючи льодовиково-морські осадки.

Покривні льодовики відомі також на островах Канадського архіпелагу, в Ісландії, на Шпіцбергені, Землі Франца Йосифа, Новій Землі, Північній Землі.

Льодовики проміжного (скандинавського) типу характерні для плосковершинних гір Скандинавського півострова. Це невеликі за розмірами (до 10 тис. км²) льодові покриви, які мають ознаки і гірських льодовиків, тобто утворюють язика по долинах річок, гірських ущелинах. Відомі також на островах Канадського архіпелагу, на Алясці, Шпіцбергені.

8.2.

Геологічна робота льодовиків

Льодовики виконують значну роботу щодо руйнування гірських порід, транспортування уламкового матеріалу та його акумуляції.

Руйнівний вплив льодовиків на породи підлідного ложа називають *екзарацією* (або льодовиковим виорюванням).

В разі товщини льоду 100 м на кожний квадратний

метр ложа, по якому рухається льодовик, діє тиск 92 т. Крім того, в дно льодовика вмержають уламки гірських порід, які під час руху льодовика діють на підстиляючі породи як напилік. Внаслідок цього ложе льодовика набуває гладенької, відполірованої поверхні, на якій виділяються окремі борозни, штрихи — *льодовикові шрами*, виорані вмержалими уламками порід. Брили, які переносяться льодовиком, набувають округлої форми, покриваються штрихами, подряпинами. Їх називають *льодовиковими*, або *ератичними валунами*. Такої самої обробки зазнають скельні виступи порід. За цих умов схил, повернутий назустріч льодовику, стає пологим, відполірованим, покривається шрамами, а протилежний схил — крутий. Такі пологі, часто округлі чи видовжені горби називають *баранячими лобами*, а їхні угруповання — *кучерявими скелями*. Своєрідні краєвиди кучерявих скель можна спостерігати в басейні р. Уж на Коростенщині.

Якщо на шляху руху льодовика трапляються пухкі породи, він виорює їх — так формуються пологопохилі, витягнуті за напрямком руху льодовика пониження в рельєфі (так звані *ванни виорювання*) або досить глибокі видолинки.

Долини річок, якими рухається льодовик, набувають коритоподібної форми з плоским дном і крутими схилами. Такі долини називають *трогами* (рис. 23). Поздовжній профіль трогів не має рівномірного ухилу, типового для річкових долин — для нього характерні поперечні скелясті уступи, так звані *ригелі*, між якими розміщуються ванни виорювання. Трогові долини відомі в Альпах, на Кавказі, в інших молодих горах. У Скандинавії трогові долини, затоплені морем, правлять за зручні гавані для кораблів і називаються *фіордами*. Останні трапляються

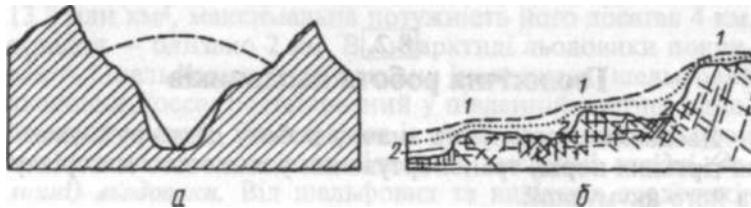


Рис. 23. Схема трогової долини:
а — трог, утворений льодовиком із V-подібної ерозійної долини (пунктиром показано поверхню льоду); б — поздовжній профіль долини;
1 — ригелі, 2 — ванни виорювання

лише в високих широтах і типові також для берегів Нової Землі, Таймиру, Чукотки.

Інколи під час руху льодовик деформує пластичні породи, які опиняються на його шляху, розриваючи їх, переміщуючи, утворюючи складки й невеликі насуви. В рельєфі такі ділянки бувають виражені характерними валоподібними моренами напору чи невеликими підвищеннями. Такі порушення первинного залягання гірських порід називають *гліціодислокаціями*. В Україні вони відомі на правому березі Дніпра, біля Канева («Канівські гори»). Льодовик, який рухався долиною Дніпра, зім'яв у складки, порозривав верстви піщано-глинистих порід мезозойського віку, змістив їх вздовж берега.

Інші погляди на природу Канівських дислокацій висловлює професор Київського університету С. А. Мороз: специфіка дислокацій зумовлена їхньою олістостромною природою — хаотичне скупчення відокремлених товщ і геологічних тіл (олістолітів), що утворилися через інтенсивні вертикальні рухи по розломах (1994 р.).

Під час свого руху льодовики переносять різноманітний уламковий матеріал — від піску до великих брил. Весь цей матеріал, який транспортується льодовиками і відкладається внаслідок їх танення, називають *мореною*. Розрізняють морени рухомі, тобто ті, що рухаються разом із льодовиком, і нерухомі, або відкладені.

Серед рухомих морен виділяють поверхневі, внутрішні і донні (рис. 24).

Поверхневі морени поділяють на бічні й серединні. Бічна морена утворюється на поверхні льодовика внаслідок нагромадження по його краях уламків, що скочуються зі схилів долини, якою рухається льодовик. Під час злиття двох льодовикових язиків бічні морени об'єднуються в серединну, яка виступає над поверхнею льодовика у вигляді невисокого поздовжнього валу.

Внутрішні морени утворюються, якщо уламки гірських порід потрапляють у тріщини, що вкривають тіло льодовика, або через нагромадження їх разом зі снігом в зоні живлення.

Донні морени — це той уламковий матеріал, який вмержає в дно льодовика на шляху його переміщення. У льодовиках материкового типу немає умов для нагромадження поверхневих морен, тому в них виділяють внутрішню і донну морени.

Після танення льодовика, який протягом тривалого часу перебував у стаціонарному стані, біля його переднього краю нагромаджується так звана **крайова (кінцева) морена**. Найчастіше це вали з уламкового матеріалу з крутими схилами збоку льодовика й пологими вниз по долині. Вали мають дугоподібну форму і їхнє місцезнаходження дає змогу фіксувати кінцеві точки руху льодовиків (зокрема льодовиків минулого).

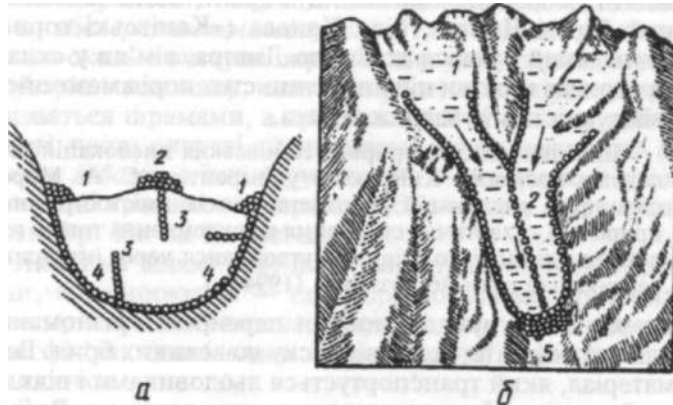


Рис. 24. Схема розташування морен у поперечному перерізі льодовика (а) і в плані (б): морени: 1 - бічна; 2 - серединна; 3 - внутрішня; 4 - донна; 5 - кінцева

Основна морена є нагромадженням усього уламкового матеріалу, що переносять льодовики, який більш-менш рівномірно відкладається на поверхні льодовикового ложа. На думку деяких дослідників, така морена утворюється при швидкому відступанні льодовика і характерна для материкових зледенінь. Крайова і основна морени — це морени відкладені. З основною мореною деколи пов'язують утворення таких специфічних форм льодовикового рельєфу, як **друмлини** — продовгуваті овальні горби завдовжки від кількох сотень метрів до 10... 15 км, завширшки 100...200 м і заввишки 5...30 м. Осі друмлінів орієнтовані за напрямком руху льодовика. Будова їхня різна: деякі цілком складені моренним матеріалом, інші мають ядро із корінної скельної породи, покриті мореною. Області широкого розвитку друмлінів відомі в Естонії, Латвії, Швеції, Новгородській області Росії, в Канаді.

Взагалі ж **морени**, або **льодовикові відклади**, суттєво відрізняються від інших генетичних типів континентальних осадків. Складені вони сумішшю уламків гірських порід різної розмірності: тонкі глини, суглинки, глинисті піски, гравій, галька, валуни. Часто трапляються **моренна глина** і **валунні суглинки** (тобто суглинки із включенням валунів). Характерними ознаками морен є відсутність відсортованості уламкового матеріалу за розмірами, відсутність верствуватості та неоднорідність складу.

Особливий тип осадків — так звані **флювіогляціальні**, або **водно-льодовикові відклади**, які формуються внаслідок перемивання донної і кінцевої морен талими водами, що витікають з-під льодовика. Флювіогляціальні відклади нагромаджуються поблизу переднього краю льодовика та відрізняються від морен відсортованістю уламкового матеріалу — безпосередньо біля льодовика відкладаються грубоуламкові породи, далі — піщані і, нарешті, глинисті. Для описуваних осадків, як і для річкових, характерна верствуватість. Вони утворюють такі форми рельєфу, як ози, ками і зандри (рис. 25).

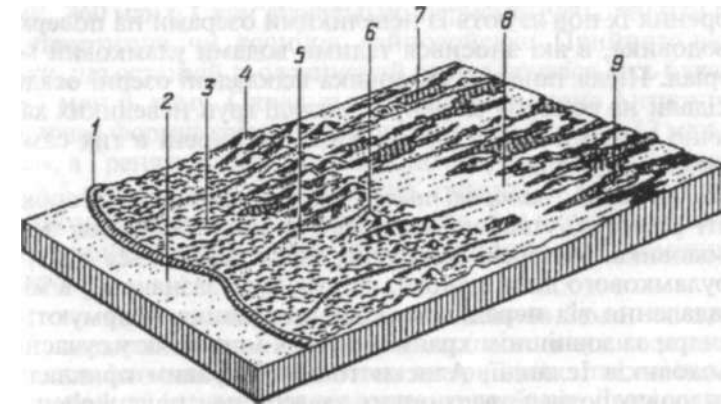


Рис. 25. Схема співвідношення льодовикових і воднольодовикових форм рельєфу: 1 — кінцево-моренне пасмо; 2 — зандрова рівнина; 3 — горбиста моренна рівнина; 4 — друмлини; 5 — ози; 6 — ками; 7 — озера льодовикового виорювання; 8 — еродована льодовиком корінна порода; 9 — баранячі лоби і кучеряві скелі

Ози — це довгі вузькі гряди, або вали, подібні до дорожчих насипів, витягнуті за напрямком руху льодовика та складені верствуватим піщаним і гравійно-гальчним матеріа-

лом. Тягнуться вони в одних випадках прямолінійно, в інших — звивисто, інколи на десятки кілометрів, і досягають у висоту 15...50 м при ширині біля основи 50... 150 м.

Походження озів пояснюють дві гіпотези: руслова і дельтова. Згідно з першою, вони відкладались у руслах надльодовикових та внутрішньольодовикових потоків (як річковий алювій) і після танення льодовика накладалися на основну морену. Друга гіпотеза пов'язує формування озів з виходом із-під льодовика потужного потоку, який біля краю льодовика формував дельту. Під час відступання льодовика дельтові наноси зміщувались за ним, нарощуючи раніше сформовані осадки і формуючи таким чином гряду озів. Можливо, утворення різних видів озів проходило по-різному, згідно з викладеними поглядами. Ози поширені в районах четвертинного зледеніння, у сучасних льодовиків вони невідомі. Типові озіві гряди є в Житомирській області, в Білорусі, країнах Балтії.

Ками — округлі горби, часто із плоскими вершинами заввишки 10... 12 м, складені пісками, супісками, глинами з домішками грубоуламкової морени з горизонтальною та діагональною (косою) верстуватістю озерного типу. Утворення їх пов'язують із невеликими озерами на поверхні льодовика, в які зносилися талими водами уламковий матеріал. Після танення льодовика відкладені озерні осадки осідали на основну морену у вигляді груп невеликих хаотично розташованих горбів. Ками поширені в тих самих районах, що й ози.

Зандри, або зандрові поля, — це слабкохвилясті, горбкуваті рівнини, утворені конусами виносу талих вод з-під льодовика. Матеріал зандрових полів змінюється від грубоуламкового до піщаного, як уже було зазначено, в міру віддалення від переднього краю льодовика. Формуються зандри за зовнішнім краєм кінцевих морен, як у сучасних льодовиків Ісландії, Аляски тощо. Яскравим прикладом зандрових полів четвертинного зледеніння є піщані рівнини українського та білоруського Полісся.

В озерах, що розміщувалися перед переднім краєм льодовика, проходило нагромадження так званих *стрічкових глин*, для яких характерним є ритмічне чергування тонких (1...2 мм) піщаних і глинистих проверстків. У весняно-літній період під час інтенсивного танення льодовика з талими водами в озера надходило багато піщаного матеріалу, який відкладався у вигляді тонкого проверстка, в зи-

мові сезони осаджувався мулистий матеріал. Отже, за кількістю річних стрічок у таких розрізах можна оцінити вік прильодовикових озер, а звідси — швидкість відступання льодовика. Вперше це зробив шведський вчений Де-Геер, визначивши, що швидкість відступання льодовика в Швеції становила 225 м/рік.

8.3.

Причини зледеніння

Льодовикові періоди на Землі, які супроводжувалися покриттям великих територій материків наземним зледенінням, відбувалися неодноразово і навіть з певною періодичністю.

Свідками наземних зледеніння минулого є знахідки на різних материках викопних, сильно ущільнених, місцями метаморфізованих морен — *мулімів*. Чітко виділяються, наприклад, такі найбільші зледеніння, як вендське (660...680 млн р. тому), пізньоордовицько-силурійське (410...460 млн р.), кам'яновугільно-пермське (240...340 млн р.) і четвертинне, чи, точніше, кайнозойське. Прийнято вважати, що останній льодовиковий період почався десь близько 2 млн р. тому. Однак льодовиковий покрив Антарктиди почав формуватися ще в міоцені, тобто близько 13 млн р. тому, а Гренландський льодовик почав утворюватися близько 3,5 млн р. тому. Отже, можна, очевидно, говорити про кайнозойський льодовиковий період, пік якого припав на плейстоцен, коли зледеніння поширилось у помірних широтах.

Причини періодичних похолодань на Землі, які призводили до наземних зледеніння, до цього часу дискутуються. Існує ціла низка гіпотез, автори яких з тих чи інших позицій намагаються вирішити цю проблему. Деякі дослідники під час пошуку причин беруть за основу астрономічні чинники, інші — геологічні.

- Відома гіпотеза К. Міланковича ґрунтується на тому, що зміни клімату, розподіл тепла на земній поверхні залежать від періодичних змін параметрів земної орбіти:
- зміни ексцентриситету земної орбіти;
- зміни кута нахилу земної осі до площини екліптики;
- прецесійного руху Землі.

Ексцентриситет земної орбіти — це відстань між центром еліпса (орбіти) та його фокусом, в якому розташовується Сонце. Змінення цієї величини відбувається регулярно один раз на 90 800 років. Кут нахилу між віссю Землі і площиною її орбіти змінюється з періодом 40 000 років. Період зміни прецесії рівнодення приблизно дорівнює 21 000 років.

Наслідками наведених процесів є періодичні зниження чи підвищення середньорічних температур на певних ділянках земної поверхні. У разі зниження середньорічних температур за достатньої кількості атмосферних опадів у певних регіонах можуть утворюватись льодовики.

К. Міланкович побудував криву, на якій виділяються чотири температурних мінімуми, з якими він та його послідовники пов'язують останні четвертинні зледеніння. Слід зазначити, що в 1976 р. американські дослідники Д. Хейс, Д. Імбрі та Н. Шеклтон опублікували роботу, в якій на підставі вивчення колонок глибоководних морських осадків четвертинного віку підтвердили існування циклів з періодичністю 21 000, 41 000 і 100 000 років.

Отже, астрономічна гіпотеза цілком задовільно пояснює періодичність льодовиків та міжльодовикових епох під час останнього великого зледеніння планети, однак вона не дає відповіді на головне запитання — чим саме спричинялися великі наземні зледеніння?

- Серед причин геологічного характеру називають зміну вмісту вуглекислоти в атмосфері. Вважають, що зростання вмісту вуглекислоти у атмосфері вдвоє має спричинити підвищення середньорічних температур вдвоє, на 7...8 °С, і навпаки.

Найбільші льодовикові періоди на Землі починалися після епох потужного гороутворення: байкальського, каледонського, герцинського, альпійського. Процеси гороутворення, як відомо, супроводжуються інтенсивним наземним і підводним вулканізмом, під час якого в атмосферу викидається велика кількість вуглекислого газу. Зростання вмісту вуглекислоти в атмосфері спричиняє підвищення температури і сприяє бурхливому розвитку рослинності, який призводить до поступового зменшення вмісту CO₂ і похолодання, що, в свою чергу, за відповідних умов, сприяє виникненню зледенінь.

- Заслугове на увагу і гіпотеза, яка пов'язує зміну клімату з тектонічними процесами. Наслідком кожної з епох гороутворення є виникнення гірських систем, загальні підняття суходолу, збільшення площі материків внаслідок регресії моря. Наприклад, протягом неогену—антропоге-

ну середня висота суходолу зросла на 500 м. Водночас відомо, що на кожні 100 м збільшення висоти температури знижується на 0,6 °С, тобто загальне підвищення суходолу на 500 м мало призвести до охолодження земної поверхні на 3 °С. Крім того, виникнення молодих гірських хребтів, які підіймаються вище снігової лінії, призводить до утворення в їхніх межах льодовиків гірського типу, що також сприяє загальному охолодженню.

- Ще одна гіпотеза ґрунтується на основних положеннях тектоніки літосферних плит. Суть її зводиться до того, що, переміщуючись разом із літосферними плитами, материка час від часу потрапляли у високі широти і за інших сприятливих умов могли покриватись льодовими панцирями. Відомий англійський дослідник Б. Джон навіть висловлює думку (1982 р.) "...чи не варто розглядати зледеніння як нормальний і постійний стан планети Земля, хоча льодовикові періоди проявлялись на материках лише в тих випадках, коли під час глобальних перемішень ці материка перетинали області високих широт?" У цій самій цитованій праці Б. Джон із співавторами розвивають ідею російського вченого Г. Ф. Лунгерсгаузена про те, що епохи великих зледенінь періодично повторювались через 150 млн років. Цій схемі добре відповідають кайнозойське, пермсько-кам'яновугільне, пізньоордовіцьке та вендське зледеніння. Відсутність зледеніння в юрському періоді (яке, за схемою, мало б там відбуватися) пояснюється тим, що у високих широтах не було значних масивів суходолу, на яких могли б сформуватися материкові льодові покриви. Причини такої періодичності залишаються невиявленими.

Очевидно, складні процеси формування клімату планети і пов'язані з ними великі материкові зледеніння слід розглядати як наслідки взаємодії цілої низки космічних і геологічних чинників.

Контрольні запитання й завдання

1. Охарактеризуйте умови утворення льодовиків.
2. Як відбувається рух льодовиків?
3. Назвіть характерні особливості різних типів льодовиків.
4. У чому полягає руйнівна дія льодовиків?
5. Що таке морена і які різновиди морен Ви знаєте?
6. Які форми рельєфу утворюються внаслідок геологічної діяльності льодовиків?
7. Чим відрізняються власне льодовикові від водно-льодовикових відкладів?
8. Проаналізуйте гіпотези материкових зледенінь.

Глава 9
ГЕОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ В ОЗЕРАХ І БОЛОТАХ

9.1.
Озера й озерні відклади

Озерами називають водойми на поверхні материків, які не мають безпосереднього зв'язку з морями і океанами. В цілому їхня діяльність подібна до геологічної роботи морів, однак набагато менша за масштабами. Озера охоплюють площу близько 2,7 млн км², або 1,8 % земної поверхні. За розміром вони дуже різноманітні — від невеличких (до 1 км²) до гігантських, площа яких становить десятки тисяч квадратних кілометрів (наприклад, Вікторія в Африці, Верхнє у Америці тощо). Найбільші озера світу, площею в сотні тисяч квадратних кілометрів, подібні за солевим складом та режимом до внутрішніх морів, вважають морями (Каспійське, Аральське). Так само коливається в широких межах і глибина озер — у середньому вона становить десятки і сотні метрів, однак може змінюватися від десятків сантиметрів (оз. Ельтон — 0,8 м) до 1 741 м (оз. Байкал). В озерах нагромаджується велика кількість осадків, які мають практичне застосування, крім того, вивчення озерних відкладів дає цінний матеріал для реконструкції континентальних обстановок у давні геологічні епохи. Галузь фізичної географії, що вивчає озера, називається *озерознавством*, або *лімнологією* (від грец. *літпе* — озеро).

Класифікація озер Озера класифікують за їхнім походженням (генезисом), гідрологічним «режимом, солоністю (мінералізацією) та хімічним складом вод.

• За **генетичною класифікацією Б. Б. Богословського**, виділяють такі групи і типи озерних котловин (табл. 6).

Озерні котловини тектонічного походження утворюються внаслідок опускання по розломах окремих ділянок земної кори. Це озера, розташовані у грабенах або рифтах. Типові приклади — озеро Байкал, Телецьке озеро на Алтаї, озера Східної Африки, приурочені до зони східноафриканських рифтів (Ньяса, Танганьїка, Рудольф, Ківу), Мертве море в Передній Азії.

Таблиця 6. Генетична класифікація озерних котловин

Категорія	Група	Тип
Ендогенна	Тектоногенна	Грабенний (рифтовий), синклінальний
	Вулканогенна	Кратерний, кальдерний, фумарольно-гейзерний, лавово-запрудний, лахаро-запрудний
	Сейсмогенна	Провальний, обвальо-запрудний
Екзогенна	Гравітаційна	Провально-гравітаційний, провально-карстовий, провально-суфозійний, обвальо-запрудний
	Ерозійна (річкова)	Русловий, заплашний (старичний), дельтовий
	Еоловогенна	Дефляційний
	Гляціогенна	Екзараційний, каровий, термокарстовий, гляціально-запрудний
	Таласогенна (морська)	Приморський, реліктово-морський
	Біогенна	Атоловий, біогенно-запрудний
	Метеоритна (астроблемна)	Ударний, вибуховий

Озерні котловини вулканічного походження — це кратери згаслих вулканів, кальдери. Тривало існуючі озера в кратерах вулканів називають ще *маарами*, які відомі у Німеччині поблизу Штутгарта. Вулканічні озера поширені на Камчатці, Курильських островах, в Ісландії, тобто в таких місцях, де багато вулканічних утворень. До них слід віднести озера, що утворюються внаслідок підпрудження річок лавовими потоками (*лавово-запрудні озера*), такі як оз. Севан у Вірменії.

Через підпрудження річок вулканічними грязевими потоками (лахарами) виникають *лахаро-запрудні озера*.

На схилах вулканів часто утворюються невеликі запа-

дини, пов'язані з викидами газів, пари води, гарячої води — **фумарольні та гейзерні котловини**.

Дуже поширені, особливо у північних районах (Карелія, Фінляндія, Кольський півострів) **озера льодовикового походження**. Вони сформувалися після відступу з цих територій останнього льодовика. Вони трапляються також у гірських районах, де розташовуються в карах.

Заплавні і дельтові озера — відокремлені від основного русла річки стариці, або окремі рукави річки в дельті, які втратили зв'язок з морем.

Карстові і термокарстові озера утворюються або на поверхні розчинних порід — вапняків, гіпсів, солей — у вигляді карстових лійок, або в районах поширення багатого мерзлоти, внаслідок танення льоду. Прикладами карстових озер в Україні є окремі озера з групи Шацьких (Світязь, Пулемецьке, Люцимир), а також озера Північної Америки (Мічіган, Гурон, Ері, Онтаріо).

Озера обвального походження утворюються в гірських місцевостях через запрудження річкової долини обвалами. Наприклад, величезне Сарезьке озеро на р. Мургаб (Памір) утворилося внаслідок обвалу, спричиненого землетрусом.

Взагалі підпрудження водних потоків може здійснюватися і зсувами, і льодовиковими моренами, і (як уже було зазначено) лавовими потоками, і штучно. У таких випадках, очевидно, йдеться про **озера запрудні**.

Озерні котловини морського походження виникають унаслідок відділення від моря лагун або лиманів, хоча звичайно такі водойми розглядають як частини морських акваторій, чи приустьєвих ділянок річок. Озером реліктово-морського типу є оз. Балатон, утворене на місці давнього моря.

Еолові котловини утворюються в пониженнях між дюнами, які затоплюються морськими чи річковими водами. Відомі на морських узбережжях, у дельтах річок (Волги, Дунаю).

Ціла низка озер мають змішане походження, тобто утворюються в результаті спільної дії кількох чинників. Наприклад, у формуванні таких великих озер, як Онезьке і Ладозьке, велику роль відіграли як тектонічні причини, так і діяльність материкових зледенів.

Вода, яка заповнює озерні котловини, має переважно атмосферне або річкове походження; відомі також озера, які живляться підземними водами. Окремою групою є так

звані **реліктові озера**, тобто ті, що залишилися на місці колишніх морських басейнів (Каспійське, Аральське, Балатон тощо).

- Гідрологічний режим озер пов'язаний із кліматичними особливостями території, на якій вони розташовані. Так, **безстічні озера** найчастіше розташовані в районах з сухим (аридним) кліматом. Живляться вони річками, а витрата води відбувається лише за рахунок випаровування. Такими озерами є Аральське, Балхаш, Іссик-Куль тощо. **Проточні озера** поширені переважно в районах із зволженим (гумідним) кліматом. Типовим є оз. Байкал, в яке впадають такі великі річки, як Селенга, Баргузин, а витікає Ангара.

О Кліматичні умови і характер живлення озер впливають на ступінь мінералізації їхньої води. У гумідному кліматі озера, які мають атмосферне, річкове чи льодовикове живлення, звичайно **прісні**, тобто вміст солей у воді становить до 5 г/л. В аридному кліматі внаслідок інтенсивного випаровування утворюються **солонуваті** (5...25 г/л) і **солоні** (25...45 г/л) озера, або навіть **розсоли**, якщо концентрація досягає сотень грамів на літр (до 310 г/л у Мертвому морі).

- За складом розчинених солей** мінералізовані озера поділяються на хлоридні, сульфатні і карбонатні.

Геодинаміка озер

Геологічна діяльність озер, як і морів, виявляється в руйнуванні (абразії) берегів, транспортуванні уламкового матеріалу і формуванні озерних відкладів.

Озерна абразія пов'язана, насамперед, з рухом води, спричиненим вітром: чим більша за розміром водойма, тим вищі хвилі та інтенсивніші процеси руйнування берега. У великих озерах (Каспійське, Аральське, Байкал, Онезьке) висота хвиль може досягати 2...3 м.

Процеси абразії добре ілюструються на прикладі штучно створених озер (водосховищ) на Дону, Волзі, Дніпрі. Так, піщані береги Рибінського водосховища за 12 років його експлуатації (в початковий період) було розмито на 40...55 м. Аналогічні явища спостерігались і на Цимлянському водосховищі, де за 5 років береги було зрізано хвилями в середньому на 50 м, а в окремих місцях — на 100...120 м. У невеликих озерах із стабільним рівнем процеси абразії мінімальні. Крім того, вони стримуються рослинністю, що покриває береги озер.

Продукти руйнування озерних берегів, а також матеріал, який приносять річки, в озерах сортується за розміром уламків, розносяться хвилями, рідше течіями і, змішуючись з органічними та хемогенними осадами, нагромаджуються на дні. Як і у флювіогляціальних осадах, у піщано-глинистих нагромадженнях часто спостерігається стрічкова верстуватість, зумовлена сезонними змінами складу осадків і спокійними умовами осадження. У помірному та холодному кліматі піщані проверстки пов'язані з весняним та літнім відкладенням, коли в озера талими та дощовими водами зноситься велика кількість уламкового матеріалу. В тропічних озерах такі проверстки формуються в період дощів. Тонкий глинистий матеріал відкладається в помірних широтах взимку, в тропіках і субтропіках — у посушливі періоди року. В засолених озерах можна спостерігати чергування соляних і глинистих проверсток. Кожну таку пару шарів називають річними і підрахунок їх дає змогу визначити тривалість осадконакопичення в даному озері. Крім цього, восени, коли відмирає рослинна маса, формуються фітогенні шари, збагачені на органічні рештки, що надає їм чорного забарвлення.

В озерах відкладаються всі генетичні типи осадків: уламкові (теригенні), органічні та хемогенні.

Уламкові породи формуються переважно в проточних озерах, де велику кількість матеріалу приносять річки. В прибережній частині поблизу гирла річок відкладаються грубоуламкові породи (галька, пісок), а тонкий глинистий матеріал розноситься по всьому озеру, формуючи верстуваті мули (рис. 26).

Російський академік М. М. Страхов, що вивчав закономірності нагромадження осадків у сучасних водоймах, зазначає, що, наприклад, у оз. Байкал грубоуламковий матеріал (валуни, галечник, гравій, пісок) трапляється до глибини 100 м і лише на ділянках, що прилягають до дельти р. Селенги та деяких інших рік, що впадають в озеро, галька й пісок опускаються на більші глибини. Нижче поширені алевритові та пелітові мули. В інших великих озерах мулісті осадки відкладаються ще на менших глибинах — у Каспійському — з глибини 15...20 м, в Аральському — з глибини 5... 10, Балхаші — 3,3 м. Слід зазначити, однак, що наведена схема відкладання осадків характерна лише для великих озер, у малих та мілководних озерах уламковий матеріал осідає на дно майже без сортування.

З **органогенних утворень озер** найвідоміші **діатомові та сапропелеві мули**, рідше трапляються прошарки вапняків-черепашників. Діатомові мули утворюються із скупчень кремнистих панцирів одноклітинних діатомових водоростей, які під час діагенезу перетворюються на **діатомит** — пористу, пухку породу білого, сірого чи кремового кольору з малою густиною. Діатоміти дуже поширені в озерах Карелії та Кольського півострова, відомі також як осадки давніх озер у Тюменській області Росії. Використовуються як добрий будівельний матеріал, мають тепло- та звукоізоляційні властивості.

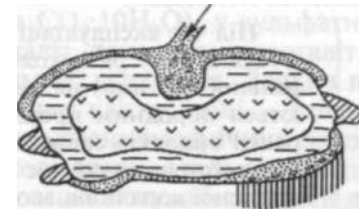


Рис. 26. Схема розподілу осадків у озері:

1 — галька, піски; 2 — глинисті, вапняки та інші мули; 3 — органічно-детритові (рослинні) мули; 4 — тонкі органічні (діатомові) мули; 5 — крутий берег; стрілкою показано надходження в озеро вод річки

Рештки водоростей, фітота зоопланктону, відкладаючись на дні слабопроточних озер разом із алевритовими та глинистими частинками, перетворюються за допомогою анаеробних бактерій на студнеподібну оливково-буру, жирну на дотик масу — **сапропелевий мул**, чи просто **сапропель**. Органічної речовини у сапропелях міститься 50...70 %. Формування їх відбувається у відновному середовищі під час заболочування озера. Вони можуть перекриватися шаром торфу і перетворюватись на **сапроколи** — породи чорно-коричневого кольору, щільні, легкі з раковистим зломом. Потужність сапропелів на дні озер вимірюється найчастіше метрами, лише зрідка досягаючи 30...40 м. Сучасні сапропелеві відклади поширені в озерах областей недавнього зледеніння, зокрема в Ленінградській області Росії, Підмосков'ї, Білорусі, країнах Балтії, в українському Поліссі. Сапропелі є цінними корисними копалинами: їх можна використовувати як лікувальні грязі (Сакське озеро в Криму), як добавку до кормів для відгодівлі худоби, для підживлювання рекультивованих кислих ґрунтів відпрацьованих торфовищ; через суху перегонку з них дістають світільний газ, бензин, вазелін, парафін тощо. Процеси подальшого ущільнення перетворюють сапропель на різновид вугілля — **сапропеліт**.

Сапропеліти, чи сапропелеве вугілля, характеризуються високим виходом летких компонентів, значним вмістом водню і є високоякісною сировиною для перегонки та хімічної переробки. Їх знайдено, зокрема, у Львівсько-Волинському басейні, де налічують близько трьох десятків пачок і лінз сапропелітів. У басейні сапропеліти супроводжують всі пласти гумусового вугілля, перешаровуючись з ними, в окремих випадках утворюють самостійні промислові поклади.

Під час експлуатації родовищ сапропеліти видобуваються в тому разі, коли зольність їх (тобто вміст мінеральної частини) не перевищує 30 % і вони не відділяються породним прошарком від гумусового вугілля. У решті випадків сапропелеве вугілля залишається в надрах, тобто на даний час існує певна недооцінка цієї цінної корисної копалини, асортимент хімічних продуктів з якої становить майже 60 назв (пластмаси, хімічне волокно, синтетичні мийні засоби, бензол, толуол, ацетилен тощо). Високозольні різновиди сапропелітів називають *горючими сланцями*. Вони загоряються в тонких пластинках чи шматочках від сірника і виділяють при горінні запах паленої гуми. Саме органічна частка горючих сланців може бути також гумусово-сапропелевою і містити вуглецю 56...82 %, водню 5.8...11,5, азоту до 5, сірки 1,5...9, а також кисню до 9 %. Горючі сланці вирізняються доброю верствуватістю і утворюють цілі родовища на площі в сотні і тисячі квадратних кілометрів. Використовують їх як низькосортне паливо та як сировину для видобування продуктів сухої перегонки. Значні поклади відомі у Ленінградській області Росії, в Естонії. В Україні горючі сланці виявлено на півночі Кіровоградської області, на півдні Черкаської, в Карпатах. Менілітові сланці Карпат, які залягають у флішовій зоні, — величезний резерв енергетичної і хімічної сировини. Запаси їх вимірюються сотнями мільярдів тонн, добувати з них можна генераторний газ, бензин, гас, кам'яне литво — карпаліт, смолу, асфальтобетон тощо.

Характер **хемогенних озерних відкладів** здебільшого визначається кліматичною зональністю.

У прісноводних озерах гумідних областей річкові води часто приносять в озера велику кількість колоїдних продуктів вивітрювання і ґрунтоутворення (гідроксиди заліза, марганцю, алюмінію). Так утворюються бобові (оолітові) залізні руди та марганцеві руди в помірному поясі, бокси-

ти — в тропічному й субтропічному поясах. Із глинистих мулів, збагачених карбонатами, під час діагенезу утворюються прошарки мертелів.

В аридній зоні серед озерних відкладів переважають мінеральні солі. Склад і кількість таких соляних накопичень визначаються складом озерної води (ропи) та інтенсивністю випаровування. За складом ропи солоні озера поділяють на карбонатні, або содові, сульфатні і хлоридні. В карбонатних озерах можуть осаджуватися галіт, мірабіліт, тенардит, сода $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, у сульфатних — гіпс, галіт, мірабіліт, карналіт, тенардит, гідрогаліт, у хлоридних — гіпс, галіт, сильвін, гідрогаліт. Деякі з перелічених мінералів осаджуються влітку, інші — взимку. Озерами з інтенсивним нагромадженням хімічних осадків вважають озера кулундинського степу, озера Прикаспію — Ельтон і Баскунчак. В останніх потужність солей досягає сотень метрів.

У деяких озерах вулканічного типу відомі поклади самородної сірки, гейзериту, боратів.

Тривалість життя озер за геологічними мірками невелика. Багато з них, заповнюючись осадками, поступово заростають рослинністю і перетворюються на болота (рис. 27).

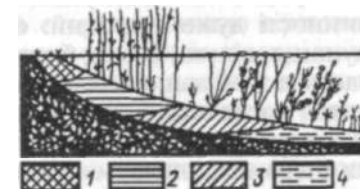


Рис. 27. Схема заростання озера й утворення торфу:
1 — осоковий торф; 2 — тростиниловий і очеретовий торф; 3 — сапропелевий торф; 4 — сапропеліт

9.2. Геологічна роль боліт

Болотами називають надмірно зволожені ділянки земної поверхні, покриті болотною рослинністю, на яких відбуваються процеси торфоутворення. Утворюються вони на місці озер, у заплавах річок, на приморських низовинах, у лугових і лісових западинах. Сприятливими для формування боліт є зони зі зволеним кліматом, де створюються умови для перезволоження ґрунтового покриву, де високе стояння ґрунтових вод і розвинута рослинність. Загальна площа боліт на планеті за деякими оцінками становить 175 млн га. Залежно від місця і умов утворення, а

також за характером живлення виділяють болота верхові, низинні, приморські.

Верхові болота розташовуються на вододілах, річкових терасах, пологих схилах і живляться переважно атмосферними осадками, бідними на мінеральні солі. Через це у верхових болотах розвивається оліготрофна рослинність, невимоглива до вмісту поживних речовин. Серед рослин переважають білі сфагнові мохи, поширені також пушиця, росянка, багульник, вереск, карликова береза, журавлина тощо. Заростання верхових боліт сфагновим мохом відбувається з центральної частини до периферії, тому такі болота мають опуклу поверхню.

Низинні болота утворюються в пониженнях рельєфу, часто на місці озер, і живляться, крім атмосферних, підземними та річковими водами, багатими на мінеральні речовини. Це зумовлює поширення в них евтрофної рослинності, вимогливої до умов живлення. Комплекс такої рослинності дуже широкий: очерет, осока, тростина, хвощ, пушиця, вільха, сосна, береза тощо. Заростання озер відбувається здебільшого від берегів до середини. Озерне мілководдя заселяється рослинністю, яка, відмираючи, нагромаджується на дні, утворюючи торфовища. Обмілілі ділянки озера захоплюються новими угрупованнями рослин, які в такий спосіб пересуваються до центральної частини озера. Змикання зон заростання перетворює озеро власне на болото. Поверхня низинних боліт плоска або ввігнута.

На заплавах та в дельтах великих річок часто формуються заболочені ділянки, порослі вологолюбивою трав'янистою рослинністю (очерет, тростина тощо), — *плавні*. У плавнях скупчення відмерлих рослин утворюють цілі плавучі острови, які проростають новими поколіннями рослин. Плавні відомі в пониззях річок Дніпра, Дону, Дунаю, Кубані.

Приморські болота розташовуються на морських узбережжях з вологим кліматом. Особливістю їх є значна обводненість, рослинність переважно деревна. В тропіках, наприклад, дуже поширені мангрові ліси, які розвиваються в зоні припливів на мулистому ґрунті. Корені цих дерев виступають із води, а між ними нагромаджуються рослинні рештки, розклад яких призводить до утворення чорного намулу, збагаченого сірководнем. Такі болотні ліси відомі на узбережжях південно-східної Азії, в Океанії, Австралії, на заході Африки.

Прикладом величезних приморських боліт помірних широт, подібних до тих, які колись, у палеозойській ері, дали колосальні за запасами поклади кам'яного вугілля, може бути Велике Дісмальське болото в США, описане у свій час англійським вченим Ч. Лайселем (1797-1875 рр.). Воно розташоване на узбережжі Атлантичного океану, підвищуючись над рівнем моря лише на кілька метрів. Місцевість поступово опускається, внаслідок чого створюються умови для її заболочування. Все болото густо поросле лісом. Ч. Лайсель так пише: "На поверхні цього великого болота лежать без ліку стовбури товстих і високих дерев, тоді як тисячі інших, зламаних вітрами, поховані на різних глибинах у трясавині. Вони нагадують геологу про розкриті положення сигілярій і лепідодендронів, які перетворені на кам'яне вугілля в давніх кам'яновугільних породах". У цьому болоті товщина торфу із перегнилих корінців, листя, гілок і насіння досягає 5 м.

Отже, **геологічна діяльність боліт** зводиться переважно до утворення **торфу**. Останній є органічною гірською породою, складеною з решток рослинних організмів, напіврозкладених в умовах обмеженого доступу кисню. Рослинами-торфоутворювачами, як уже згадувалось, є різноманітні мохи, хвощі, очерет, пушиця, осока, кущі журавлини, вереску, підбілу, а також дерева — сосна, ялина, модрина, береза, вільха тощо. Нагромаджуючись на дні боліт і перекриваючись осадками, вони повільно розкладаються за допомогою мікроорганізмів. Продукти розкладу збагачуються вуглецем, утворюються гумінові кислоти. Такий процес називається **гуміфікацією** і наслідком його є утворення коричневого, бурого чи чорного торфу. Вміст мінеральної частини у торфі коливається в широких межах: від 0,5 до 50 %. Торфи низинних боліт характеризуються підвищеною зольністю (6... 18 %), верхових боліт — пониженою (2... 4 %).

Розрізняють торфи за рослинністю, що їх складає: моховий, тростиновий, осоковий, деревний тощо. Потужність торфовищ може досягати десятків метрів. Основна маса торфу, що добувається, спалюється на теплоелектростанціях. Крім того, торф використовують як ізоляційний матеріал, як добриво у сільському господарстві, а також у хімічній промисловості (можна отримувати понад 80 різних речовин, у тому числі: аміак, оцтову кислоту, дьоготь, воски, парафіни, антисептики тощо), в медицині. В Україні налічують понад 2500 родовищ торфу, здебільшого невеликих. Концентруються вони переважно в північних об-

ластях республіки: Волинській, Львівській, Рівненській, Київській, Чернігівській.

У разі занурення торфовищ на великі глибини в умовах підвищених тисків і температур починаються процеси **вуглефікації**, які спричиняють перетворення торфу спочатку на буре вугілля, потім — на кам'яне і, нарешті, на антрацити. Зміни супроводжуються поступовим зростанням вмісту вуглецю та зменшенням водню та кисню. Так, якщо в торфі вуглецю міститься до 60 %, то в бурому вугіллі вміст його вже 70, в кам'яному — 80...90, а в антрациті — 96 %. Відповідно знижується вміст водню у торфі від 6 до 2 % в антрациті, кисню — від 34 до 2 %. При цьому більш ніж у 2 рази зростає питома теплота згоряння (від 2500...4200 ккал/кг у торфу до 7800...8350 ккал/кг у антрацитів). В останні роки серед геологів-вугільників утверджується уявлення про вуглефікацію як про достатньо низькотемпературний процес. Так, торф переходить у м'яке землясте буре вугілля при температурах, більших 35 °С, до 90... 100 °С буре вугілля перетворюється на блискучі щільні різновиди, а при температурах понад 90... 100 °С буре вугілля переходить у кам'яне. Формування антрацитів завершується при температурах близько 300 °С.

Вугілля залягає серед осадових порід (найчастіше пісковиків, алевролітів, аргілітів, вапняків) у вигляді пластів, лінз та пропластків потужністю від кількох сантиметрів до десятків метрів. У великих родовищах налічуються десятки і навіть сотні пластів.

За походженням розрізняють *родовища* (чи *басейни*) *вугілля лімнічні*, тобто утворені на місці давніх озер-боліт всередині континентів і складені переважно прісноводними осадами, часто невеликої потужності, і *паралічні* — сформовані в умовах великих заболочених приморських рівнин, які періодично затоплювались морем. Особливістю паралічних басейнів є велика потужність вугленосних відкладів (може вимірюватись багатьма кілометрами) і значна кількість пластів вугілля. Прикладом басейнів першого типу є Кансько-Ачинський (Росія), другого — Донецький (Україна).

У невеликих кількостях у болотах утворюються хемогенні осадки, до яких слід віднести болотні залізні руди і болотне вапно. Перші за складом відповідають сидериту, часто відрізняються горохоподібною текстурою і осаджуються з насичених залізистими сполуками ґрунтових вод.

Унаслідок окиснення переходять у бурий залізняк (*лімоніт*). Разом із болотними залізними рудами трапляються і руди марганцю. При певному температурному режимі із ґрунтових вод, збагачених карбонатом кальцію, осаджується болотне вапно (вапняк).

Інколи в закисному середовищі разом із сидеритом утворюється типовий для боліт мінерал — *вівіаніт* (водний фосфат заліза синього кольору) у вигляді невеликих землястих плям чи лінз. Джерелом фосфору, очевидно, є органічні рештки.

Геологічна роль боліт не обмежується проаналізованими вище процесами. Болота слугують гігантськими природними фільтрами для очищення забруднених промисловими відходами атмосферних вод, торф чудово сорбує такі забруднювачі води, як нафта, гербіциди, пестициди, важкі метали. Крім того, сфагновий торф верхових боліт має унікальну здатність знищувати хвороботворні мікроби у воді.

Контрольні запитання й завдання

1. Що таке озера та як вони класифікуються?
2. У чому полягає руйнівна робота озер?
3. Як формуються уламкові осадки озер?
4. Що Ви знаєте про сапропель, сапропеліти та горючі сланці?
5. В яких умовах відбувається хімічне осадження в озерах?
6. Що таке болота та як вони утворюються?
7. Які типи боліт Ви знаєте?
8. Що таке плавні?
9. Опишіть процеси торфо- та вуглеутворення.
10. У чому різниця між торфом, бурим та кам'яним вугіллям?
11. Чим відрізняються лімнічні родовища вугілля від паралічних?
12. Наведіть приклади хемогенних осадків боліт.

Глава 10

ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ОКЕАНІВ І МОРІВ

10.1.

Рельєф дна океанів і морів

Площа океанів і морів становить 70, 8 % поверхні Землі, або 361 млн км². Разом океани і моря утворюють єдиний Світовий океан, у якому зосереджено 1,4 млрд км³ води.

Вся ця вода перебуває у безперервному русі і, взаємодіючи з гірськими породами дна та берегових зон, здійснює величезну руйнівну та акумулятивну (будівничу) роботу.

Геологічна діяльність океанів і морів залежить від багатьох чинників: рельєфу дна, фізико-хімічних особливостей води, органічного світу, руху води тощо.

У рельєфі дна океанів і морів розрізняють кілька геоморфологічних елементів планетарного масштабу:

- підводна окраїна материків;
- ложе Світового океану;
- глибоководні жолоби;
- серединно-океанічні хребти.

У складі **підводної окраїни материків** виділяють: шельф (материковий, або континентальний), схил і материкове підніжжя (рис. 28).

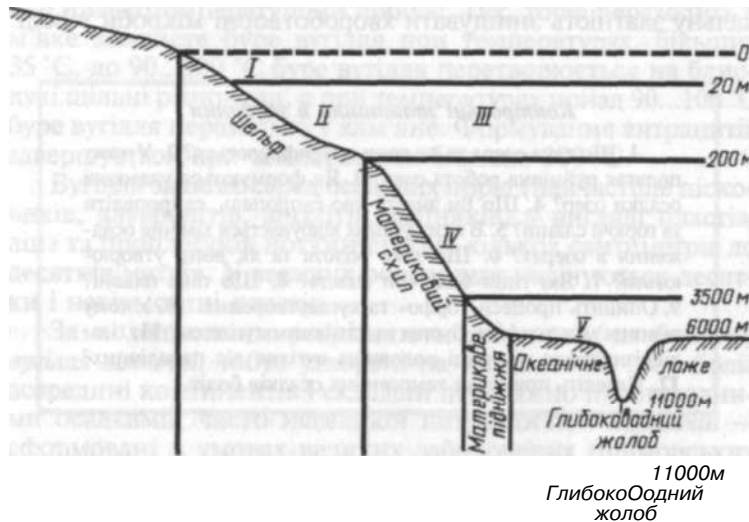


Рис. 28. Схема рельєфу морського дна та відповідні біономічні зони: I—літоральна; II—неритова; III—пелагіальна; IV—батіальна; V—абісальна
Шельф, або **материкова обмлина**, — це прибережна зона океанів і морів з глибинами близько 200 м, що є підводним продовженням материка. Ширина його коливається від кількох до 700...800 км. На відносно вирівняній і нахилений у бік океану поверхні шельфу місцями спостерігаються релікти материкового субаерального рельєфу (підводні продовження річкових долин, затоплені тераси тощо). З боку океану шельф обмежується добре вираженою бровкою.

Материковий (континентальний) схил простягається від бровки шельфу до глибини 2000...2500 м, місцями до 3000 м. Нахил його поверхні становить від 3 до 6...7°, але місцями може досягати 25, навіть 40° і більше. Рельєф його поверхні часто східчастий. Характерною особливістю рельєфу материкового схилу є система перетинаючих його поперечних каньйонів, глибина врізу яких коливається від кількох сотень метрів до 1 км і більше, ширина — до 15 км. Часто вони розташовуються групами. Деякі з каньйонів розташовані на продовженні затоплених річкових долин.

Материкове підніжжя — полого нахилена хвиляста рівнина, яка простягається вглиб до 3500 м і більше та поступово переходить в океанічне ложе. Місцями на материковому підніжжі нагромаджуються потужні товщі відкладів за рахунок винесення матеріалу каламутними потоками й великими підводними зсувами.

Ложе Світового океану розташоване на глибинах 3500...6000 м і виражене переважно плоскими або горбистими рівнинами. В Тихому океані дуже поширені підводні вулканічні гори, які подекуди утворюють цілі ланцюги.

Глибоководні жолоби — це відносно вузькі (близько 100 км по поверхні) асиметричні прогини великої довжини, витягнуті вздовж острівних дуг і молодих гірських утворень по краях континентів. Внутрішні борти жолобів, що прилягають до острівних дуг або материків, круті, а зовнішні, суміжні з ложем океану, пологі. Глибина жолобів становить від 7 000 до 11 000 м. Найглибші з них — Маріанський (11034 м), Курило-Камчатський (10 542 м), Філіппінський (10 265 м).

Серединно-океанічні хребти — своєрідні підводні гірські споруди, які не мають аналогів на суходолі. Вони утворюють єдину планетарну систему загальною довжиною понад 60 000 км.

Уздовж осьової частини хребтів простягаються глибокі **рифтові долини** — великі пониження, обмежені розломами. Ширина рифтових долин коливається від 25 до 50 км, а дно опущене вглиб до 3,5...4 км. Серединно-океанічні хребти розчленовані численними поперечними (трансформними) розломами, по яких окремі частини хребтів зміщені в горизонтальному напрямку на десятки й сотні кілометрів. Найчіткіше серединно-океанічні хребти виражені в Атлантичному і Індійському океанах.

За рельєфом дна всі моря (окраїнні і внутріконтинентальні) поділяють на плоскі й котловинні. В *плоских морях* глибина здебільшого не перевищує глибини шельфу (Північне, Балтійське, Біле, Азовське). Їх називають *епіконтинентальними*, оскільки вони виникли внаслідок опускання суходолу (континентів). *Котловинні моря* глибші (від 2 000 до 4 500 м). У них виділяють такі самі елементи рельєфу, як в океанах (шельф, континентальний схил, глибоководні рівнини). Вони пов'язані з геосинклінальними поясами. До котловинних морів належать Середземне, Чорне, Охотське, Японське, Берінгове та ін.

10.2.

Фізико-хімічні особливості води океанів і морів

У морській воді розчинено різні солі. Загальна *солоність* визначається кількістю розчинених речовин і виражається в проміле, ‰. Середня кількість солей у морській воді становить 35 ‰ тобто в кожному кілограмі морської води міститься в середньому 35 г різних солей. З них майже 78 ‰ — хлориди (NaCl, MgCl, KCl) друге місце посідають сульфати (MgSO₄, CaSO₄, K₂SO₄ тощо), решта (до 1 ‰) припадає на гідрокарбонати та інші сполуки. В морській воді виявлено йод, фтор, бор, силіцій, фосфор, залізо, марганець, цинк, срібло, алюміній, арсен, сурму, літій, цезій, золото та інші елементи. Деякі елементи мають велике біологічне значення. Йод засвоюється водоростями, мідь — молюсками тощо.

В поверхневих шарах океанів і окраїнних шарах морів солоність коливається від 32 до 37 ‰, лише на глибині близько 100 м вона більш-менш постійна (35 ‰). У внутріконтинентальних морях солоність змінюється в більших межах. Це залежить від річкового стоку, який може спричинити суттєве опріснення морських вод, а також від клімату. В зоні сухого й жаркого клімату солоність вод вища (в Червоному морі вона становить 41, а в Перській затоці — до 47 ‰). У Чорному морі, що розташоване у вологішому кліматі, солоність води становить 18...22, в Азовському — 12 ‰.

Крім солей, у морській воді розчинені й гази, з них найбільше значення мають кисень і вуглекислий газ, джерелом їх є атмосфера і вулканічні процеси. В окремих морських басейнах (наприклад, у Чорному морі) з глиби-

ною кількість кисню зменшується і на глибині 150... 170 м й більше переважає сірководень, який утворюється завдяки життєдіяльності бактерій, що відновлюють сульфати морської води.

Температура поверхневих вод океанів і морів залежить від географічної широти (вона знижується від екватора до полюсів), а також від місцевих умов, пов'язаних з теплими течіями. Біля екватора температура на поверхні води становить 25...28°C, а поблизу полюсів зменшується до 2...3°C і навіть нижче нуля (-1,8...-2,0°C). Добові коливання температури сягають глибини 25...30 м, річні — 150 м. На дні океану температура становить близько 0°C, коливаючись від +1 до +3 °C, а в полярних областях опускається до — 1...-2°C.

Тиск і густина. Тиск зростає з глибиною і досягає найбільшого значення в глибоководних жолобах і котловинах Світового океану. Густина змінюється залежно від температури, солоності, тиску води. В середньому вона становить 1,025 г/см³. Найбільша густина спостерігається біля полюсів (до 1,28 г/см³), найменша — біля екватора (до 1,022 г/см³).

10.3.

Органічний світ океанів і морів

В океанах і морях живе велика кількість рослинних (10 тис. видів) і тваринних (160 тис. видів) організмів. Вони беруть участь в утворенні гірських порід, змінюють фізико-географічні умови морського середовища. Більшість організмів живе у водах з нормальною солоністю. Їх називають *стеногалінними організмами* (від грец. stenos — вузький, hals — сіль). Решта може переносити суттєві зміни солоності. Їх називають *евригалінними організмами* (від грец. eugros — широкий, hals — сіль). Великий вплив на розвиток організмів має температура води. Найбільша кількість видів організмів є в тропічних морях, до полюсів вона зменшується до 100 разів. Крім того, розподіл організмів залежить від глибини, руху води, проникнення світла, будови дна та інших чинників.

За умовами життя всі морські організми (рослинні й тваринні) поділяють на три великі групи: *планктон, нектон і бентос*.

Планктон — це організми, які пасивно тримаються на поверхні води і переносяться течіями та хвилями. До них належать форамініфери, радіолярії, птероподи, діатомові водорості.

До **нектону** належать всі активно плаваючі організми (риби, кити, дельфіни та ін.).

Бентос — організми, що живуть на дні морів. Він поділяється на рухомий (організми рухаються по дну) і нерухомий, або прикріплений.

Склад органічного світу суттєво впливає на процеси осадконагромадження в морі, оскільки багато донних організмів має міцний зовнішній скелет з карбонату кальцію (черепашки молюсків, панцирі ракоподібних і голкошкірих тощо). Після їх загибелі скелети нагромаджуються на дні, утворюючи гірські породи. Крім бентосу породотвірними є також планктонні організми — діатомові водорості з кремнистими черепашками, вапнякові водорості, птероподи, корененіжки (глобігерини тощо) з вапняковим скелетом і радіолярії з кремнистим скелетом. За рахунок їх скелетів утворюються кремністі і карбонатні породи.

Породотвірними є також колоніальні організми — корали і деякі водорості, що утворюють **риффи**, або **біогерми** (від грец. *bios* — життя, *germa* — горб), **банки**, або **біостроми** (від грец. *stroma* — підстилка). Вапнякові водорості (літотамнії) трапляються у всіх широтах. Часто вони ростуть по краях коралових рифів, особливо з їх навітряного боку, або на підвищених ділянках шельфу.

Великий вплив на утворення морських осадків справляють бактерії.

Розвиток органічного світу в океанах і морях залежить також від рельєфу дна. Відповідно до цього, а також глибини Світового океану тут виділяють кілька **біономічних зон**: **прибережну**, або **літоральну зону**, яка охоплює частину моря з глибиною від 0 до 20 м;

субліторальну, або **неритову зону**, яка відповідає глибинам від 20 до 200 м (область шельфу);

батіальну зону, що відповідає континентальному схилу і його підніжжю (до глибини 3000...3500 м);

абісальну зону, яка відповідає ложу Світового океану (від 3500 м до максимальних глибин).

Крім названих зон поширення організмів, пов'язаних з певними глибинами океану, виділяють ще так звану **пела-**

гіальну зону, або **зону відкритого моря**, до якої належать приповерхневі товщі води у відкритому морі. Кожна з цих зон характеризується певними фізико-географічними умовами і відповідними їм групами організмів (див. рис. 28).

10.4.

Рух води океанів і морів

Води Світового океану перебувають у постійному русі. Цей рух зумовлений різними причинами: впливом вітру, притяганням Місяця і Сонця, зміною температури і солоності тощо. Всі ці чинники зумовлюють рух морської води у вигляді хвилювання, припливів і відпливів, течій.

Хвилювання виникають на поверхні води під дією вітру і набагато рідше — внаслідок моретрусів (цунамі).

Вітрові хвилі утворюються внаслідок сил тертя між повітряним потоком і поверхнею води. Висота їх залежить від сили вітру, його тривалості та глибини моря. В разі вітру силою 5..6 балів висота хвилі досягає 2,5...3,5 м, у разі 10 балів — до 15 м. Максимальна висота хвиль в океанах звичайно не перевищує 18 м.

Наближаючись до берега, морські хвилі на мілководді захоплюють всю товщу води і завдяки тертю об дно деформуються, потрапляючи на берег у вигляді крутих асиметричних хвиль, які рухаються одна за одною.

Вітрові хвилювання поверхневих шарів води передаються на глибину, поступово і достатньо швидко затухаючи. Навіть у відкритому океані хвилюва зиб помітна лише до глибини 200 м і нечасто — до більшої. В морях ця глибина набагато менша.

У випадку сильних землетрусів з епіцентрами на дні океану, а також великих вивержень вулканів виникають гігантські хвилі — **цунамі**. Швидкість поширення таких хвиль досягає 500...700 км/год, а висота — 20...30 м і більше. Навалюючись на берег, такі хвилі здійснюють велику руйнівну роботу, спричиняють зсуви, призводять до людських жертв.

Припливно-відпливні рухи пов'язані з періодичними коливаннями рівня моря, зумовленими притяганням Місяця і меншою мірою — Сонця. Під їх впливом водна оболонка Землі деформується, набуваючи форми еліпсоїда. За місячну добу, тобто за 24 год 50 хв, спостерігаються два

припливи і два відпливи. Найвищі припливи відповідають умовам, коли Місяць і Сонце розташовані на одній лінії.

На більшій частині узбережжя океанів, навіть в області екватора, припливно-відпливні коливання не перевищують 2 м. На північ і південь від екватора амплітуда коливань рівня зменшується. Якщо хвиля заходить у вузьку затоку або протоку, вона може досягати висоти 8 м і більше. В Чорному морі вона не перевищує перших сантиметрів.

Припливно-відпливні хвилі руйнують береги, переміщують осадки на дні моря.

Морські течії — це переміщення водних мас у горизонтальному напрямку. Це може бути спричинене різними факторами, основними з них є панівні вітри, різниця в температурі й солоності води.

Залежно від чинників, що зумовлюють течії, і конкретної геологічної обстановки, в якій вони існують, течії поділяють на постійні і періодичні, поверхневі й глибинні (придонні) та прибережні, а відносно температури навколишнього середовища — теплі й холодні тощо.

Прикладом поверхневих течій, пов'язаних з постійно віючими вітрами-пасатами, можуть бути *пасатні течії*, що охоплюють великі площі океанів. Однією з них є *екваторіальна течія*, спрямована зі сходу на захід. До них належать також знамениті *теплі течії* Гольфстрім і Куро-Сіво. Швидкість морських течій може досягати 15...20м/хв.

Між морями спостерігаються *компенсаційні течії*, які зумовлені різницею рівнів солоності й густини води. Так, з Чорного моря в Мармурове через неглибоку протоку Босфор по верху тече більш прісна вода, а понизу, з Мармурового в Чорне, — солоніша.

Широко розвинені в морях і океанах так звані *суспензійно-мулисті потоки*. Вони приурочені до підводних каньйонів.

Морські течії відіграють суттєву роль у перенесенні завислого й розчиненого матеріалу, що позначається на процесах нагромадження осадків. Вони суттєво впливають на клімат. Теплі течії переважно рухаються з низьких широт у високі, холодні — навпаки.

10.5.

Руйнівна й акумулятивна робота морів і океанів

Руйнівна робота моря здійснюється під впливом безперервного руху води. Найбільше вона виражена біля крутих берегів, де ударна сила прибою під час сильних штормів може досягати кількох десятків тонн на 1 м² поверхні берегового уступу. Внаслідок численних ударів хвиль у підніжжі берега утворюється заглиблення — *прибийна ніша*, яка поступово занурюється вглиб берега. Згодом частина берега, яка нависає над нішею, обвалюється, хвилі підхоплюють уламки і бомбардують ними новоутворений береговий уступ, руйнуючи його з іще більшою інтенсивністю. В такий спосіб поступово берег відступає вглиб суходолу, а великі уламки порід подрібнюються (рис. 29). Руйнування берегів морськими водами називають **абразією**.

Інтенсивність абразії залежить не тільки від ударної сили хвиль, а й значною мірою від геологічної будови, складу порід і умов їх залягання. Швидше береги руйнуються, якщо верстви залягають вертикально або коли вони похилені від моря в бік суходолу. Тверді й масивні породи руйнуються набагато повільніше, ніж м'які й пухкі або тріщинуваті.

Інтенсивність абразії визначається також фізико-географічним середовищем.

Найінтенсивніше абразія проявляється в помірних гумідних умовах з тривалими і сильними хвилюваннями. В тропіках абразії берегів перешкоджають берегові коралові рифи та мангрові зарості. В Арктиці й Антарктиді абразія слабка, оскільки там не буває сильного хвилювання, та й те гаситься кригою.

Внаслідок абразії, відступання берегового уступу утворюються *абразійні тераси*. За звичайних умов ширина абразійної тераси може досягати 1...2 км. З розширенням її руйнівна діяльність моря зменшується і поступово згасає, оскільки вся ударна сила хвиль витрачається на подолання тертя з її поверхнею. Ця загальна закономірність

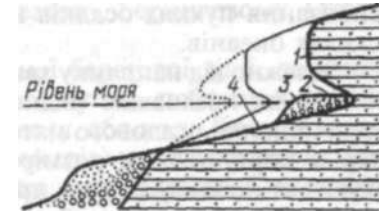


Рис. 29. Схема рельєфу абразійного берега:
/ — береговий обрив; 2 — хвилеприбийна ніша; 3 — акумулятивна тераса; 4 — підводна абразійна тераса

може бути порушена коливними рухами земної кори або кліматичними чинниками. Якщо суходіл опускається або рівень моря піднімається через кліматичні умови, то відбувається *трансгресія* (наступ моря на суходіл) і руйнівному впливу піддаються великі території. Вода зрізає все, що розташоване вище рівня моря, і перетворює на рівнину. В разі підняття суходолу або пониження рівня моря внаслідок кліматичних змін відбувається *регресія* (відступ моря). За цих умов руйнівна робота моря зменшується.

Водночас з руйнівною відбувається і **будівнича (аккумулятивна діяльність) моря**. Морські хвилі не тільки руйнують, а й переносять уламковий матеріал і відкладають його. Особливо інтенсивно ці процеси відбуваються у вузькій прибережній смузі з глибинами до 100... 150 м, рідше — до 200 м, тобто в зоні шельфу. Крім цього, уламковий матеріал переноситься постійними морськими течіями, припливними течіями, плаваючим льодом і донними мулистими потоками, які виникають внаслідок сповзання пухких осадків на стрімких континентальних схилах океанів.

Залежно від напрямку хвиль в береговій зоні може траплятися як поздовжнє (відносно берега), так і поперечне переміщення осадкового матеріалу. Під час останнього матеріал сортується за розміром уламків, більші нагромаджуються поблизу берега, дрібніші — далі від нього. Важливого значення тут набувають також пов'язані з хвилюванням розривні течії, які можуть виносити в бік відкритого моря великі маси піску і мулу. Останні підхоплюються поздовжніми відносно берега течіями і розносяться ними на великі відстані. Переміщення осадків уздовж берега відбувається також у разі, якщо хвилі наближаються до берега під гострим кутом. Під дією косих хвиль прибіжний потік спочатку спрямований до променя хвилі, а потім відхиляється від нього і стікає найбільшим схилом поверхні. Підхоплені й перенесені ним частинки осадка описують траєкторії параболічної форми та переміщуються вздовж берега. Швидкість поздовжнього переміщення наносів залежить від характеру переміщення частинок і від нахилу дна та є найбільшою на піщаних пологих берегах, де чітко виражені поздовжні берегові течії, швидкості яких досягають 3...5 км/год. Найбільші заміряні швидкості переміщення всієї маси гальки в зоні прибою на побережжі Чорного моря досягають 108 м за добу. Масове переміщен-

ня наносів уздовж берега в одному напрямку протягом тривалого часу називають *потоком наносів*.

Смуга берега, трохи нахилена в напрямку до морського басейну і складена пухкими наносами, називається *пляжем*. Він формується під дією прибіжного потоку. Цим пояснюють високу рухомість пляжів, яка набагато перевищує швидкості донних наносів. Пляжі бувають піщані, гравійні, галечникові або черепашкові (складені скупченнями вапнякових черепашок морських тварин). У межах пляжу часто формуються берегові вали, складені піщано-гравійно-галечниковим матеріалом, а в мілководній частині моря утворюються підводні вали, витягнуті паралельно до берега. У міру зростання підводні вали можуть піднятися над рівнем моря і перерости у *бари*, які простягаються вздовж берегів на десятки і сотні кілометрів завширшки до 20...30 км і заввишки до десятків метрів. Утворення барів часто зумовлює формування *лагун* (відокремлених барами зон морських басейнів). Великі бари є в Мексиканській затоці, Беринговому, Охотському та інших морях.

В умовах дуже розчленованої берегової лінії, де хвилі підходять до берега під певним кутом, поблизу виступів або мисів намиваються *вузькі вали*, або *коси*. Коси великої довжини (в десятки і сотні кілометрів) називають *стрілками* (наприклад, Арабатська стрілка, яка відділяє Сиваш від Азовського моря).

Материкові схили не піддаються прямій дії хвиль і геологічна робота моря на них відбивається по-іншому. Наявність досить крутого нахилу поверхні, ускладненої скидовими уступами, котловинами й хребтами та почленованої підводними каньйонами, разом із тонкозернистим і пластичним характером осадків сприяє утворенню тут великих зсувів і суспензійних (мулистих) потоків. Сповзаючи, осадки нагромаджуються в западинах і особливо в підніжжях материкових схилів, утворюють величезні аккумулятивні шлейфи у вигляді плоских, полого нахилених рівнин, прорізаних лише руслами суспензійних потоків.

Суспензійні потоки складаються з насиченої мулом води. Вони формуються на шлейфах, материкових і острівних схилах і зумовлені різними чинниками: каламутними паводковими водами річок і грязевими потоками, штормами, хвилями цунамі, землетрусами і зсувами. З ними пов'язують формування підводних каньйонів на ма-

терикових схилах і підводних долин на ложі океану. Вважають, що швидкість суспензійних потоків може досягати 70...90 км/год, тому вони здійснюють велику ерозійну і переносну роботу. Перенесені суспензійними потоками осадки відкладаються в нижніх частинах каньйонів та на підніжжі материкового схилу, утворюючи великі конуси виносу, складені пісками, алевритами і пелітовими осадками з характерною градаційною верстуватістю (внизу — більші частинки, вгорі — дрібніші). Відклади суспензійних потоків дуже поширені в океанах і називаються **турбідитами**.

Величезні маси осадового матеріалу конусів виносу підводних каньйонів свідчать, що суспензійні потоки справді є одним з найпотужніших чинників переносу осадового матеріалу з менших глибин на більші, тобто діючих в поперечному напрямку відносно берегів океану.

10.6. Типи морських відкладів

У морях і океанах відбувається велика будівнича робота — акумуляція осадків. Процес нагромадження осадків називають **седиментацією** (від лат. *sedimentum* — осідання), або **седиментогенезом**. Про масштаби цієї роботи можна судити на підставі появи багатьох осадових порід земної кори, потужність яких часто досягає 5... 10 км і більше. Встановлено, що в Світовий океан щороку надходить понад 25 млн т мінеральних речовин. Вони приносяться з суходолу річками, льодовиками, вітром у вигляді уламків або в розчиненому стані та осідають у різних частинах дна морських басейнів. Велику роль в осадконагромадженні відіграють відмерлі рештки різних морських організмів (форамініфер, коралів, молюсків тощо) та продукти вулканічних вивержень, зокрема вулканічний попел. Сумарна кількість вулканогенного і біогенного матеріалу — близько 4 млрд т.

За походженням морські осадки поділяють на теригенні (від лат. *terra* — земля); хемогенні; органогенні, або біогенні; вулканогенні; полігенні.

Теригенні осадки — продукти механічного дрібнення гірських порід суходолу, перенесені річками, льодовиками, вітром. Вони також формуються за рахунок руйнівної

роботи моря та вулканічних вивержень. Теригенні осадки представлені уламками різного розміру — від брил, валунів, гальки до глинистих частинок.

Найбільше теригенних осадків відкладається поблизу берега, в зоні шельфу, континентального схилу та його підніжжя. Грубоуламковий матеріал відкладається поблизу берега, а дрібноуламковий і тонкозернистий, як легший, — на більших глибинах (рис. 30). Однак ця закономірність часто порушується різними чинниками (нерівністю підводного рельєфу, течіями, гравітаційними підводними процесами тощо).

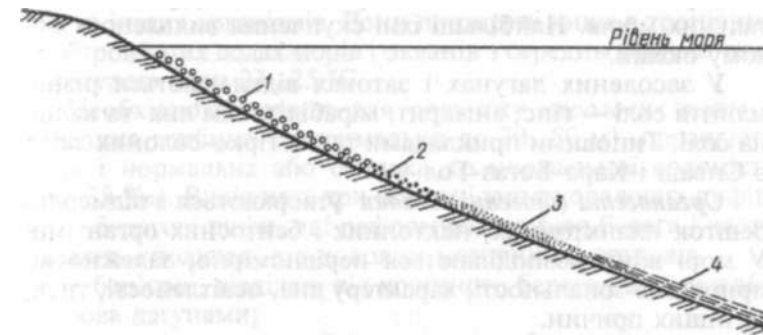


Рис. 30. Схема нагромадження осадків у морі біля плоских берегів: 1 — галька; 2 — пісок грубозернистий; 3 — пісок дрібнозернистий; 4 — мул органогенний

Хемогенні осадки утворюються в різних зонах внаслідок кристалізації солей, розчинених у морській воді. Серед них найпоширенішими є карбонатні осадки, фосфорити, глауконітові осадки і залізо-марганцеві конкреції. До цієї групи належать також осадки лагун і заток, характерні для аридних областей, де відбувається інтенсивне випаровування, і внаслідок цього зростає концентрація солей до повного насичення розчину й випадіння їх в осадок.

Карбонатні осадки випадають у вигляді дрібних кульок (оолітів) або дрібного вапнякового мулу. Оолітові карбонатні осадки утворюються лише в аридних зонах за температури 25...30 °С і на глибині до 20 м, де вода добре нагрівається, а рослинність поглинає вуглекислий газ.

Фосфорити утворюються у вигляді конкрецій у перехідній зоні від шельфу до континентального схилу переважно в умовах підняття глибинних вод, збагачених фосфором.

Глауконітові осадки (піски й мули, збагачені мінералом глауконітом) трапляються в зоні шельфу та верхньої частини континентального схилу на глибинах від 100 до 500... 1000 м (рідше — до 2000 м). Глауконіт утворюється внаслідок підводного вивітрювання і розкладання на дні моря алюмосилікатних частинок, вулканічного скла або випадає в морській воді у вигляді гелю з колоїдних розчинів, принесених з суходолу. Часто в глауконітових пісках є фосфоритові конкреції.

Залізо-марганцеві конкреції утворюються переважно в глибоководних частинах океанів, але трапляються місцями й у глибоких котловинах крайових і внутріконтинентальних морів. Найбільші їхні скупчення виявлено в Тихому океані.

У засолених лагунах і затоках відкладаються різноманітні солі — гіпс, ангідрит, мірабіліт, кам'яна та калійна солі. Типовими прикладами таких гірко-солоних лагун є Сиваш і Кара-Богаз-Гол.

Органогенні (біогенні) осадки утворюються з відмерлих решток планктонних, нектонних і бентосних організмів. У морі вони розподіляються нерівномірно, залежно від природної зональності, характеру дна, освітленості, тиску та інших причин.

За хімічним складом органогенні осадки можуть бути карбонатними або кременистими. Найбільші площі в океанах посідають *карбонатні планктогенні осадки* (форамініферові, коколітофоридові і птероподові).

Форамініферові осадки складаються з черепашок найпростіших одноклітинних організмів форамініфер. Вони поширені переважно на глибинах від 3000 до 4500...4700 м. Нижче вони розчиняються, не досягаючи дна, і замінюються кременистими, або полігенними, осадками.

Коколітофоридові осадки утворюються з вапнякових пластинок мікроскопічних водоростей коколітофорид. Вони трапляються переважно разом із форамініферовими осадками, утворюючи змішані коколітофоридово-форамініферові осадки. З таких осадків утворилися великі поклади крейди на Волино-Поділлі, в Донбасі та інших місцях.

Птероподові осадки складаються з решток маленьких планктонних молюсків — птеропод, що живуть у теплих водах тропічних морів і океанів до глибини перших сотень метрів. Черепашки їх легкорозчинні і тому трапляються лише на глибинах до 2000...2200 м.

Кременисті планктогенні осадки утворюються з решток діатомових водоростей і радіолярій. Діатомові осадки найпоширеніші в холодних приполярних областях, особливо навколо Антарктиди. У північній півкулі вони менш поширені.

Радіолярієві осадки утворюють окремі ареали в екваторіальній частині Індійського і Тихого океанів переважно на дні котловин завглибшки понад 4500...4700 м, тобто нижче критичних глибин карбонатного осадконагромадження.

До бентогенних осадків належать органогенні рифи, складені переважно з відмерлих решток коралів і вапнякових водоростей, серед яких часто трапляється багато черепашок різних молюсків, уламків панцирів голкошкірих та інших організмів. Вони поширені лише в тропічних і субтропічних водах морів і океанів з середньорічною температурою води 23...25 °С.

Необхідною умовою для розвитку *коралових рифів* є невелика глибина (максимально до 70...80 м), прозорість води і нормальна або близька до нормальної солоність (30...38 ‰). Виділяють три основні типи коралових рифів:

- берегові рифи, які реформуються біля берега і часто бувають сполучені з суходолом материків і островів;
- бар'єрні, відділені від корінного берега материка або острова лагунами;
- атоли, кільцеподібні коралові рифи.

Характерним прикладом викопного місцевого рифу є Товтрова гряда, яка перетинає Подільську височину з північного заходу на південний схід аж до Молдови.

Подекуди в прибережних зонах морів і океанів поширені осадки, складені з цілих або подрібнених черепашок молюсків — *черепашники*. Найбільше їх у шельфових зонах аридних областей. Великі скупчення викопних вапняків-черепашників є в Криму та в околицях Одеси. Їх використовують для виготовлення стінових блоків.

Вулканогенні осадки утворюються на різних глибинах в областях сучасного і давнього вулканізму. Вони складаються з пірокластичного та лавового матеріалу, який нагромаджується навколо острівних і підводних вулканів. Крім того, пірокластичний матеріал, особливо вулканічний попіл, трапляється у вигляді домішок і прошарків у різних генетичних типах морських осадків на великих відстанях від вулканічних вивержень, куди переноситься вітром. Вулканогенні осадки найбільш поширені в Тихому океані та північно-східній частині Індійського.

Полігенні осадки формуються під дією кількох чинників. До них належить червона глибоководна глина, поширена на найбільш глибоких і віддалених від континентів частинах дна Тихого, Атлантичного та Індійського океанів. До складу червоної глини входить осадковий матеріал різного походження: нерозчинені рештки органічного мулу, вулканічний, космічний пил, тонкодисперсні частинки теригенного матеріалу, принесені річками, пилюваті частинки, перенесені вітром з суходолу, тощо. Червона глина вкриває значну частину площі Світового океану (36 %) і має невелику потужність, що вказує на дуже повільне її нагромадження.

Зони осадконагромадження У цілому залежно від рельєфу дна Світового океану в його межах виділяють кілька областей, кожна з яких характеризується певними умовами осадконагромадження і відповідними групами осадків.

За приуроченістю до певних зон морські відклади поділяють на: літоральні, які утворюються в припливно-відпливній зоні (від 0 до 20 м); субліторальні, або мілководні, які нагромаджуються на глибинах від 20 до 200 м; батіальні, або відклади материкового схилу (від 200 до 2500 м), і абісальні, або відклади ложа Світового океану.

У межах **літоральної зони** переважають теригенні (уламкові) осадки (валуни, галька, гравій, а біля пологих берегів — піски). Органогенні відклади представлені уламками черепашок беносних тварин. На ділянках моря, захищених валами, нагромаджується різноманітний мул. На заболочених прибережних низовинах може нагромаджуватися торф.

У **зоні субліторалі** (як і для літоралі) основним типом осадків є теригенні. Тут спостерігається сортування уламкового матеріалу — з віддаленням від берега зменшується розмір уламків, гравій і піски змінюються з глибиною алевритовими і глинистими осадками. Хемогенні осадки представлені карбонатами, фосфатами та оксидами і гідрооксидами заліза й марганцю, органогенні осадки — черепашниками, кораловими рифами.

Відклади **батіальної зони** представлені теригенними та органогенними мулами. Важливу роль в утворенні осадків батіальної зони відіграють планктонні організми.

Для **абісальної зони** характерні переважно органогенні

й полігенні осадки. Останні є червоною океанічною глиною і поширені на глибинах понад 4000...4500 м.

Моря й океани мають величезні **запаси різноманітних мінеральних ресурсів**. Вони залягають у товщах порід, які складають підводне продовження материкових структур у морях і океанах. Тут виявлено великі поклади нафти і газу (понад 900 родовищ), вугілля, сірки, залізних руд та інших корисних копалин. Уже тепер з підводних окраїн материків добувають понад 25 % світового видобутку нафти і близько 10 % газу.

З осадками прибережної зони пов'язані розсіпні родовища ільменіту, циркону, монациту, каситериту, золота, платини, алмазів, янтарю та інших цінних корисних копалин. У шельфових зонах виявлено великі поклади і ведеться видобуток фосфоритів і сірки.

Серед глибоководних осадків Тихого океану виявлено унікальні поклади залізомарганцевих конкрецій, загальні запаси яких набагато більші від запасів залізних і марганцевих руд, доступних для видобутку на суходолі. Важливо, що в складі конкрецій є велика кількість кобальту, нікелю, міді та інших цінних металів.

Крім того, з морських вод добувають кухонну сіль (одну третину світового видобутку), металічний магній (понад 60 % світового видобутку), бром (близько 90 %), а також натрій, калій, йод. Морські води містять майже всі хімічні елементи, відомі на Землі, але добувати їх здебільшого не вигідно у зв'язку з великими затратами. В перспективі можливе виробництво з морських вод урану, золота, міді.

Контрольні запитання й завдання

1. Які планетарні елементи рельєфу виділяються на дні Світового океану?
2. Які солі входять до складу морських вод?
3. На які групи поділяються морські організми за умовами життя?
4. Назвіть форми руху морської води.
5. Що називається абразією?
6. За рахунок чого утворюються морські відклади?
7. Які є генетичні типи морських відкладів і як вони утворюються?
8. Які мінеральні ресурси зв'язані з морськими осадками?

Глава 11 ОСАДОВІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ

11.1. Формування осадових порід

Осадові породи утворюються з осадків морського і континентального походження. Вони становлять 10 % усіх гірських порід земної кори. В утворенні осадових порід виділяють кілька стадій:

- утворення вихідного осадового матеріалу;
- перенесення осадового матеріалу;
- нагромадження осадка (седиментогенез);
- перетворення осадка на осадову породу (діагенез);
- зміна осадової породи до початку метаморфізму або початку вивітрювання (катагенез).

Процес формування осадової породи від утворення вихідного матеріалу до перетворення осадка на породу називають *літогенезом*.

Утворення вихідного осадового матеріалу відбувається внаслідок вивітрювання, ерозії, абразії, суфозії тощо. Основна маса продуктів руйнування виникає внаслідок фізичного і хімічного вивітрювання, або гіпергенезу.

Чинниками **перенесення і відкладання продуктів руйнування** є поверхневі і підземні води, вітер та лід. Найбільша кількість осадків нагромаджується в кінцевих водоймах стоку — морях і озерах. Після стадії седиментогенезу осадка починається стадія діагенезу.

Діагенез — це сукупність процесів перетворення осадка на гірську породу. Він супроводжується розчиненням і виносом з осадка нестійких мінералів; формуванням нових мінералів, стійких в даних умовах; перерозподілом речовин і утворенням конкрецій; ущільненням та зневодненням; цементуванням і перекристалізацією. Інтенсивність процесу діагенезу залежить від складу осадка і умов, в яких він перебуває. Стадією діагенезу закінчується процес формування осадової породи, далі настає стадія катагенезу.

Катагенез — сукупність процесів, які змінюють осадову породу в період її існування до початку метаморфізму, або вивітрювання. Основними чинниками катагенезу є

температура, тиск і вплив підземних вод. Інтенсивність катагенезу залежить від геологічних умов і меншою мірою — складу й фізичних властивостей порід. Цей процес є дуже довготривалим і може продовжуватися протягом цілих геологічних періодів та ер. На стадії катагенезу в породах часто утворюються пірит, марказит, халцедон, кварц, кальцит та інші мінерали. Глини перетворюються на щільні, що не розмокають у воді, аргіліти, піски — на пісковики тощо. В умовах висхідних тектонічних рухів основним чинником катагенезу є підземні води, під дією яких посилюється принесення і винесення речовин у верствах осадових порід. У разі підняття осадових товщ катагенез змінюється вивітрюванням, при опусканні — метаморфізмом.

Для геосинклінальних рухомих областей характерні ще глибші зміни осадових порід, які відбуваються на великих глибинах (7...8 км), при високих тиску (20...30 кПа) і температурі (200...300 °С). Такі зміни називають *метагенезом*. Він фактично є початковою стадією метаморфізму. Під час метагенезу глини перетворюються на глинисті сланці, пісковики — на кварцити, вапняки — на мармури тощо.

За різних умов літогенез відбувається неоднаково. Вважають, що визначальною умовою літогенезу є клімат, хоча важливу роль відіграють особливості рельєфу і тектонічний режим. Виділяють три типи літогенезу: нівальний, або льодовий; гумідний (літогенез помірно-вологої, вологої субтропічної і тропічної зон) і аридний, або пустельний.

Хімічний склад осадових порід близький до хімічного складу магматичних порід. Основними компонентами є оксиди силіцію, алюмінію та заліза. Однак у магматичних породах більше закисів заліза, а в осадових — більше оксидів, бо вони зазнали впливу кисню. Крім того, в осадових породах зменшений вміст нестійких і розчинних сполук - Na_2O і K_2O .

Мінералогічний склад осадових порід дуже різноманітний і визначається складом материнських порід, унаслідок руйнування яких вони утворилися, та фізико-хімічними особливостями середовища, в якому вони нагромаджувалися. Найпоширенішими мінералами материнських порід є кварц, польові шпати, слюди та деякі інші мінерали. Типовими осадовими мінералами, яких немає в магматичних породах, є сульфати, глинисті мінерали тощо.

В складі осадових порід бувають рештки рослин і тварин. Часто вони є основною складовою породи (органогенні вапняки, діатоміти, торф, вугілля тощо).

Структура і текстура характеризують будову гірських порід. *Структура* визначається розміром і формою складових частин породи, а *текстура* — способом їх розміщення в породі.

Кожному генетичному типу осадових порід відповідають певні *структури*. В уламкових породах їх виділяють за розміром уламків: псефітова, або грубоуламкова (розмір частинок понад 1 мм в діаметрі); псамітова, або піщана (розмір уламків від 1 до 0,1 мм); алевритова (пилувата) — від 0,1 до 0,01 мм; пелітова (глиниста) — менша за 0,01 мм. Органогенним породам властиві детритусові структури, які складаються з уламків скелетів організмів різного розміру (крупнодетритусова, дрібнодетритусова структура).

Хемогенним породам властиві зернисті структури: за розміром зерен вони бувають крупнозернисті (понад 0,5 мм), середньозернисті (0,5...0,1 мм) і дрібнозернисті (менш як 0,1 мм); за формою зерен виділяють структури: ідіоморфну (коли кристали мають правильну форму), алотріоморфну (більшість зерен неправильної форми), оолітову (зерна заокруглені).

Найхарактернішими текстурами осадових порід є верствувата, однорідна (з хаотичним, безладним розміщенням мінеральних зерен) і пориста. Залежно від умов нагромадження осадків верствуватість може бути горизонтальна, коса і хвиляста.

11.2.

Класифікація осадових порід

Існує декілька класифікацій осадових порід. Однак найвідомішою є класифікація, за якою осадові породи поділяють на чотири групи: уламкові та глинисті (табл. 7), хемогенні та біогенні (органогенні).

Уламкові породи утворилися внаслідок механічного руйнування інших порід. Їх поділяють на грубоуламкові, або псефіти: піщані, або псаміти, і пилуваті, або алеврити. Крім того, вони бувають необкатані та обкатані, розсипчасті й зцементовані (табл. 7).

Таблиця 7. Класифікація уламкових і глинистих осадових порід

Група порід	Діаметр уламків, мм	Пухкі (незцементовані) породи		Зцементовані породи	
		Кутасті уламки	Обкатані уламки	Кутасті уламки	Обкатані уламки
Грубоуламкові (псефіти)	Понад 100	Брила	Валун	Брилова брекчія	Валунний конгломерат
	10-100	Щебінь	Галька	Брекчія	Конгломерат
	1-10	Жорства	Гравій	Жорствеліт (жорствяна брекчія)	Гравеліт (гравійний конгломерат)
Піщані (псаміти)	0,1-1	Пісок	Пісковик		
Пилуваті (аледрити)	0,01-0,1	Аледрит, лес	Аледроліт		
Пеліти	До 0,01	Глина	Аргіліт		

Грубоуламкові породи складаються переважно з уламків різних порід розміром понад 1 мм у діаметрі. Ступінь обкатаності залежить від складу уламків і відстані їх транспортування. Зцементована порода, яка складається з необкатаних уламків, називається *брекчією*, а з обкатаних — *конгломератом*.

Піщані породи (псаміти) складаються з уламків мінералів і гірських порід розміром від 0,1 до 1 мм у діаметрі. Вони поділяються на розсипчасті та зцементовані. До розсипчастих належать піски, до зцементованих — пісковики.

За діаметром зерен ліски і пісковики поділяються на грубозернисті (0,5... 1 мм), середньозернисті (0,5...0,25) і дрібнозернисті (0,25...0,1 мм).

За мінеральним складом — кварцові, польовошпатові (аркозові), глауконітові, слюдисті, залізисті тощо.

Різноманітні домішки надають піскам і пісковикам відповідного забарвлення: оксиди заліза — бурого, глауконіт — зеленого, органічні речовини — чорного. За походженням піски можуть бути морськими, річковими, озерними, еоловими, флювіогляціальними.

Пилуваті породи (алевриту) складаються з уламків діаметром від 0,1 до 0,01 мм. Цементовані алевриту називають *алевролітами*. Алевриту посідають проміжне положення між пісками і глинами. До них належать суглинки, леси, лесовидні суглинки.

Суглинок — осадова уламкова гірська порода, яка містить 25...50 % глинистих частинок, решта — піщані частинки. Типовими алевритовими породами є леси.

Лес — тонкозерниста пухка однорідна порода сірувато-жовтого або палево-жовтого кольору, пориста, карбонатна, неверствувата. Складається з дрібних (пилуватих) зерен кварцу з домішкою інших мінералів. Утворює стовпчасту окремість. Походження лесів остаточно не з'ясоване, втім є кілька гіпотез щодо їхнього утворення: еолова, алювіальна, делювіальна. Помічено їхній зв'язок з воднольодовиковою діяльністю.

Лесовидні суглинки менш однорідні, ніж лес, менш пористі, іноді верстуваті. Переважно залягають на схилах. Утворюються внаслідок перевідкладання лесу або продуктів вивітрювання інших гірських порід.

Глинисті породи, або пеліти, складаються з частинок діаметром до 0,01 мм. Це найпоширеніша група осадкових порід, вона становить понад 60 % їхнього загального об'єму. До цієї групи належать глини і аргіліти.

Глини є переважно продуктами хімічного вивітрювання порід різного складу. їх поділяють на елювіальні, або залишкові, й перевідкладені.

До *елювіальних глин* належать каоліни, монтморилонітові глини.

Перевідкладені глини, крім типових глинистих мінералів, містять пилуваті частинки кварцу, польового шпату, слюди тощо.

За походженням глини бувають озерними, морськими, річковими, льодовиковими, мають різноманітний колір: червоно-бурий, бурий, жовтий, сіро-зелений, темно-сірий.

Глини мають специфічні фізичні властивості: пластичність, тобто здатність набувати будь-якої форми під тиском; здатність поглинати воду при змочуванні і розбухати (зростати в об'ємі до 40...50 % і більше); слабку водопроникність.

Вогнетривкі глини використовують для керамічних виробів, фарфору, фаянсу. Білі каолінові глини — як на-

повнювачі для виробництва паперу і гуми. Гідрослюдисті — для виготовлення цегли, черепиці, дренажних труб.

Аргіліти є цементованими й ущільненими глинистими породами, які, на відміну від глин, не розмокають у воді і не мають пластичності. Утворюються внаслідок ущільнення і цементування глин під час катагенезу.

Хемогенні й біогенні (органогенні) осадові породи

Хемогенні породи утворюються внаслідок випадіння речовин з водних розчинів, а біогенні — перетворенням органічних речовин. Хемогенні породи поділяють на карбонатні, кременисті, залізисті, марганцеві, хлоридні (галоїдні), сульфатні, алітні (глиноземисті) і фосфатні.

Карбонатні породи переважно складені кальцитом і доломітом. До них належать вапняки хімічного походження, вапнисті туфи (травертини) та доломіти.

Вапняками називають осадові породи, які складаються переважно з кальциту (рідше — з арагоніту) з домішками піщано-глинистого матеріалу, кремнезему, доломіту тощо. Колір вапняків різноманітний: білий, сірий, бурий тощо. Вони щільні, масивні, мають кристалічну або приховано кристалічну структуру, бурхливо взаємодіють з соляною кислотою.

Хемогенні породи

Карбонатні:

вапняк оолітовий, вапнистий туф, доломіт

Кременисті:

гейзерит, кремій, опока

Залізисті:

бурий залізняк, сидерит

Марганцеві:

піролюзит, манганіт, псиломелан, родохрозит

Галоїдні:

кам'яна сіль, калійні солі

Сульфатні:

гіпс, ангідрит, мірабіліт

Алітні (глиноземисті):

латерит, боксит

Фосфатні:

фосфорити

Біогенні (органогенні) породи

Карбонатні:

вапняк (черепашковий, кораловий, серпуловий, водоростевий тощо), крейда, мергель

Кременисті:

діатоміт, трепел

Каустобіоліти:

торф, буре вугілля, кам'яне вугілля, антрацит, сапропеліт, горючі сланці, нафта, асфальт, озокерит, горючі гази, янтар

Оолітові вапняки складаються з маленьких кульочок-оолітів, зцементованих вапнистим цементом.

Органогенні вапняки утворюються з черепашок, молюсків та інших скелетних частин тваринних організмів або водоростей. Залежно від переважання в їхньому складі тих чи інших решток тварин або рослин, вапняки поділяють на коралові, черепашкові, фузулінові, нумулітові тощо.

Різновидністю органогенних вапняків є *крейда*, яка складається переважно з дрібних решток вапнякових водоростей коколітофорид та *мергель*. Останній є перехідною гірською породою між карбонатними і глинистими породами. Він складається на 50...70 % з CaCO_3 органогенного походження, а решта 50...30 % припадає на глинисті частинки, в складі яких є частинки як уламкового, так і хімічного походження. Мергелі є цінною сировиною для виробництва цементу.

Вапнисті туфи, або травертини, — пористі породи, що утворюються через осідання карбонату кальцію з холодних або гарячих джерел підземних вод. Вони часто містять черепашки наземних організмів, відбитки листків і гілок рослин. Використовують їх як будівельний матеріал, декоративний камінь та для випалювання вапна.

Доломіти — породи, складені переважно мінералом доломітом $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Містять домішки кальциту, гіпсу, ангідриту та інших мінералів. Забарвлення жовтувате, сіре, рожеве, залежить від домішок. Дуже нагадують щільні вапняки, але відрізняються від них слабкою реакцією з соляною кислотою. Їх використовують як будівельний матеріал, у металургії, в хімічній та інших галузях промисловості.

До *кременистих порід* хімічного походження належать кременисті туфи, або гейзерити, і кремені.

Гейзерит — біла або світлозабарвлена хемогенна пориста порода, що утворилася внаслідок випадання кремнезему з води гейзерів та інших гарячих джерел.

Кремін — осадова порода, складена переважно халцедоном і опалом з різними механічними домішками. В природі трапляється переважно у вигляді конкрецій різної форми і розміру серед інших осадкових порід, особливо крейди. Забарвлення чорне, сіре, жовте, злам черепашковий. Утворюється з колоїдних розчинів SiO_2 на дні моря.

З кременистих порід органогенного походження найпоширенішими є діатоміт і трепел.

Опока — кремениста легка пориста хемогенна осадова порода, що складається з аморфного кремнезему (опалу) до 90 % та глинистої речовини з домішками скелетних решток організмів (радіолярій, губок, діатомових водоростей тощо), зерен кварцу, глауконіту, польових шпатів. Колір — від голубувато-сірого до майже чорного. Інколи за зовнішнім виглядом нагадує діатоміт або трепел.

Діатоміт — пухка або слабозцементована гірська біогенна порода, складена здебільшого з решток діатомових водоростей, частково — радіолярій та губок, часто з домішками глини і глауконіту, має біле забарвлення, досить легка. Використовують її для теплової і звукової ізоляції, як будівельний матеріал.

Трепел — легка, дуже пориста, пухка осадова порода біохемогенного походження. За зовнішніми ознаками схожа на діатоміт. Складається з дуже дрібних опалових і халцедонових частинок, глинистого матеріалу і незначної кількості спікул губок, черепашок, радіолярій та діатомових водоростей. Колір білий, сірий, рожевий, чорний.

Залізисті породи характеризуються підвищеним вмістом сполук заліза у вигляді оксидів, гідроксидів, карбонатів, сульфатів. До них належать бурі залізняки, сидеритові породи, сульфідні тощо.

Бурі залізняки — суміш гідроксидів заліза з глинистим матеріалом. Відкладаються в морських басейнах, озерах і болотах. При вмісті заліза 30...40 % і більше використовуються як залізні руди. Колір породи жовто-бурий. Найбільшим родовищем на Україні є Керченське.

Сидеритові породи складені мінералом сидеритом FeCO_3 з домішками глинистого, теригенного та органогенного матеріалу. Утворюють прошарки, лінзи і окремі конкреції. Структура зерниста. Колір жовтувато-сірий, сірий, темно-сірий. Використовуються як залізні руди.

Сульфідні заліза представлені піритом і марказитом. Великих скупчень не утворюють. Трапляються у вигляді окремих конкрецій, які залягають серед осадкових порід.

Марганцеві породи за походженням дуже близькі до залізистих. Утворюються в морських, рідше озерних, басейнах, їх складають оксиди і гідроксиди марганцю — піролюзит, манганіт, псиломелан тощо. Решту порід складають кременисті та глинисті мінерали, кальцит, оксиди й гідроксиди заліза. Переважно вони утворюють землясті

маси темного кольору. Найбільшим родовищем марганцевих руд такого типу на Україні є Нікопольське.

Карбонатні марганцеві породи складені родохрозитом і манганокальцитом з домішкою теригенного і глинистого матеріалу, мають сірий або рожевий колір, зернисту будову, щільні. Великі поклади карбонатних марганцевих руд є у Великотокмацькому родовищі Запорізької області.

Хлоридні (галоїдні) й сульфатні породи дуже близькі за умовами утворення. Вони є типовими хімічними утвореннями, які виникли внаслідок випадання з водних розчинів у замкнутих морських басейнах або озерах. До цих порід належать кам'яна сіль, калійні солі, гіпс, ангідрит, які охарактеризовані раніше як мінерали.

До **алітних (глиноземистих) порід** належать латерити й боксити, які складаються переважно з оксидів і гідроксидів алюмінію і заліза.

Латерити — осадові гірські породи, які утворюються внаслідок фізичного і хімічного вивітрювання багатих на глинозем магматичних порід (нефелінових сієнітів, гранітів тощо) в умовах жаркого і вологого клімату. Складаються з оксидів алюмінію, заліза і силіцію. Забарвлення мають переважно коричнево-червоне.

Боксити — осадові гірські породи, багаті на гідроксиди алюмінію. Використовуються як руди для добування алюмінію. За зовнішнім виглядом дуже подібні до латеритів. Переважно це пухкі, землясті або більш тверді маси червоно-коричневого, жовто-бурого кольору. Часто мають бобову або оолітову структуру. За походженням боксити бувають залишкові (латеритові) і первідокладені (осадові).

Найхарактернішим представником **фосфатних порід** є **фосфорити** — осадові породи, збагачені на фосфат кальцію. Вони залягають у вигляді верств щільних однорідних темнозабарвлених порід або утворюють конкреції діаметром до 10 см і більше, складені фосфатною речовиною в суміші з глинистим або карбонатним матеріалом. Фосфорити, які містять 10 % і більше P_2O_5 , використовуються для виготовлення фосфорних добрив. Поклади їх відомі на Поділлі, а також в Харківській та Донецькій областях.

Каустобітти — горючі породи органічного походження. До них належать торф, буре та кам'яне вугілля, сапропеліти, горючі сланці, нафта та продукти її перетворення — асфальт і озокерит, горючі гази. До каустобілітів часто відносять і янтар.

Торф — бура або темна пориста гірська порода, що складається з решток рослин, які суттєво змінені процесами розкладу. Утворюється в болотах з моху, трави, листя, стебел, коріння, деревини, містить також велику кількість мінеральної речовини. В складі торфу є вуглець (35...59 %), водень (6 %), кисень (39 %) і азот (2,3 %). Торф є початковою стадією перетворення органічної речовини на буре вугілля, кам'яне вугілля і антрацит. З торфу добувають торфяно-мінеральні добрива, активоване вугілля та інші продукти. Останнім часом роль торфу як палива зменшується.

Викопне вугілля утворюється з наземних рослин (гумусове вугілля) та нижчих водоростей і планктону (сапропелеве вугілля). Воно складається з органічної маси і мінеральних домішок. Залежно від ступеня перетворення органічної речовини, фізичних властивостей і складу виділяють буре вугілля, кам'яне вугілля і антрацит.

Буре вугілля — слабометаморфізоване викопне вугілля, перехідна стадія від торфу до кам'яного вугілля. Порода темно-бурого кольору з землястим блиском. Твердість, за Моосом, I...1,5. Містить до 75 % вуглецю. Порода з ознаками деревинної структури називають лігнітом.

Кам'яне вугілля чорного кольору, має твердість, за Моосом, від 0,5 до 2,5, блиск жирний або смоляний. Вміст вуглецю становить 80...85 %. Утворюється з бурого вугілля під дією високих тисків і температур.

Антрацит — найбільш метаморфізоване високоякісне вугілля. Має сірувато-чорний колір, блиск металічний, твердість, за Моосом, до 2,5. Горить без диму, має високу теплотвірну здатність.

Сапропеліт (сапропелеве вугілля) утворюється при відновному розкладанні решток рослинного та тваринного планктону в умовах так званого "гнилісного мулу" (сапропелю). Найбільш чистим сапропелевим вугіллем є богхед — матовий, неверствуватий, з черепашковим зламом. Сапропель використовують як цінне добриво, для грязелікування. Сапропеліти при нагріванні без доступу повітря дають багато газоподібних та різних горючих продуктів.

Горючі (бітумінозні) сланці — глинисті, вапнисті та кремністі сланці, збагачені органічними речовинами (до 60 %), завдяки яким можуть горіти. Використовуються як паливо та як сировина для хімічної промисловості.

Нафта — масляниста рідина з характерним запахом. Головними компонентами нафти є вуглець (близько 85 %),

водень (11...14 %). Колір нафти від бурого-чорного до світло-оранжевого.

На походження нафти є два погляди. Вважають, що нафта утворилася з решток організмів (переважно планктонних), які нагромаджувалися на дні водних басейнів. Маса цих організмів під час розкладання перетворюється на сапропелі, з яких в умовах відновного середовища утворюється крапельно-рідка нафта, яка за певних геологічних умов скупчується в родовища. Сприятливі умови (високий тиск і температура) для утворення крапельно-рідкої нафти створюються на глибинах 2...5 км внаслідок поступового занурення нафтоматеринських порід. У міграції нафти і скупченні її в сприятливих структурах ("пастках") велику роль відіграють підземні води.

Гіпотеза неорганічного походження нафти пов'язує її утворення з газоподібними вуглеводнями, які надходять з глибоких надр Землі, з мантиї.

Асфальт — це продукт перетворення нафти нафтенного ряду. Твердий викопний бітум темно-бурого і чорного кольору, із запахом нафти. Блиск смолистий, твердість, за Моосом, близько 3, густина 1...1,2 г/см³. Використовується для асфальтування доріг та виготовлення лаків.

Озокерит, або **гірський віск**, — темно-бура, коричнева маса, схожа на віск, з запахом нафти. Складається з твердих вуглеводнів парафінового ряду. Використовується в медицині. Очищений озокерит називається церезином, який широко використовується в промисловості. Найбільшим родовищем озокериту в Україні є Бориславське.

Горючі гази генетично зв'язані з нафтою і представлені метаном з домішками важких вуглеводнів, азоту, вуглекислоти, сірководню тощо. Використовуються як цінне паливо і хімічна сировина.

Янтар (бурштин) — викопна смола хвойних дерев. Аморфна речовина жовтого і жовто-червоного чи білого кольору. Твердість, за Моосом, близько 2,5, густина 1 г/см³. Горить, плавиться. Трапляється у вигляді зерен і шматків неправильної форми масою до 12 кг. В янтарі часто бувають включення комах і решток рослин. Використовують янтар для виготовлення ізоляторів, янтарної кислоти та прикрас. Найбільші родовища є на південному березі Балтійського моря. В Україні трапляється в Київській, Рівненській, Житомирській, Львівській і Харківській областях.

Контрольні запитання й завдання

1. Що таке літогенез? 2. Які є стадії літогенезу? 3. Які структури та текстури властиві для осадових порід? 4. Які Ви знаєте генетичні типи осадових порід? 5. Які Ви знаєте групи уламкових порід? 6. Що таке конгломерат? 7. Що таке брекчія? 8. Що таке лес і лесоподібні суглинки? 9. Які Ви знаєте хомогенні породи? 10. Які Ви знаєте організовані породи? 11. Що таке каустобіоліти?

Глава 12 ТЕКТОНІЧНІ ПРОЦЕСИ

12.1. Коливні рухи земної кори

Земна кора постійно перебуває в русі, однак рухи ці дуже повільні і недоступні для безпосереднього спостереження, про них можна судити лише за їхніми наслідками. Наприклад, за згином верств гірських порід у складки, наявністю в них розривів тощо. Тектонічні рухи є основним чинником формування рельєфу земної поверхні.

Наука, яка вивчає рухи земної кори і створені ними структури (складки, розриви тощо), називається **геотектонікою**, або **тектонікою** (від грец. *tektonike* — будівництво, будівельне мистецтво), а самі рухи земної кори називають **тектонічними рухами**.

• **За спрямованістю** тектонічні рухи бувають вертикальними, або радіальними, і горизонтальними, або тангенціальними.

Вертикальні рухи в свою чергу поділяються на незворотні (спрямовані в один бік) і зворотні, або коливні. Коливні рухи часто називають **епейрогенічними**, тобто такими, що створюють континенти, оскільки внаслідок цих рухів відбуваються трансгресії і регресії морів, формуються обриси континентів.

Коливні рухи — це переважно вертикальні рухи, які проявляються у вертикальних підняттях та опусканнях певних ділянок земної кори. Вони відбуваються нині і відбувалися в усі попередні епохи геологічної історії Землі.

Особливістю їх є коливний характер, тобто можлива зміна знака рухів, коли підняття змінюються опусканням і навпаки.

• **За часом прояву** коливні рухи поділяють на сучасні, неотектонічні і стародавні, або коливні рухи минулих геологічних епох.

Сучасні тектонічні рухи — це рухи, які відбувалися протягом останніх 5...6 тис. р. і відбуваються нині. Вони визначаються за допомогою інструментальних вимірювань, за історичними і археологічними документами, а також геолого-геоморфологічними методами.

Наприклад, північна частина Подільської височини піднімається зі швидкістю 2,8...4,9 мм/рік, північне побережжя Чорного моря опускається зі швидкістю 0,8...0,9 мм/рік, а місцями (поблизу Одеси) і більше. Максимальні (8,7 мм/рік) швидкості підняття на території України помічено в районі м. Знамянки Кіровоградської області, у північній частині Житомирської області та в інших місцях. Крім того, різноманітні споруди, які було колись побудовано на морському узбережжі, тепер перебувають під водою або, навпаки, далеко від моря. Історичні відомості про ці споруди дають змогу нам судити про те, наскільки територія піднялася чи опустилася за час від їх побудування до наших днів. Широко відомо, що окремі ділянки північного узбережжя Західної Європи інтенсивно опускаються і море наступає на суходіл. Для того щоб захиститися від наступу моря, люди змушені будувати дамби. Окремі ділянки території Голландії вже розташовані нижче рівня Північного моря на кілька метрів. А північна частина Скандинавського півострова, навпаки, піднімається. Швидкість підняття окремих ділянок узбережжя Скандинавії досягає 12 мм на рік. Внаслідок підняття морського узбережжя і пов'язаного з ним відступання моря Стокгольм декілька разів перемішався до берега, щоби залишитися портовим містом на Балтійському морі.

За характерний наочний приклад сучасних тектонічних рухів земної кори з неодноразовою зміною знака рухів за історичний час править узбережжя Неаполітанської затоки, де розташовані руїни давнього храму Серапіса, збудованого 2000 років тому. Після спорудження ділянка території почала повільно опускатися і в XIII ст. вся споруда опинилася під водою. В такому стані вона перебувала близько трьох століть, після цього місцевість знову почала підніматись і до 1800 р. майже вся споруда разом із фундаментом була осушена. На початку XIX ст. ділянка суходо-

лу з руїнами храму знову почала опускатися і в наші часи рівень води вже піднявся на 2,5 м над підлогою храму. Опускання тут відбуваються зі швидкістю близько 2 см/рік. Мармурові колони храму заввишки 12 м кожна є ніби вимірними рейками, на яких фіксується рівень поверхні моря.

Коливні рухи відбуваються всюди, але з різною швидкістю. Крім цього, коливні рухи на одному й тому самому місці змінюють свій знак (напрямок), тобто підняття змінюються опусканням і навпаки. Важливою особливістю сучасних вертикальних тектонічних рухів є їхня спадковість від більш давнього структурного плану регіону. Така спадковість свідчить про те, що давні структури (розломи, складки різного типу) "живуть" і нині.

Крім вертикальних рухів земної кори відомі і горизонтальні зміщення окремих її блоків уздовж ліній розломів. Точні лазерні вимірювання із супутників показали, що блоки земної кори, розділені розломом Сан-Андреас у Каліфорнії (1978 р.), зміщувалися один відносно одного зі швидкістю 94 мм/рік. Значні (10...20 мм/рік) горизонтальні зміщення зафіксовано в районі Кривого Рога та в інших місцях. На таких ділянках зміщуються дороги, огорожі, русла ярів тощо.

Вивчення сучасних рухів земної кори має велике практичне значення, особливо — вздовж залізниць, нафто- і газопроводів, у місцях будівництва гідроелектростанцій і АЕС. Вертикальні переміщення вивчаються переважно методом повторного нівелювання через певні відрізки часу (5... 10 років). Горизонтальні сучасні рухи вивчаються геодезичним методом триангуляції, а для дослідження великих літосферних плит використовують лазерні вимірювання зі штучних супутників Землі.

Характер сучасних рухів тієї чи іншої ділянки земної кори можна оцінити на підставі особливостей геоморфологічної будови та складу сучасних відкладів. Наприклад, ділянки, які інтенсивно піднімаються в сучасну епоху, характеризуються переважно більшими абсолютними позначками та інтенсивною розчленованістю поверхні молодими ярами й потоками, а ділянки, які опускаються, — більш рівною, часто заболоченою поверхнею.

Неотектонічні (найновіші) рухи — це рухи, які проявлялися в неоген-четвертинний час, тобто за останні 25 млн р. їх вивчає **неотектоніка** — нова галузь геології, яка сформувалася за останні сорок—п'ятдесят років.

Неотектонічні рухи відіграли виключно важливу роль у розвитку рельєфу всіх материків земної кулі, але найвиразніше вони зафіксовані в рельєфі "молодих" гір (Карпат, Кавказу, Паміру, Гімалаїв тощо). В цілому на території України в неоген-четвертинному періоді переважали висхідні рухи. Сумарні амплітуди підняття Карпат досягають 2000 м, Гірського Криму — понад 1000 м. На рівнинній частині України вони досягають 200...300 м. Максимальні підняття (понад 400 м) зафіксовано в північній частині Подільської плити.

Основними методами вивчення неотектонічних рухів є геологічні і геоморфологічні.

Суть **геологічних методів** полягає в тому, що для вивчення коливних рухів за даний відрізок часу використовують гірські породи, їх склад і потужності. Відповідно, найпоширенішим є метод потужностей і фацій, який базується на аналізі умов утворення окремих компонентів гірських порід, їх потужностей, літологічного складу та органічних решток. Виявлено, що чим більше ділянка земної кори опускається, тим більша товща осадків нагромаджується на ній, і, навпаки, ділянки, які піднімаються, характеризуються меншою потужністю осадків або їхньою відсутністю. Наприклад, товща неогенових відкладів у Прикарпатті, яке переживало інтенсивне опускання в цей час, досягає 4000 м, а на Подільській плиті, де комбінувалися коливні рухи з переважанням підняття, вона ледве досягає 100 м.

Для визначення сумарних амплітуд неотектонічних рухів найпридатнішим є *метод аналізу висотного положення підлоги морських відкладів* відповідного віку. Побудовані в такий спосіб карти ізобаз (ліній, що сполучають точки з однаковими амплітудами рухів) дають кількісну характеристику неотектонічних рухів за певні проміжки часу.

Геоморфологічні методи ґрунтуються на аналізі форм сучасного рельєфу, історії його розвитку. Суть цих методів полягає в аналізі топографічних карт і аерофотознімків для виявлення аномалій у рельєфі — глибини врізу річкових долин, крутості схилів, ступеня розчленування рельєфу тощо. Надійні дані дає вивчення річкових і морських терас, їхніх висот і складу відкладів. Чим більша глибина річкової долини, тим інтенсивнішими були тектонічні підняття території, яку вона розчленовує. Кількість

і висота терас вказують на кількість етапів підняття та його інтенсивність.

Характер неотектонічних рухів окремих ділянок території можна оцінити на підставі аналізу планів річкових систем. Ділянкам неотектонічного підняття властивий відцентровий план річкових систем, а ділянкам опускань — доцентровий.

На територіях, які не покривалися морськими водами в неогені, основним методом виявлення неотектонічних рухів є *вивчення відкладів давніх поверхонь вирівнювання*, які сформувалися після завершення певних циклів денудацій. Відклади, якими складені ці поверхні, вказують на їхній вік, а сучасне висотне розташування — на висоту неотектонічного підняття.

Стародавні, або коливні, рухи минулих геологічних епох (донеогенового часу) досліджують виключно на підставі вивчення потужностей і фацій окремих комплексів гірських порід. Наприклад, відомо, що на території Донбасу сумарна потужність відкладів кам'яновугільної системи досягає 18 км. У них виявлено близько 300 пластів кам'яного вугілля різної потужності. Є підстави стверджувати, що в період формування вугленосної товщі відбувалися коливні рухи з переважанням інтенсивних опускань, які компенсувалися нагромадженням потужної товщі осадків. Водночас на переважній більшості території України кам'яновугільних відкладів немає, що вказує на її підняття.

12.2.

Тектонічні деформації

Тектонічні рухи проявляються не тільки в підняттях і опусканнях великих ділянок земної кори, а й у порушенні умов залягання гірських порід. Особливо чітко це спостерігається у верстуватих осадкових гірських породах. Переважна більшість осадкових порід формується на рівній поверхні дна морів і океанів, тому спочатку вони залягають горизонтально або майже горизонтально. Таке первинне горизонтальне *залягання верств* називають *непорушеним*. Під дією тектонічних рухів верстви гірських порід деформуються, первинні умови їх залягання порушуються, і виникають нові вторинні структурні форми. Таке вторинне *залягання верств* називають *порушеним*.

Тектонічні порушення, або дислокації, є двох типів:

- складчасті, або плікативні (пластичні), суцільність верств яких не порушується, а змінюється лише форма їх залягання;
- розривні, або диз'юнктивні, коли суцільність верств порушується і утворюються різні розриви.

Тектонічні порушення різних типів найпоширеніші в складчастих гірських спорудах.

Складчасті тектонічні порушення мають різні форми. В деяких випадках верстви гірських порід зазнають лише нахилу, в інших — вони можуть бути зігнуті в складки, зім'яті, але не розірвані.

Найпростішою формою нерозривних (плікативних) порушень у верстуватих гірських породах є нахилене, або моноклінальне залягання верств, коли всі шари досить одноманітно нахилені в один бік. Така форма залягання називається **монокліналлю**.

Нахилено залягаючі верстви гірських порід у просторі визначаються так званими **елементами залягання**. До них належать лінія простягання, лінія падіння і кут падіння.

Лінія простягання шару — це лінія його перетину з горизонтальною площиною. **Лінія падіння** — це лінія, яка вказує напрям максимального нахилу або падіння шару. Вона завжди є перпендикулярною до лінії простягання. **Кутом падіння** називають кут, під яким шар нахилений до горизонту, або кут, утворений площиною шару з горизонтальною площиною. Напрямок простягання і напрям падіння шару відносно сторін світу виражається в градусах. Ці напрями називають відповідно **азимутом простягання** й **азимутом падіння**.

Елементи залягання шару в польових умовах вимірюються за допомогою гірничого компаса, який дещо відрізняється від звичайного туристського. Його змонтовано на прямокутній пластинці. Гірничий компас складається з двох основних елементів: магнітної стрілки з лімба і виска (клинометра) з напівлімбом. Північний кінець стрілки завжди чорний. Градування лімба проведено проти годинникової стрілки, при цьому схід ("Сх") і захід ("Зх") позначено зворотно до справжнього їхнього розташування відповідно сторін світу. Це зроблено для зручності взяття відліків. Для визначення азимута падіння шару слід прикласти південну коротку сторону компаса до лінії його простягання, тобто компас

завжди потрібно тримати північною стороною за падінням пласта.

Складки — це хвилеподібні згини верств гірських порід різних розмірів. Є два типи складок: випуклі — антиклінальні і ввігнуті — синклінальні (рис. 31).

У кожній складці виділяють такі елементи: **ядро** — внутрішня частина складки; **замок** — місце перегину верств (в антиклінальних складках замок називають також склепінням); **крила** — бічні частини складки; **осьова площина** — площина, яка ділить кут між крилами складки на дві рівні частини; **шарнір** — лінія, яка сполучає точки максимального перегину шару в замку складки; **вісь складки** — лінія перетину осьової площини з поверхнею Землі (рис. 31).

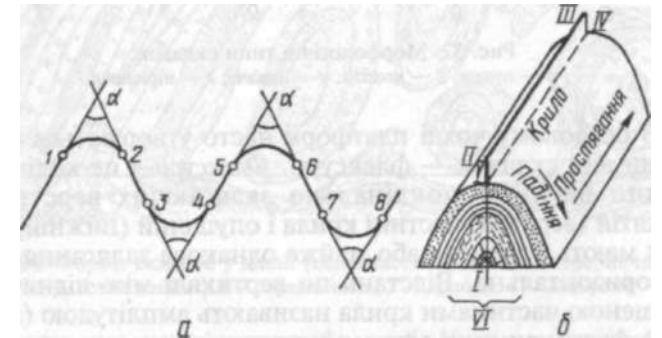


Рис. 31. Елементи складки:
а: 1-2, 5-6 — замок (склепіння) антикліналі; 3-4, 7-8 — замок синкліналі; 2-3, 4-5, 6-7 — крила складок; а — кут складки; б: I, II, III — осьова площина; IV, V — шарнір; VI — ядро складки

Складки класифікують за кількома ознаками.

- За положенням осьової площини — на прямі (якщо осьова площина розташована вертикально), похилі (якщо осьова площина нахилена), лежачі (якщо вона має горизонтальне положення) і пірнаючі (якщо осьова площина нахилена нижче горизонту) (рис. 32).

- За характером замка складки поділяють (рис. 33) на округлі, гострі, ізоклінальні (характеризуються паралельними крилами), віялоподібні, сундучні (мають плоский широкий замок).

- За співвідношенням розмірів (довжини й ширини) у плані складки поділяють на лінійні, брахіскладки та ізометричні. В лінійних складках довжина набагато переви-

щує їхню ширину. **Брахіскладки** — це овальні складки, довжина яких у два-три рази перевищує ширину; серед них виділяють брахіантикліналі (випуклі складки) і брахі-синкліналі (ввігнуті складки). В ізометричних складках довжина і ширина приблизно однакові. Випуклі складки такого типу називають куполами, а ввігнуті — **мульдами**. Такі складки характерні для платформених областей.

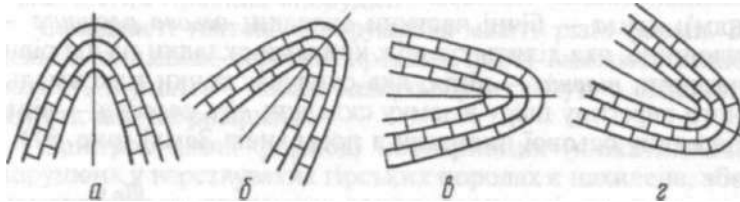


Рис. 32. Морфологічні типи складок:
а — пряма; б — похила; в — лежача; з — пірнаюча

В осадовому чохла платформ часто утворюється особливий вид складок — флексури. **Флексура** — це коліноподібний вигин моноклінально залягаючих верств. На піднятій (верхній) частині крила і опущеній (нижній) верстви мають однакове або майже однакове залягання, часто горизонтальне. Відстань по вертикалі між піднятою і опущеною частинами крила називають амплітудою (висотою) флексури, яка може досягати кількох сотень тисяч метрів. Тому їх іноді розглядають як перехідну форму від складок до розривних порушень.

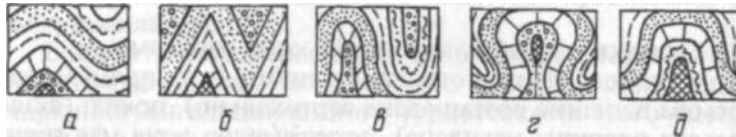


Рис. 33. Типи складок за формою склепіння та співвідношенням крил:
а — округлі; б — гострі; в — ізоклінальні; з — виялоподібні; д — сундучні

Складки скупчуються в різних структурах земної кори неоднаково. У складчастих зонах спостерігається одне співвідношення, а на платформах — інше.

Сукупність складок, властиву певним структурам земної кори, називають **складчастістю**. Вона буває повною, переривчастою і проміжною. Ще виділяють діа-

пірову складчастість, утворену переважно соляними куполами (рис. 34).

Повна складчастість характеризується тим, що лінійні складки (антикліналі і синкліналі), що мають приблизно однакові розміри, розташовуються паралельно одна одній на всій площі даної території і не залишають ділянок із порушеним заляганням верств. Повна складчастість ха-

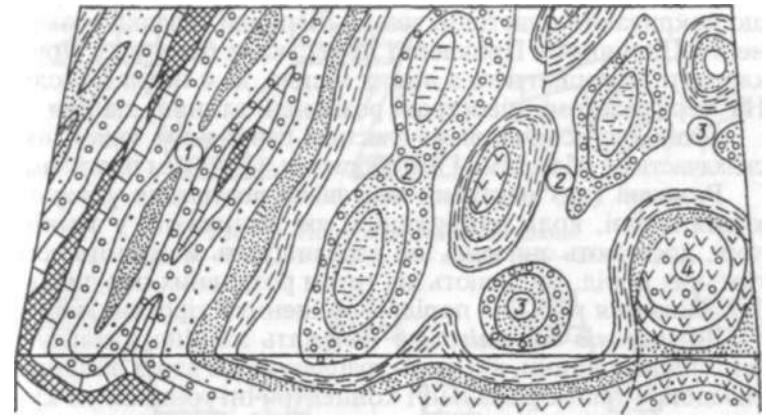


Рис. 34. Форми складок у плані (складчастість повна й переривчаста):
1 — повна лінійна; 2 — переривчаста; 3 — куполи; 4 — діапірова

рактерна для складчастих областей. Часто в складчастих областях виникають великі підняття і прогини, ускладнені багатьма антиклінальними і синклінальними складками. Перші з них називають антикліноріями, другі — синкліноріями (рис. 35). В свою чергу антиклінорії й синклінорії групуються, утворюючи великі, складної будови складчасті споруди, які називають мегаантикліноріями, або западини — мегасинклінорії.

Переривчаста складчастість характеризується чергуванням окремих ізольованих (локальних) складок з ділянками горизонтального залягання верств. За формою це переважно куполоподібні складки, мульди, брахісклад-

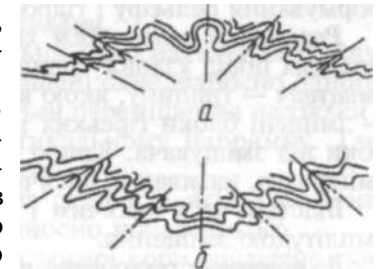


Рис. 35. Антиклінорій (а) і синклінорій (б)

ки і флексури. Така складчастість спостерігається в платформних областях.

Діапір — особливий вид куполоподібних складок, що утворюються переважно за рахунок вдавлювання високопластичних гірських порід (сіль, гіпс, глина) в покриваючі верстви. Вдавлювання пластичного матеріалу відбувається поступово протягом багатьох мільйонів років, і це відображається в зміні потужності верств осадових порід, що покривають пластичні товщі. Діапірові складки розвинені в Північному Прикаспії, Донецькому басейні, в Прикарпатті, Закарпатті та в інших місцях, де є поклади солі. На Керченському півострові розвинені глиняні діапіри.

Проміжна складчастість властива перехідним зонам між складчастими областями і платформами, крайовим прогинам.

Розривні (диз'юнктивні) тектонічні порушення утворюються в разі, коли напруження, які виникають у земній корі, досягають значень, які перевищують межу міцності гірських порід. Виділяють дві групи розривних порушень: без зміщення гірських порід; зі зміщенням гірських порід.

До **розривів без зміщення** належать лінійно витягнуті тектонічні тріщини, які часто трапляються в ядрах лінійних складок, а також радіальні і концентричні тріщини на куполоподібних підняттях.

За кутом нахилу їх поділяють на *слабопохилені* (з кутом нахилу від 0 до 10°), *пологоспадні* (від 10 до 45°), *крутоспадні* (від 45 до 80°) і *вертикальні* (80...90°).

За шириною розкриття тектонічні *тріщини* поділяють на *відкриті*, *закриті* (в яких розрив спостерігається, але стінки дуже зближені) і *приховані* (які невидимі неозброєним оком, але добре спостерігаються при розколюванні гірської породи).

Системи тектонічних тріщин мають великий вплив на формування рельєфу і гідрографічної сітки.

Розриви зі зміщенням характеризуються зміщенням гірських порід уздовж тріщини розриву. В них виділяють *змішувач* — тріщину, якою відбувається зміщення, і *крила* — зміщені блоки гірських порід, розташовані по обидва боки від змішувача. Крило, розташоване вище площини змішувача, називають висячим, а протилежне — лежачим.

Відстань між висячим і лежачим крилами називають амплітудою зміщення.

До **розривних тектонічних порушень** зі зміщенням належать скиди, підкиди, насиви, зсуви та складніші порушення — скидо-зсуви, східчасті скиди, грабени й горсти (рис. 36, 37).

Скид — розрив з вертикальним або нахиленим змішувачем у бік опущеного крила. Скиди утворюються внаслідок розтягування земної кори.

Підкид — розрив з крутоспадним (понад 45°) змішувачем, по якому висяче крило підняте відносно лежачого, а змішувач нахилений у бік піднятого крила. Виникає за тектонічного стискування.

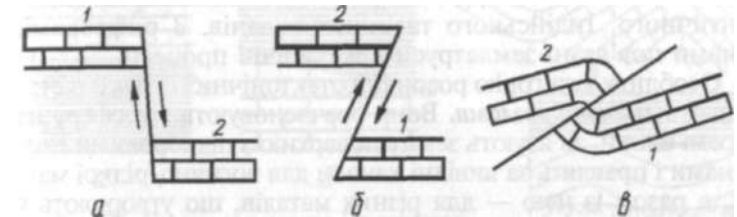


Рис. 36. Типи розривних порушень:
а — скид; б — підкид; в — насув; / — лежаче та 2 — висяче крило

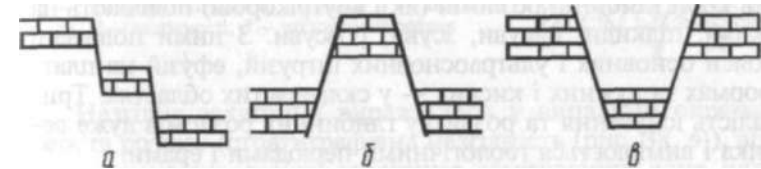


Рис. 37. Системи розвинутих порушень:
а — східчастий скид; б — горст; в — грабен

Насув — розривне порушення з пологим (до 45...60°) нахилом змішувача, уздовж якого висячий бік піднятий відносно лежачого і насунутий на нього. Насув, як і підкид, також виникає в умовах тектонічного стискування. Горизонтальні або пологі насиви з переміщенням гірських порід на відстань у кілька десятків кілометрів називають *шар яжами*, або *тектонічними покривами*.

Зсув — розрив із вертикальним або нахиленим змішувачем, уздовж якого крила зміщені одне відносно одного.

Часто при зсувах відбувається переміщення не тільки в горизонтальному, а й у вертикальному напрямку. Такі розриви називають *скидозсувами*.

Східчасті скиди — система скидів, в якій кожне наступне крило є опущеним відносно попереднього.

Грабен — опущена ділянка земної кори, відділена скидами, рідше підкидами, від суміжних, відносно піднятих ділянок.

Горст — піднята ділянка земної кори, відділена скидами або підкидами від суміжних ділянок. Лійно витягнуті на сотні або й тисячі кілометрів складні системи грабенів, часто поєднані з горстами, називаються **рифтами**. Ширина рифтів коливається в межах від 5...20 до 200...400 км. Типовим прикладом сучасних великих рифтових систем є Східно-Африканська, Байкальська тощо. Подібні структури виявлено і в океанах. Наприклад, рифти підводних хребтів Атлантичного, Індійського та інших океанів. З рифтовими зонами пов'язані землетруси і вулканічні процеси.

Особливу категорію розривних тектонічних структур становлять **глибинні розломи**. Вони розчленовують літосферу на окремі блоки, зв'язують земну поверхню з підкоровими глинами і правлять за вивідні канали для вогняно-рідкої магми, а разом із нею — для різних металів, що утворюють у земній корі родовища деяких корисних копалин. Залежно від напрямку відносних зміщень розділених ними блоків земної кори глибинні розломи (як і внутрікорові) поділяють на скиди, підкиди, насуви, зсуви, розсуви. З ними пов'язані пояси основних і ультраосновних інтрузій, ефузій на платформах та лужних і кислих — у складчастих областях. Тривалість існування та розвитку глибинних розломів дуже велика і вимірюється геологічними періодами і ерами.

В останні десятиріччя з допомогою аерогеологічних і космогеологічних досліджень на всіх материках виявлено багато розривних структур концентричної в плані будови (**кільцеві структури**). Звичайно вони заповнені магматичним, експлозивно-брекчійованим туфолововим матеріалом, що дає підставу вважати їх вибуховими утвореннями. Однак є й інший погляд: ці структури виникли через падіння великих метеоритів, тобто вони є метеоритними (імпактними) кратерами. Аналогічні кільцеві структури дуже поширені на Місяці та деяких планетах. Характерно, що на Землі кільцеві структури розташовані на одній лінії з великими розломами земної кори, що певною мірою вказує на їхню ендегенну природу.

З кільцевими структурами пов'язані деякі цінні корисні копалини.

Вивчення тектонічних деформацій має велике практичне значення, бо з ними пов'язані деякі родовища корисних копалин (нафти, газу, підземних вод та руд металів). Крім того, вони суттєво впливають на формування рельєфу земної поверхні.

Тектонічні рухи минулих геологічних епох дістали своє

відображення у заляганні верств гірських порід (рис. 38). Це залягання буває двох типів — згідне і незгідне. У першому випадку верстви чергуються послідовно (знизу вгору) від давніх до молодих і залягають паралельно одна одній безперервно в нагромадженні осадків (рис. 38, а).



Рис. 38. Приклади згідного і незгідного залягання верств гірських порід:
а — згідне залягання; б — паралельна, в — кутова;
з — подвійна незгідність; поверхні: 1 — згідності;
2 — незгідності; 3 — тектонічний розрив

Незгідне залягання виражається у випадінні окремих верств розрізу (стратиграфічна незгідність (рис. 38, б)), або в неоднакових умовах залягання замінюючих одна одну порід (кутова незгідність (рис. 38, в)). Часто можна спостерігати, як в одному і тому ж самому розрізі верстви залягають з кутвою і стратиграфічною незгідностями (рис. 38, г).

Вивчення незгідностей свідчить про зміну тектонічного режиму, чергування підняття й опускання на даній території в минулому і дає змогу глибше пізнати історію її геологічного розвитку.

Контрольні запитання й завдання

1. Що вивчає тектоніка? 2. Які є методи вивчення сучасних рухів земної кори? Наведіть приклади сучасних рухів земної кори та їхніх швидкостей. 3. Які застосовують методи вивчення неотектоніки? 4. Які є типи тектонічних порушень? 5. Які є типи складок? 6. Які елементи виділяють у складках? Дайте їх визначення. 7. Які є типи складчастості? 8. На які групи поділяють розривні порушення? 9. Які Ви знаєте розривні порушення із зміщенням? Нарисуйте і охарактеризуйте їх. 10. Що таке глибинні розломи?

Глава 13 ЗЕМЛЕТРУСИ

13.1. Види землетрусів

Землетруси — це раптові коливання земної кори. Наука, яка вивчає землетруси, називається *сейсмологією*.

За походженням землетруси бувають нетектонічні й тектонічні.

До **нетектонічних землетрусів** належать обвальні, вулканічні та штучні, спричинені діяльністю людини (наприклад, штучними вибухами). Нетектонічні землетруси охоплюють невеликі площі, трапляються зрідка і мають незначну силу.

Тектонічні землетруси тривають переважно кілька секунд. Це підземні поштовхи певної сили, які супроводжуються поштовхами та коливаннями земної поверхні. Сильні землетруси є катастрофами, вони руйнують будинки та інші споруди, призводять до загибелі людей. Тому серед небезпечних сил природи землетруси завжди були найстрашнішим лихом для людини: по-перше, тому, що починалися зненацька і відбувалися блискавично, а по-друге, — через їхню велику руйнівну силу.

За всю історію людства зафіксовано немало дуже сильних землетрусів, які завдавали багато лиха. Лише у ХХ ст. їх було близько тридцяти, найсильніші з них: Мессинський (Італія) в 1908 р., під час якого загинуло близько 100 000 людей; Китайський у 1920 р. — 200 000 жертв; Ашгабадський у 1948 р., який майже повністю зруйнував столицю Туркменії; Ташкентський у 1966 р.; Китайський у 1976 р.; Спітакський (Вірменія) в 1988 р. та ін.

Тектонічні землетруси виникають на різних глибинах. Причиною їх виникнення є раптове, стрибкоподібне вивільнення великої кількості енергії з надр Землі, спричинене пересуванням мас гірських порід, найчастіше — вздовж розломів. Розрядка цих напружень зумовлює сейсмічні коливання у вигляді хвиль, які, досягши земної поверхні, спричиняють руйнування. Місце в земній корі або верхній мантії, де виникає землетрус, називають *осередком землетрусу*. В центрі осередка —

гіпоцентр, проекцію якого на поверхню Землі називають *епіцентром*.

Під час тектонічних рухів, коли напруження перевищує міцність гірських порід, у гіпоцентрі звільняється велика кількість енергії, яка переходить з потенційної форми в кінетичну і зумовлює сейсмічні коливання, що поширюються від осередку в усі боки.

Сейсмічні хвилі бувають двох типів: поздовжні і поперечні.

Поздовжні хвилі P відповідають коливним рухам частинок речовини вздовж сейсмічного профілю, тобто в напрямку від осередку або до осередку. Вони призводять до поперечного стискання і розрідження речовини. Поздовжні хвилі поширюються в усіх середовищах, але з різною швидкістю: у повітрі — 330 м/с, воді — близько 1500 м/с, гірських породах земної кори — до 5...7 км/с.

Поперечні хвилі S відповідають коливним рухам частинок речовини впоперек сейсмічного профілю, тобто перпендикулярно до поширення самої хвилі. Через рідини й газоподібні речовини поперечні хвилі не проходять, а поширюються в твердих тілах, але з меншою швидкістю, ніж поздовжні.

Крім того, на поверхні Землі виникають *поверхневі хвилі*. Вони поширюються з невеликою швидкістю, але в епіцентрі можуть завдавати великої шкоди. Поверхневі хвилі схожі на хвилі, які виникають на поверхні води, якщо кинути в неї камінь (рис. 39).

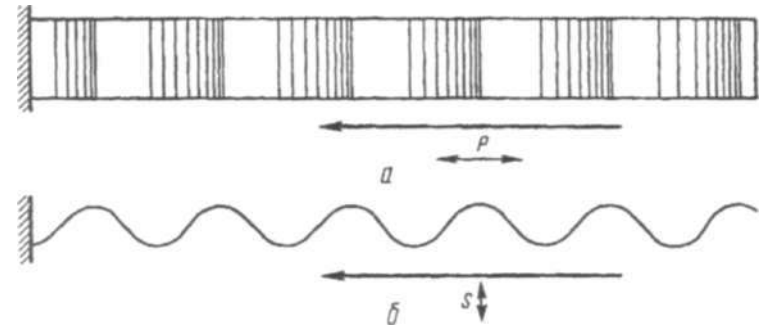


Рис. 39. Типові пружні коливання:
 a — поздовжні хвилі P у металевому стержні, що виникають під час удару молотком; b — поперечні хвилі S , що виникають при коливанні струни (стрілкою показано напрямок руху хвилі)

У зв'язку з тим, що ударний фронт, або сейсмічні промені, в епіцентрі виходять на поверхню Землі під прямим кутим, сила удару в епіцентрі є найбільшою. З віддаленням від нього вона зменшується. Лінію, що сполучає точки прояву землетрусу з однаковою силою, називають *ізосейстою лінією* (рис. 40).

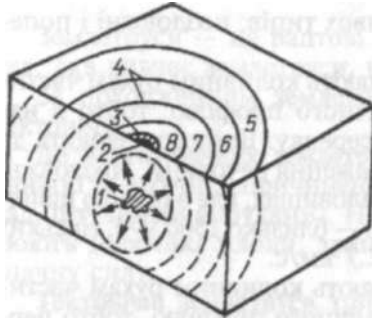


Рис. 40. Осередок та ізосейсти землетрусу:
1 — осередок (гіпоцентр); 2 — епіцентр;
3 — плейстосейстова зона; 4 — ізосейсти; 5-8 — зони бальності

з великою точністю відображає амплітуду коливань ґрунту та їхню частоту в часі. На кожній сейсмічній станції встановлюється переважно по три сейсмографи — один з них реєструє вертикальні коливання, а два інші — горизонтальні, орієнтовані в широтному і меридіональному напрямках. Вивчення всіх трьох сейсмограм дає змогу визначити розташування епіцентра, глибину гіпоцентра, енергію в осередку та інші дані. Сучасні сейсмографи реєструють землетруси, що відбуваються в будь-якій точці земної кулі.

13.2.

Інтенсивність землетрусів

Інтенсивність — це зовнішній ефект землетрусу на поверхні землі, визначається візуально через зіставлення між собою ступеня пошкодження підземними поштовхами будівель, за враженням, яке справляє підземний удар на людей, за кількістю жертв, за деформаціями ґрунту тощо. Інтенсивність виражається в балах. Для визначення сили

землетрусів застосовують різні шкали, але найпоширенішою є *дванадцятибальна шкала*. За нею найслабкіший землетрус оцінюється в 1 бал, найсильніший — у 12 балів. Наведемо скорочений варіант цієї шкали за рівнями, якою користуються сьогодні в Україні:

- 1 бал (*непомітний*) — реєструється лише приладами;
- 2 бали (*дуже слабкий*) — відчувається в окремих випадках людьми, які перебувають у повному спокої;
- 3 бали (*слабкий*) — відчувається небагатьма людьми всередині будівель;
- 4 бали (*помірний*) — відчувається багатьма людьми, можливі коливання висячих предметів, дрижання вікон, дверей;
- 5 балів (*достатньо сильний*) — відчувається всіма, коливання висячих предметів, скрипіння підлоги, прокидаються ті, хто спить;
- 6 балів (*сильний*) — легке пошкодження деяких будівель: тонкі тріщини в штукатурці, тріщини в печах тощо;
- 7 балів (*дуже сильний*) — істотне пошкодження будівель, падають димарі, виникають тріщини в сирих ґрунтах, на берегах — зсуви;
- 8 балів (*руйнівний*) — будівлі дуже пошкоджуються, більшість димарів падає, виникають тріщини і зсуви на схилах гір;
- 9 балів (*спустошливий*) — сильне пошкодження кам'яних будівель; деякі будівлі руйнуються повністю, обвали, осипи, зсуви;
- 10 балів (*нищівний*) — руйнування багатьох будівель; тріщини в ґрунті до 1 м завширшки, обвали, зсуви; суттєве пошкодження гребель, насипів;
- 11 балів (*катастрофічний*) — повне руйнування кам'яних споруд, численні тріщини на поверхні Землі та вертикальні зміщення по них, великі обвали в горах;
- 12 балів (*сильно катастрофічний*) — зміна рельєфу у великих масштабах; численні скидові тріщини і зміщення по них, обвали скель, зсуви; поява водоспадів, зміна русел річок.

Як було зазначено, кожний землетрус супроводжується вивільненням великої кількості пружної енергії, і одне з важливих завдань при вивченні землетрусів полягає в

Географічне поширення землетрусів

тому, щоби визначити цю енергію як об'єктивний показник сили землетрусу в цифрах. Тому виникла потреба створити шкалу, яка б оцінювала землетруси залежно від їхньої початкової енергії, а не від того, як вони проявляються в кожному пункті спостереження. Таку шкалу називають **шкалою магнітуди**. Магнітуда обчислюється на підставі даних сейсмофафів за максимальною амплітудою зміщення частинок фунту на умовній відстані 100 км від епіцентра. Вона характеризує енергію, яка виділяється при пружних коливаннях, породжених процесом в осередку. Для зручності магнітуда визначається пропорційно десятковому логарифму енергії цих коливань. Магнітуда дає змогу об'єктивніше оцінити потужність процесу в осередку землетрусу, ніж бальність.

Осередки землетрусів можуть виникати на різних глибинах — від кількох до 600...700 км. Однак найбільша кількість їх — в інтервалі до 100...200 км. У Криму більше землетрусів відбувається на глибинах 15...30 км. У Карпатах осередки сильних землетрусів розташовані на глибині близько 150 км, а на Далекому Сході — вздовж пасма Курільських островів — до 600 км і більше.

Багаторічними дослідженнями виявлено, що осередки землетрусів розташовуються переважно вздовж зон великих скидів. Внаслідок раптового зміщення мас вздовж тектонічних розривів, крила яких переміщуються у протилежних напрямках, виникають землетруси. Розриви, з якими пов'язані осередки землетрусів, відбуваються переважно на великих глибинах, але в окремих випадках вони виходять на поверхню, утворюючи уступи в рельєфі, які називають **ескарпами**.

Щороку на земній кулі відбувається понад мільйон землетрусів різного класу. Проте визначити будь-яку періодичність у прояві землетрусів складно. В цілому сейсмічний режим протягом сотень років змінюється слабо. Останнім часом помічено зростання кількості невеликих землетрусів, пов'язаних з антропогенними чинниками (обвалами, штучними вибухами тощо).

Для сильних землетрусів характерні повторні поштовхи — **афтерішоки**. Вони свідчать про те, що головний землетрус не зняв усіх напружень, які нагромадилися в зоні осередка, і процес вивільнення енергії ще деякий час триватиме.

На території земної кулі епіцентри землетрусів розташовані нерівномірно; в деяких місцях землетруси відбуваються часто і досягають великої сили; такі зони називають **сейсмічними**.

Зони найінтенсивнішого прояву землетрусів утворюють два сейсмічні пояси — Середземноморський (широтний) і Тихоокеанський (меридіональний). Перший з них простягається від Гібралтару на схід через Піреней, Апенніни, Балкани, Карпати, Крим, Кавказ, Малу Азію, Копетдаг, Гіндукуш, Гімалаї до островів Індонезії. Другий охоплює гірські споруди, які оточують Тихий океан, а також островні дуги Тихого океану та Індонезії. Крім названих двох основних поясів, землетруси проявляються в Тянь-Шані, гірських спорудах Прибайкалля, Монголії, Китаю, великих озер у Африці та в інших місцях.

На території України сейсмічно найактивнішими регіонами є Карпати і Крим.

У Карпатському регіоні переважна більшість осередків землетрусів зосереджена в Закарпатському внутрішньому прогині. Інтенсивність місцевих землетрусів тут досягає 9 балів (за 12-бальною шкалою). Епізодично землетруси відбуваються й у інших частинах Карпатського регіону. Кілька епіцентрів місцевих землетрусів інтенсивністю 5...6 балів зафіксовано у південно-західній частині Східноєвропейської платформи, яка прилягає до Передкарпатського прогину (в районі м. Заліщиків на Дністрі, м. Сторожинця на Буковині та м. Великі Мости у верхів'ях Бугу). Землетруси пов'язані з активними розломами земної кори.

За межами України у вигині Карпатської дуги, на стику Східних і Південних Карпат (гори Вранча) розташований один з найбільших сейсмічних вузлів Європи. Тут зосереджено осередки багатьох землетрусів, у тому числі осередки завглибшки 100...150 км. Інтенсивність таких глибокофокусних землетрусів в епіцентральному зоні порівняно невелика (9 балів), але поштовхи, що зароджуються в горах Вранча, поширюються дуже далеко, наприклад, досягаючи Москви, вони ще мають силу 4 бали (землетрус 10 листопада 1940 р.).

У Кримському регіоні більша частина епіцентрів землетрусів зосереджена у Чорному морі вздовж південного берега півострова. Поштовхи землетрусів на півострові досягають сили 5...7 балів (наприклад, землетрус 11 вересня 1927 р.).

До *асейсмічних зон* належать обширні рівнини материків, яким відповідають давні платформи (Східно-Європейська, Сибірська, Канадська, Бразильська, Африканська, Австралійська), внутрішні частини океанських плит та молоді платформи.

У географічному поширенні землетрусів спостерігається певна закономірність — усі вони пов'язані з зонами високої сучасної тектонічної активності, тобто з молодими гірськими спорудами, в яких проявляються інтенсивні сучасні диференційовані тектонічні рухи. В цих регіонах безперервно нагромаджуються тектонічні напруження, які періодично розряджаються у вигляді землетрусів.

Для того щоб дати уявлення про можливе місце прояву і силу землетрусів, які можуть виникнути на певній території, здійснюють сейсмічне районування. Воно має велике значення, бо вказує, де можна розпочинати велике будівництво і яких заходів треба вжити, щоб запобігти руйнуванню землетрусами.

13.4. Сейсмічне районування й прогнозування землетрусів

Сейсмічне районування здійснюють на підставі даних про силу землетрусів, які були на цій території в минулому, оскільки вони можуть повторюватися і в майбутньому. Для території, де сильних землетрусів ще не було до цього часу, про їхній можливий прояв і силу роблять припущення на підставі порівняння цієї геологічної побудови з районами, в яких вони проявлялися. Якщо вона близька до геологічної побудови району, в якому вже відбулися землетруси, то їх слід чекати — навіть там, де їх ще не було. Землетрусів слід чекати також у районах, де є ознаки інтенсивних тектонічних рухів. Отже, сейсмічне районування зіставляє сейсмічні і геологічні дані. Користуючись картою сейсмічного районування, можна визначити максимальну сейсмічну бальність для даного району і відповідно до цього слід зводити будівлі таким чином, аби вони не руйнувалися під час землетрусів. Для цього розроблено спеціальні норми. Насамперед, для будівництва обирають ділянки зі стійкими породами, обмежують

кількість поверхів у будинках, укріплюють їхні фундаменти. Великі споруди стягують залізобетонними поясами тощо.

Одним з найактуальніших завдань сейсмології є прогноз землетрусів. Сучасна наука дає змогу більш-менш достовірно передбачати район прояву і силу землетрусів. Утім, передбачити початок землетрусу поки що не вдається, хоча деякі успіхи на шляху до вирішення цієї проблеми досягнуто. Річ у тім, що накопичення напружень у гірських породах відбувається протягом тривалого часу, і коли настане момент розриву порід та їх вивільнення, визначити складно. Однак помічено, що перед землетрусом часто змінюється магнітне поле, акустичні властивості середовища і електричний потенціал атмосфери, гідрохімічні параметри вод, поведінка тварин тощо. Вже розроблено деякі методи передбачення (прогнозування) землетрусів: геохімічні (перед землетрусом у підземних водах над осередком виникають газво-гідрохімічні аномалії), геофізичні (змінюються електричні властивості гірських порід, сила ваги, швидкість сейсмічних хвиль), геодинамічні (базуються на вивченні тектонічних рухів).

Якщо епіцентр землетрусу — на дні моря або на суходолі поблизу морського берега, то трапляються *моретруси*. На поверхні моря моретруси проявляються інакше, ніж землетруси на суходолі. В морі навіть у разі дуже сильних ударів не спостерігається великого хвилювання. Лише окремі сильні моретруси, які супроводжуються швидкими опусканнями великих ділянок морського дна по розривах, спричиняють великі хвилі, які називають *цунамі*. Переважно цунамі — це серія хвиль (п'ять — сім), які котяться одна за одною. Висота хвиль досягає 20 м. Вони призводять до катастроф, не менш згубних, ніж землетруси. У відкритому океані цунамі майже не відчутні для суден, бо вони мають велику довжину (від гребеня до гребеня до 300 м) і невелику висоту. З наближенням до берега висота цунамі швидко зростає (до 5... 10, рідше — до 20...30 м), швидкість зменшується до 30 км/год. Іноді хвилі можуть проникати вглиб суходолу до 10... 15 км, руйнуючи все на своєму шляху. Найчастіше цунамі спостерігаються на узбережжі Тихого океану.

Контрольні запитання й завдання

1. Що таке землетруси? 2. Які Ви знаєте типи сейсмічних хвиль? 3. За допомогою якого приладу вивчають землетруси? 4. Поясніть механізм виникнення землетрусів. 5. Назвіть і покажіть на карті основні сейсмічні пояси земної кулі. 6. Для чого потрібне сейсмічне районування? 7. Що таке цунамі?

Глава 14 МЕТАМОРФІЗМ

14.1.

Чинники й типи метаморфізму

Внаслідок тектонічних рухів, магматизму та інших ендеогенних процесів будь-які гірські породи всередині земної кори змінюють структуру, хімічний і мінералогічний склад. Зміну гірських порід у надрах Землі в твердому стані під впливом ендеогенних чинників називають *метаморфізмом*. Метаморфізму можуть піддаватися як магматичні й осадові породи, так і утворені раніше метаморфічні гірські породи. Метаморфізм може супроводжуватися лише перекристалізацією вихідної породи без привнесення речовини і змінення її хімічного складу (*ізохімічний метаморфізм*), або перекристалізацією вихідної породи та зміненням її складу під дією хімічно активних флюїдів (*метасамотичний метаморфізм*).

Основними чинниками метаморфізму гірських порід є температура, тиск і хімічно активні флюїди та гази, які виділяються з магми або надходять з великих глибин, з мантиї.

Особливо велика роль у процесах метаморфізму належить *температурі*. Підвищення температури може бути пов'язане з заляганням гірських порід на великих глибинах (відомо, що з глибиною температура підвищується в середньому на 3 °С кожні 100 м), з проникненням магматичних розплавів і водних розчинів та з іншими процесами. Температура прискорює хіміч-

ні реакції, сприяє дегідратації мінералів, перекристалізації гірських порід, впливає на процеси мінералоутворення.

Тиск буває *всєбічний (літостатичний)*, зумовлений масою гірських порід, які залягають згори, і *стресовий*, або *односпрямований*, пов'язаний з тектонічними рухами та деформаціями гірських порід. Всєбічний тиск зростає з глибиною і щільністю порід. Односпрямований — найкраще проявляється у верхній частині земної кори складчастих зон. Він спричиняє механічні деформації гірських порід, їх дрібнення, розсланцювання. Завдяки деформаціям створюються сприятливі умови для проникнення води і газів, що зумовлює активізацію обмінних реакцій і посилення процесів метаморфізму.

Виділяють два основні типи метаморфізму — регіональний і локальний. Останній ще поділяється на контактовий, або контактово-термальний, і дислокаційний (динамометаморфізм).

Регіональний метаморфізм охоплює великі площі і потужні товщі гірських порід. Процеси метаморфізму відбуваються при різних температурах, від низьких до високих (більш як 650 °С).

Регіональний метаморфізм поділяють на прогресивний, регресивний і ультраметаморфізм.

Прогресивний метаморфізм відбувається переважно під дією спрямованого (стресового) тиску та метаморфізаційних розчинів. За цих умов підвищення тиску й температури пов'язується з глибиною занурення гірських порід, надходження метаморфізаційних розчинів — від зневоднення водовмісних мінералів (гіпсу, лімоніту, цеоліту тощо з надмантічного простору.

Температура за прогресивного метаморфізму коливається в межах 350...1100 °С. За цього типу метаморфізму утворюються сланці, кварцити, мармури, амфіболіти, гнейси та ін.

Регресивний метаморфізм характеризується заміщенням високотемпературних мінеральних асоціацій низькотемпературними. Цей тип метаморфізму пов'язаний зі зниженням тиску і температури внаслідок різноманітних рухів в окремих регіонах і, відповідно, формуванням більш низькотемпературних мінералів. Так, високотемпературні мінерали піроксени переходять у рогову обманку, актиноліт у хлорит і т. п.

Ультраметаморфізм — це особлива крайня стадія регіонального метаморфізму. Вона супроводжується частковим або повним плавленням вихідних гірських порід, яке відбувається в глибоких зонах рухомих областей під дією високої температури, тиску і глибинних флюїдів. Розплави, які за цих умов утворюються, проникають у вмісні метаморфічні породи, внаслідок чого виникають своєрідні змішані породи, які називають **мігматитами**. Вони дуже поширені в межах Українського кристалічного щита. З ультраметаморфізмом пов'язують утворення великих гранітних масивів, тобто граніти можуть утворюватися за рахунок як осадових, так і магматичних порід.

З регіональним метаморфізмом пов'язане утворення ряду корисних копалин (залізних руд, поліметалів, рідкісних металів тощо).

Локальний метаморфізм проявляється на порівняно невеликих площах і може бути пов'язаний із вторгненням магматичних розплавів або з тектонічними розломами. В свою чергу він поділяється на: контактово-термальний метаморфізм, автометаморфізм, метасоматоз та динамометаморфізм.

Контактово-термальний метаморфізм проявляється на контакті магматичних мас з вмісними породами (рис. 41).

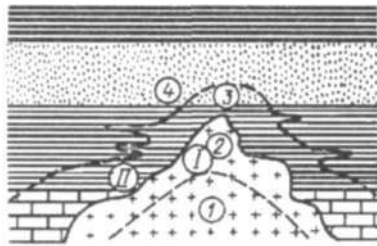


Рис. 41. Зони контактового метаморфізму:
1 — граніт; 2 — метаморфізовані граніти (ендоконтактова зона I); 3 — метаморфізовані осадові породи (екзоконтактова зона II). 4 — осадові породи

При цьому метаморфізація вмісних порід відбувається здебільшого під дією тепла, яке виділяється від магми, без привнесення і винесення хімічних речовин. Цей тип метаморфізму особливо чітко проявляється на контактах магми основного й ультраосновного складу, які недостатньо насичені леткими компонентами. В цих умовах утворюються роговики, кристалічні вапняки, сланці.

Автометаморфізм характеризується тим, що процеси метаморфічних змін відбуваються лише в бокових і прикупольних зонах ендоконтактів інтрузивних масивів. Цей вид метаморфізму

відбувається на завершальних стадіях формування магматичних тіл, коли в зонах їхніх ендоконтактів нагромаджується значна кількість рідких і летких компонентів, які, взаємодіючи з мінералами, що виділилися раніше, перетворюються на інші мінерали. Водночас зі зміною первинних мінералів відбувається також формування значної кількості нових мінералів Be, Li, Ta, Nb, Tg, U, Th та ін.

Метасоматоз — процес зміни бокових гірських порід унаслідок привнесення й винесення різноманітних компонентів. Під час метасоматозу майже водночас відбувається розчинення й заміщення мінералів. Головними агентами за метасоматозу є гарячі водні розчини, які надходять з магматичних джерел. З допомогою цих розчинів відбувається міграція речовин шляхом просочування по зонах підвищеної тріщинуватості, площинах сланцюватості та шляхом дифузії компонентів крізь нерухомі міжпорові розчини. Інтенсивність і характер метасоматозу залежить від складу розчинів, які надходять, їх концентрації, температури, тиску, а також від складу і структури порід, які метаморфізуються.

Залежно від хімічного складу метасоматичних розчинів та мінерального складу гірських порід унаслідок метасоматозу відбувається збагачення силікатної породи альбітом, утворення нових магнезійно-залізистих мінералів. На контактах гранітних інтрузій з вапняками утворюються своєрідні метаморфічні породи — **скарни**, складені переважно піроксеном, гранатами та іншими залізокарбонатними мінералами. Зі скарнами пов'язані численні родовища руд заліза, вольфраму, молібдену, міді, свинцю, цинку, рідкісних і розсіяних елементів.

Унаслідок впливу гарячих газів і водяної пари на граніти та інші близькі до них породи утворюються своєрідні породи — **грейзени**, складені переважно з кварцу і слюди. З ними пов'язані родовища каситериту, шееліту, флюориту, топазу тощо.

Основні та ультраосновні породи під дією гарячих водних розчинів піддаються окварцюванню, хлоритизації. Ширина зони змінених порід різна (коливається від кількох міліметрів до сантиметрів і сотень метрів) і залежить від розмірів інтрузивного тіла, складу і умов залягання вмісних порід, характеру контакту тощо.

Динамометаморфізм (дислокаційний метаморфізм) проявляється вздовж розривних тектонічних порушень і охоплює порівняно вузькі зони, в яких різко збільшується тиск і відбувається роздроблення порід на окремі шматки, зцементовані тонким матеріалом. За дислокаційного метаморфізму відбуваються зміни в структурі, текстурі і частково — в мінеральному складі гірської породи. Тут утворюються такі специфічні породи, як **тектонічна брекчія** (складається з гострокутних уламків, зцементованих дрібною масою), **катаклазити** (породи з сильно роздробленими і деформованими зернами мінералів; наприклад, катаклазований граніт), **мілоніти** (складені з тонкороздробненого матеріалу, подібного до бо-рошна).

Виділяють ще особливий різновид динамометаморфізму, пов'язаний з падінням метеоритів, — **ударний метаморфізм**. За цього типу метаморфізму основну роль відіграє ударна хвиля. Внаслідок удару й утворення на поверхні Землі метеоритного кратера породи руйнуються, дробляться, переміщуються, плавляться. На поверхні Землі в останні роки виявлено сотні великих **метеоритних кратерів (астроблем)**.

14.2.

Структури й текстури метаморфічних порід

Структурі метаморфічних порід властиві специфічні ознаки на відміну від магматичних порід. Це пояснюється тим, що метаморфічні породи утворюються внаслідок перекристалізації порід у твердому стані, а не внаслідок застигання розплавів, як магматичні. Основними структурами метаморфічних порід є кристалобластові, катакластичні і реліктові.

Кристалобластові структури — це повнокристалічні структури гірських порід, що утворилися внаслідок їх перекристалізації у твердому стані, коли водночас ростуть кристали всіх мінералів.

Залежно від форми і розмірів зерен мінералів серед кристалобластових структур виділяють: гранобластові (утворені переважно з ізометричних зерен), порфіробластові (в основній масі породи виділяються окремі великі зерна), лускуваті (зумовлені наявністю пластинчастої, лус-

куватої і листуватої форми кристалобластів), нематобластові (кристали мають голчасту або ниткоподібну форму) та ін.

Катакластичні структури характеризуються тим, що частина породотвірних мінералів у них роздроблена і не зберігла своєї первинної форми. Вони утворюються під час динамометаморфізму. Таку структуру мають тектонічні брекчії, катаклазити, мілоніти.

Реліктові структури — це структури, в яких основна маса первинних зерен мінералів дуже змінена і має дрібнозернистий вигляд, але в ній лишилися окремі первинні зерна — релікти.

В кожній із зазначених груп структур виділяють окремі типи і різновиди.

Вивчення структурних особливостей метаморфічних порід потребує застосування оптичних методів дослідження і насамперед — поляризаційного мікроскопа.

Текстури метаморфічних порід поділяють на дві групи: успаdkовані, або реліктові, і сингенетичні, або власне метаморфічні.

Успаdkовані (реліктові) текстури характеризуються тим, що вони зберегли свій первинний вигляд, тобто вигляд тієї текстури, яка була властива первинній, неметаморфізованій породі. Вони найчастіше трапляються в контактних ореолах інтрузивних масивів.

Власне метаморфічні (сингенетичні) текстури — це текстури, виникнення яких пов'язане з формуванням саме метаморфічної породи. Серед них виділяють масивні, сланцюваті, смугасті, плямисті, очкові та ін. групи.

В **масивній текстурі** розмір зерен мінералів однаковий чи майже однаковий, і, відповідно, структура рівномірнозерниста (мармур).

Сланцювата текстура зумовлена взаємно паралельним розташуванням пластинчастих і лускуватих мінералів (амфіболів, слюд).

Смугаста текстура — окремі зерна групуються в паралельних зонах (гнейси).

Плямиста текстура — окремі зерна, групуючись, утворюють своєрідні плями в породі (мігматити).

Очкова текстура зумовлена наявністю великих порфіробластів польового шпату округлої або еліпсоподібної форми в добре розкристалізованій основній масі породи.

Вивчати текстурні особливості метаморфічних порід можна макроскопічно (візуально), тобто без застосування оптичних приладів.

14.3. Класифікація метаморфічних порід

Метаморфічні гірські породи не мають єдиної загальноприйнятої класифікації. В основу їх класифікації покладено хімічний і мінеральний склад, структуру й текстуру, а також види метаморфізму. Мінеральний склад дає змогу встановити тиск і температуру метаморфізму; структурні й текстурні особливості — глибину і способи метаморфізму, хімічний склад — характер первинних порід. Однак і це не завжди вдається.

Розглянемо класифікацію метаморфічних порід за типами метаморфізму.

Породи **регіонального метаморфізму** представлені трьома групами:

- породи прогресивного метаморфізму: гнейси, амфіболіти, еклогіти;
- породи регресивного метаморфізму: слюдяні сланці, кварцити, мармури;
- породи ультраметаморфізму: мігматити, гранітогнейси.

Серед метаморфічних порід **локального метаморфізму** виділяють:

- породи контактово-термального метаморфізму: глинисті сланці, слюдисті сланці, роговики, мармури;
- породи автометаморфізму: грейзени, вторинні кварцити, серпентиніти;
- породи контактового метаморфізму: скарни;
- породи динамометаморфізму: катаклази, мілоніти, тектонічні брекчії.

Опис метаморфічних порід *Гнейси* становлять близько 65 % всіх метаморфічних порід. Вони складаються з кварцу, польового шпату, слюд, піроксенів і рогової обманки. Розрізняють *ортогнейси*, утворені при метаморфізмі гранітів, і *парагнейси*, утворені з пісковиків, конгломератів та інших осадових порід. Від гранітів вони відрізняються характерною гранобластовою структурою і смугастою текстурою. Викорис-

товуються як будівельний матеріал. З гнейсами пов'язані родовища графіту і слюд.

Амфіболіти утворюються переважно з середніх і основних магматичних гірських порід (діоритів, габро), а також деяких осадових порід (мертелів, карбонатних глин). Складаються з амфіболів, плагіоклазів, піроксенів, гранатів. Колір переважно чорний, зелений, бурий. Мають гранобластову структуру і масивну текстуру.

Еклогіти є продуктами глибокого метаморфізму основних магматичних порід. Вони складені дуже залізистим гранатом, близьким до піропу й піроксенів. Часто трапляються у вигляді ксенолітів в алмазонасних кімберлітових трубках. Структури — крупнокристалічні, текстури — масивні. Забарвлені в темно-зелені до чорних кольори.

Слюдяні сланці є продуктами метаморфізації глинистих порід. Складаються з біотиту, мусковіту й кварцу; можуть бути присутні гранат і дистен. Структура — бластова, порфіробластова, текстура — сланцювата. Забарвлення від сірого до темно-зеленого і чорного.

Кварцити — щільні зернисті породи, складені переважно з кварцу. Утворюються за метаморфізму кварцових пісків і пісковиків. Колір сірий, рожевий, жовтуватий. Структура гранобластова, текстура смугаста й масивна. Використовуються в будівництві. В Україні родовища кварцитів давно відомі в районі м. Овруча (на півночі Житомирської області). Вони використовувалися в будівництві ще за часів Київської Русі. Велике значення мають *залізисті кварцити (джеспіліти)*, з якими пов'язані великі поклади залізних руд у Кривому Розі.

Мармури — зернисті карбонатні породи, які утворюються внаслідок перекристалізації вапняків та мертелів. Головним мінералом є кальцит. Кольори різноманітні (білий, червоний, сірий, жовтий, чорний, смугастий тощо), зумовлені наявністю різних домішок; структури — від дрібнозернистих до крупнозернистих; текстури — масивні, іноді смугасті. Використовується як декоративний і облицювальний матеріал. В Україні родовища мармуру є в Закарпатській та Житомирській областях.

Мігматити — це крупносмугасті породи, які утворилися внаслідок проникнення в міжпластовий простір первинних порід значної кількості розплавленого матеріалу під час ультраметаморфізму. Співвідношення між первин-

ним (материнським) і метаморфогенним матеріалом колюється в межах 50:50. До їхнього складу входять: кварц, польові шпати, слюди та інші мінерали; структура — кристалобластова; текстура — смугаста; забарвлення сіре, різних відтінків.

Гранітогнейси формуються внаслідок глибокої переробки первинних порід під дією магматичних мас під час ультраметаморфізму. Зовні ці породи здебільшого нагадують типові граніти, однак містять окремі релікти неповністю переплавлених первинних порід. Головні породотвірні мінерали — кварц, польові шпати, слюди, іноді — піроксени і амфіболи, циркон, рутил та ін. Структури — кристалобластові; текстури — від масивних до смугастих; забарвлення сіре, різних відтінків.

Глинисті сланці. Вихідним матеріалом для їх утворення є різноманітні глини. Крім первинних глинистих мінералів, у них присутні типово-метаморфічні — андалузит, слюди, дрібні зерна епідоту, хлориту і кварцу. Структура — дрібнозерниста; текстура — сланцювата.

Слюдисті сланці утворюються переважно за рахунок глинистих сланців. Відрізняються значно більшим вмістом мусковіту, біотиту, кварцу, рогової обманки. Структура — кристалобластова; текстура — сланцювата.

Роговики — щільні зернисті породи, які утворюються внаслідок контактово-термального метаморфізму з мергелів, а іноді й вулканічних порід. Складені переважно кварцом з домішками біотиту, польових шпатів, піроксенів, андалузиту, силіманіту, гранату та ін. Структури — тонкозернисті; текстури здебільшого смугасті.

Грейзени формуються при досить високих температурах (300...500 °С) переважно в зонах ендоконтактів магматичних гранітоїдних порід. Складені здебільшого кварцом, мусковітом, літєвими слюдами, турмаліном, топазом, флюоритом, берилом та іншими мінералами. Структури — середньо- і крупнозернисті; текстури — гранобластові, масивні. З грейзенами часто пов'язані великі родовища літію, берилію, танталу, ніобію, урану, торію та інших корисних копалин.

Серпентиніти є продуктом аутометаморфізму ультраосновних олівінових порід під дією гідротермальних розчинів порівняно невисокої температури (200...400 °С).

Складені серпентином з реліктами олівіну, хромітом, тальком, кварцом та іншими мінералами. Структури — щільні, тонкозернисті або волокнисті; текстури — реліктові, неодноріднозернисті. З серпентинітами пов'язані родовища азбесту, хроміту, тальку, а також міді, нікелю, кобальту, платини та ін.

Скарни формуються в зоні екзоконтактів гранітних масивів з вапняками, доломітами і мармурами. В їхньому складі найчастіше трапляються піроксени, рогова обманка, гранати, калійовий польовий шпат, магнетит, гематит, сульфід заліза, міді, свинцю, цинку, молібдену, а також золота. Структура скарнів змінюється від дрібнозернистої до гігантокристалічної; текстури — власне метаморфічні, масивні, плямисті. Із скарнами пов'язані промислові родовища магнетиту, шееліту, каситериту, молібдену, халькопїриту, галеніту та інших мінералів.

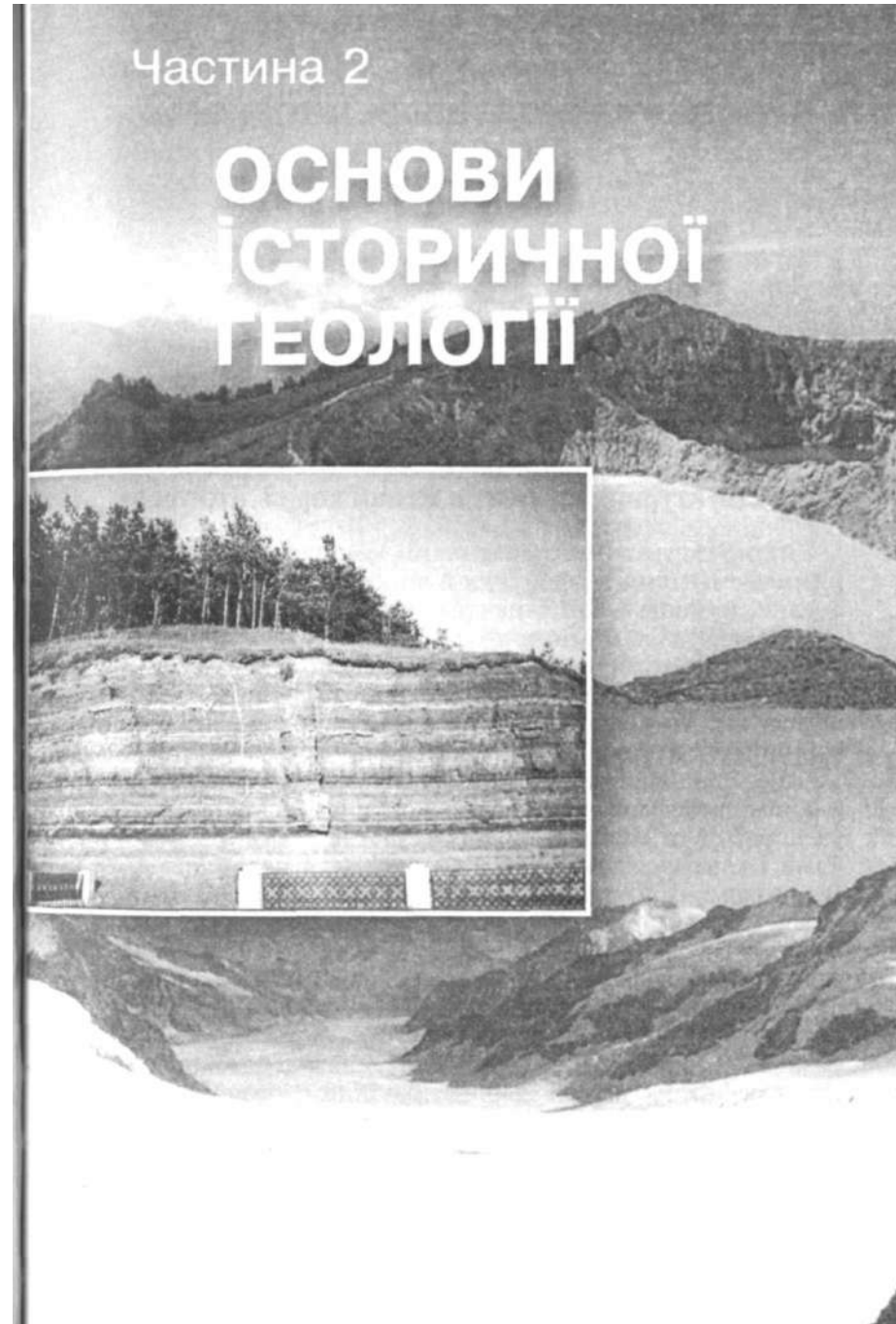
Катаклазити — породи сильно подрібнені, виникають у зонах розломів гірських порід. Перетерта маса часто містить хлорит, серицит та інші вторинні мінерали. Катаклазити можуть утворюватися за рахунок будь-яких порід, однак здебільшого вони формуються в гранітах, діоритах, габро та інших магматичних породах. Структури — катакластичні; текстури — реліктові, сланцюваті.

Мілоніти — породи ще більш подрібнені, ніж катаклази, формуються на контакті окремих блоків масивних порід, які переміщуються один відносно іншого з утворенням тонкозернистої спресованої маси з характерними поверхнями дзеркал сковзання. З нових мінералів тут можуть утворюватися лусочки хлориту, серициту, епідоту, кварцу та інших мінералів. Структури — катакластичні; текстури — сланцюваті, іноді реліктові.

Тектонічні брекчії — сильно подрібнені породи, складені з уламків первинних порід. Також утворюються в зонах тектонічних переміщень окремих блоків гірських порід. Від катаклазитів і мілонітів відрізняються збереженням великих уламків первинних порід, зцементованих дрібнозернистим перетертим матеріалом цих самих порід.

Контрольні запитання й завдання

1. Що таке метаморфізм? 2. Які є типи метаморфізму і як вони поділяються? 3. Які структури є характерними для метаморфічних порід? 4. Назвіть найтипівіші текстури метаморфічних порід і охарактеризуйте їх. 5. Назвіть декілька представників метаморфічних порід і дайте їх характеристику.



РОЗДІЛ III

БУДОВА ТА ЕВОЛЮЦІЯ ЗЕМНОЇ КОРИ І ЛІТОСФЕРИ

Глава 15

ОСНОВНІ СТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ ЗЕМНОЇ КОРИ І ЛІТОСФЕРИ

15.1.

Типи структурних елементів земної кори і літосфери

Згідно із сучасними уявленнями, основними структурними елементами земної кори й літосфери є континенти і океани, точніше — континенти та океанічні западини, оскільки межу між ними проводять не береговою лінією, а підніжжям континентального схилу в зоні виклинювання континентальної кори на дні океанів. Ці два типи тектонічних структур першого рангу є глибинними структурами, бо вони охоплюють не тільки земну кору, а й верхню мантію. Вони вирізняються будовою не тільки земної кори, а й усєї літосфери, яка в межах континентів має в кілька разів більшу товщину, ніж під океанами. Межа між океанами і континентами інколи визначається надглибинними розломами — так званими *зонами Беньофа*, характерними, наприклад, для західного узбережжя Тихого океану. В межах континентів і океанів виділяють структурні елементи другого, третього і вищих порядків (тобто дрібніші).

Крім того, літосферу можна поділити не за структурним, а за геодинамічним принципом на окремі *плити*, які називають *літосферними* (рис. 42). Підставою для виділення літосферних плит і їх розмежування є розподіл епіцентрів землетрусів.

Справді, якщо розглянути карти сучасної сейсмічної активності, то можна помітити, що великі території всередині континентів та в межах ложа океанів майже асейсмічні, а переважна кількість активних сейсмічних зон, та й сучасна вулканічна діяльність, концентруються у відносно

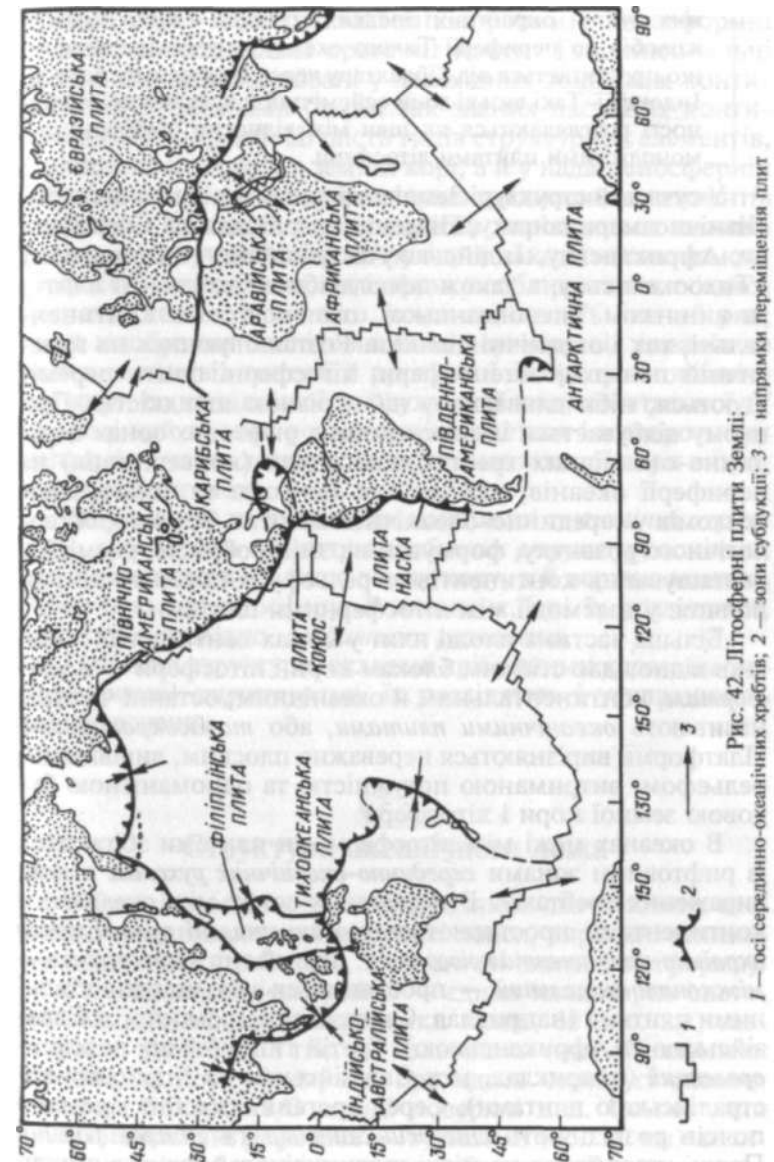


Рис. 42. Літосферні плити Землі;

1 — осі серединно-океанічних хребтів; 2 — зони субдукції; 3 — напрямки переміщення плит

вужьких смугах. Останні збігаються з осьовими зонами серединно-океанічних хребтів, із зонами зчленування острівних дуг чи окраїнних гірських хребтів і глибоководних жолобів по периферії Тихого океану, з гірським поясом, що простягається від Гібралтару через Центральну Азію до Індонезії. Такі вузькі зони сейсмічної й вулканічної активності розглядаються як шви між відносно стабільними і монолітними плитами літосфери.

У сучасній структурі Землі виділяють сім основних плит: Північноамериканську, Південноамериканську, Євразійську, Африканську, Індійсько-Австралійську, Антарктичну і Тихоокеанську, а також деякі дрібніші плити. Ці плити, за винятком Тихоокеанської, охоплюють як континентальні, так і океанічні ділянки. Розташовуючись на пластичній поверхні астеносфери, літосферні плити переміщуються, ніби плавають у ній з різною швидкістю. При цьому відбувається їх розсування в рифтових зонах серединно-океанічних хребтів, зближення (конвергенція) на периферії океанів, уздовж зон Беньофа та зсув уздовж розломів у серединно-океанічних хребтах. Вся історія геологічного розвитку, формування, зміни обрису, розмірів і розташування континентів та рельєфу їх поверхні по суті полягає у взаємодії між літосферними плитами.

Більша частина площі плит у межах континентів і океанів відповідає стійким блокам кори і літосфери — **платформам**, континентальним й океанічним; останні частіше називають **океанічними плитами**, або **таласократонами**. Платформи вирізняються переважно плоским, вирівняним рельєфом, витриманою потужністю та одноманітною будовою земної кори і літосфери.

В океанах межі між літосферними плитами збігаються із рифтовими зонами **серединно-океанічних рухомих поясів**, виражених хребтами. В перехідних зонах між океанами і континентами простягаються **геосинклінальні рухомі пояси окраїнно-континентального** типу. Другий тип таких поясів — **міжконтинентальний** — простягається між континентальними плитами (наприклад, Середземноморський між Євразійською та Африканською). Третій тип рухомих поясів — **орогенний** (наприклад, між Євразійською та Індійсько-Австралійською плитами). Серед орогенних (тобто гірських) поясів розрізняють **епігеосинклінальні** та **епіплатформні**. Перші утворилися на місці геосинклиналей, другі виникли на платформах (префікс "епі" означає "після").

Отже, в океанічній корі виділяються серединно-океанічні хребти і океанічні плити (платформи), в континентальній корі — континентальні платформи, епіплатформні та епігеосинклінальні орогенні пояси. Геосинклінальні рухомі пояси розташовані у перехідних зонах між континентами й океанами (окрім так званих пасивних континентальних окраїн). Ці шість типів структурних елементів виражених не тільки в земній корі, а й у надастеносферній мантії, є елементами другого порядку відносно континентів і океанів. Кожен із цих елементів вирізняється певним типом прояву тектонічних рухів, а також магматизмом геофізичними полями, рельєфом, особливостями осадо-нагромадження. Крім того, вони становлять певний ряд який відображає послідовність їх переходу від океанів до континентів, від тоншої й простішої за будовою океанічної кори до складнішої і потужнішої континентальної. В природі цей процес розвитку відбувається і в зворотному напрямі — через деструкцію континентальної кори в процесах рифтогенезу.

Континенти та океани, як найбільші тектонічні структури, об'єднують поняттям **глибинних структур**, оскільки вони охоплюють не лише земну кору, а й верхню мантію, тобто всю тектоносферу. Розломи ж, які їх розділяють, зуться, відповідно, **глибинними розломами**.

Глибинні структури, складені дрібнішими **каровими (регіональними) структурами**, їх розділяють і ускладнюють карові розриви.

15.2.

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 підняття завдовжки понад 60 тис. км, завширшки від 0,5 до 2 тис. км і заввишки (над абісальними рівнинами) до 3..4 км, яка проходить через усі океани, охоплює близько 1/3 площі поверхні дна. Осьові зони хребтів виражені **рифтами** — вузькими (25..50 км) долинами зі стрімкими прямовисними бортами. Вони характеризуються підвищеною тектонічною активністю (особли-

во вздовж осьової зони), високими значеннями теплового потоку, високою сейсмічністю, базальтовим магматизмом тощо. Вздовж осі рифта звичайно спостерігається невисоке поздовжнє підняття, утворене молодими базальтовими виверженнями, ближче до бортів часто розміщуються гарячі джерела (гідротерми). Поперечно хребти перетинаються численними так званими **трансформними розломами**, по яких відбуваються горизонтальні зміщення осьових рифтів серединних хребтів, іноді на сотні кілометрів. Найбільші з розломів (*магістральні*) перетинають не тільки серединні хребти, а й суміжні плити і навіть продовжуються в межі прилеглих континентів. На перетині серединних хребтів і магістральних розломів часто утворюються великі вулканічні споруди, що виступають над поверхнею океану. Такими спорудами є о. Ісландія, Азорські острови, острови Вознесіння, Св. Єлени, Трістан-да-Кунья в Атлантичному океані, о. Пасхи — в Тихому океані.

Основні території океанічного ложа відповідають **океанічним плитам**, які простягаються від підніжжя материкового схилу до серединних хребтів. Морфологічно плити виражені плоскими абісальними рівнинами, на яких виділяються окремі западини — котловини, розділені підняттями. Це добре ілюструє приклад Атлантичного океану, в якому по обидва боки від Серединно-Атлантичного хребта простягаються ланцюжки таких ізометричних котловин. Кора океанічних котловин має типову для океанів будову, осадовий шар — це глибоководні органогенні мули або червона глина.

На тлі в цілому плоского рельєфу океанічних плит виділяються окремі підняття, серед яких розрізняють: **гійоти (гайоти)**, тобто вулканічні конуси з еродованими вершинами (характерні для Тихого океану); **лінійні вулканічні архіпелаги** (наприклад, Гавайські острови у Тихому океані, Канарські — в Атлантичному); **ізометричні овальні підняття** (Бермудські острови, острови Зеленого Мису в Атлантиці, Крозе — в Індійському океані) також вулканічного походження і **мікроконтиненти** — підводні плато, або острови з континентальною корою (типові приклади: Фолклендські острови, плато Рокел в Атлантиці, Сейшельські острови в Індійському океані, Новозеландський архіпелаг у Тихому та хребет Ломоносова в Північному Льодовитому океанах).

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

Підводні окраїни континентів займають 23 % загальної площі океанів. За будовою та історією розвитку вони поділяються на два типи: пасивні й активні окраїни, їм відповідають два типи океанських узбереж — атлантичний і тихоокеанський (рис. 43).

Пасивні окраїни властиві для більшої частини Атлантичного, Індійського і Північного Льодовитого океанів. Ці окраїни майже асейсмічні (хоча відомі й винятки з правила — наприклад, катастрофічний Лісабонський землетрус на східному узбережжі Атлантики), для них не характерні вулканічні явища, тому вони й названі пасивними. В їхньому поперечному профілі розрізняють три головні морфологічні елементи: плоский шельф до глибини 200...500 м; крутий континентальний схил до глибини 2,5...3,5 км; пологі континентальне підніжжя до глибини 4,0...4,5 км.

Шельф підстеляється нормальною континентальною корою, яка з глибиною поступово тоншає і вже в нижній частині схилу та під континентальним підніжжям становить усього 15...20 км, тобто спостерігається її виклинювання.

Класичне уявлення про перехід кори континентального типу в океанічний через поступове виклинювання "гранітного" шару в межах пасивних окраїн сьогоденні переглядається. Нові дані свідчать про різкий, часто прямовисний чи крутий контакт по глибинних розломах кори континентального типу з перехідною (океанічною) корою.



Рис. 43. Типи континентальних окраїн: 1 — активні; 2 — пасивні; 3 — трансформні

Різновидом пасивних окраїн є так звані *трансформні окраїни*, тобто окраїни, що позначаються трансформними розломами, які заходять у їх межі. Вони мають вузький шельф, крутий континентальний схил, з яким збігається розлом і слабковиражене підніжжя.

Активні окраїни континентів найхарактерніші для Тихого океану, а також для окремих ділянок Атлантичного та Індійського океанів. Вони складаються з окраїнних (крайових) морів, острівних дуг і глибоководних жолобів.

Окраїнні моря — це переважно котловинні моря завглибшки до 4...5 км з корою, близькою до океанічного або перехідного (субокеанічного) типу. Типові приклади таких морів: Охотське, Японське, Східно-Китайське. Потужність осадового шару в них переважно підвищена (до 10... 12 км), характерна також сейсмічна активність, височий тепловий потік.

Острівні дуги найтипівіше представлені в Тихому океані. До них належать Командорсько-Алеутська, Курильська, Японська тощо. В Атлантиці відомі Антилська й Південно-Антилська дуги, в Індійському океані — Зондська. Усі вони характеризуються активною вулканічною (андезитового складу) та сейсмічною діяльністю. Кора острівних дуг представлена континентальним (Японські острови) чи субконтинентальним (наприклад, Алеутська дуга) з потужностями до 20...25 км типами.

Глибоководні жолоби — це вузькі улоговини на дні океанів завглибшки від 7...8 до 10... 11 км, завдовжки в сотні або й тисячі кілометрів і завширшки у декілька десятків кілометрів. Вони витягнуті переважно вздовж острівних дуг з боку океану. В поперечному перерізі мають асиметричну будову — їхній зовнішній, океанічний схил завжди більш пологий, внутрішній — крутий. З віссю глибоководного жолоба збігається вихід на поверхню нахиленої під острівну дугу зони сейсмічної активності — *сейсмофокальної зони*, яка простягається глибоко в мантію на сотні кілометрів. За прізвиськами перших дослідників ці зони називають *зонами Вадаті—Заварицького—Беньофа* (або *зони ВЗБ*). Саме з цими зонами пов'язана сейсмічна, вулканічна і тектонічна діяльність активних окраїн континентів.

Поперечний профіль активної окраїни може охоплювати не лише одну, а й дві, три острівні дуги, розділені міждуговими басейнами. У такому разі одна з дуг вже не є

вулканічно активною. Така будова типова для Антилської-Карибської області.

Окремо виділяють *андський тип активних окраїн*, який характеризується тим, що глибоководні жолоби безпосередньо контактують із континентами, по краю яких простягаються крайові вулканічні пояси. Як вказує назва, такий тип активних окраїн характерний для берегів Південної і Центральної Америки.

15.3.

Структури перехідних зон і континентів

Будова геосинкліналей Вчення про *геосинкліналі* виникло в другій половині XIX століття. За-

сновниками його були американські геологи Д. Хол і Д. Дена. Д. Хол ще в 1857 р. вперше показав, що складчасті гірські споруди виникли на місці великих прогинів, заповнених потужними товщами різноманітних морських відкладів. Враховуючи планетарний масштаб і синклінальну форму прогинів, Д. Дена (1873 р.) назвав їх геосинкліналями. Згодом вчення про геосинкліналі було підтримане європейськими вченими і поступово перетворилося на чітку наукову концепцію, яка за 100 років свого існування відіграла велику роль у розвитку геологічної науки.

У 60—70-х рр. XX століття завдяки значним успіхам вивченні геології дна океанів виникла нова глобальна геотектонічна теорія — *тектоніка літосферних плит*, яка швидко перетворилася на одну з провідних у геологічній науці. Нові відкриття не тільки не заперечили старої емпіричної геосинклінальної теорії, а й дали новий імпульс до її подальшого розвитку. Особливо важливим було виявлення подібності порід, які залягають в основі геосинклінальних розрізів з розрізами земної кори сучасних океанів, що дало змогу обґрунтувати 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, тобто є аналогами сучасної океанічної кори та верхів мантії. Встановлення цього факту дало змогу припустити, що сучасними геосинкліналями є перехідні

зони між континентами і океанами тихоокеанського типу з окраїнними морями, острівними дугами і глибоководними жолобами, а також акваторії між континентами типу сучасних Середземного і Карибського морів та морів і островів Індонезійського архіпелагу. З цими зонами пов'язаний комплекс магматичних, метаморфічних і тектонічних процесів, за якими можна ці зони ідентифікувати й у давніх геосинкліналях.

Протягом останніх десятиліть змінилися погляди і на походження та причини розвитку геосинкліналей. Якщо Д. Хол причиною прогину геосинкліналей вважав нагромадження великої кількості осадків, то Д. Дена причиною прогину і зім'яття відкладів у складки вбачав у загальному стисненні (контракції) Землі. У 30–50-х роках, а деякі вчені і нині, причини розвитку геосинкліналей пов'язують з процесами, що відбуваються у верхній мантії під геосинкліналями. Останнім часом схилиються до ідеї про розвиток геосинкліналей унаслідок глобальних процесів руху та взаємодії літосферних плит.

Основними структурними елементами перехідних зон та континентів є рухомі геосинклінальні пояси, континентальні платформи, епігеосинклінальні та епіплатформені орогенні пояси.

Найвищою таксономічною одиницею в класифікації геосинклінальних структур є **рухомі геосинклінальні пояси**.

Під рухомими геосинклінальними поясами розуміють пояси глобального масштабу, які виникають на межі літосферних плит — океанічної і континентальної чи двох континентальних, переважно, на корі океанічного типу і протягом тривалого часу є місцями інтенсивного вулканізму та осадконагромадження, перетворюючись, унаслідок свого розвитку, на складчасті гірські споруди з потужною корою континентального типу. Довжина їх визначається багатьма, часто десятками тисяч кілометрів, а ширина — до 2...3 тис. км.

Існує два основних типи геосинклінальних поясів: окраїнно-континентальний та міжконтинентальний.

До окраїнно-континентального типу належить сучасний Західно-Тихоокеанський пояс із його системою окраїнних морів, острівних дуг і глибоководних жолобів. Таку саму будову мав, очевидно, в палеозої та мезозої Східно-Тихоокеанський пояс.

Типовим **міжконтинентальним поясом** є Середземноморський, розташований між Східно-Європейською, Ки-

тайсько-Корейською континентальними платформами на півночі та Африканською й Індостанською на півдні. Такими самими були в палеозої Урало-Монгольський і Північно-Атлантичний пояси.

Геосинклінальні пояси виникли ще в пізньому протерозої, 1350...1000 млн р. тому, водночас із відокремленням давніх платформ. Основні з них: Тихоокеанський (його часто поділяють на Західно- і Східно-Тихоокеанський), Середземноморський, Північно-Атлантичний, Урало-Монгольський і Арктичний. Три останні завершили свій розвиток наприкінці палеозою — на початку мезозою, а Тихоокеанський і Середземноморський пояси, як уже було зазначено, частково розвиваються і нині.

Перелічені геосинклінальні пояси звичайно називають великими. Поряд з ними розрізняють і два малі геосинклінальні пояси — Внутрішньоафриканський і Бразильський. Вони відрізняються від великих поясів не тільки розмірами, а й історією розвитку — еволюція їх тривала лише протягом протерозою.

Геосинклінальні пояси поділяють на геосинклінальні області. Під **геосинклінальними областями** більшість дослідників розуміє великі сегменти геосинклінальних поясів (завдовжки понад 1000 км), які розділені зонами поперечних глибинних розломів і різняться між собою особливостями будови та розвитку. Наприклад, Урало-Монгольський пояс охоплює Уральську, Тянь-Шанську, Центрально-Казахстанську, Алтає-Саянську і Монголо-Охотську області. Кожна область складається у поперечному перерізі з кількох геосинклінальних систем і серединних масивів, які їх розділяють.

Геосинклінальна система — це виразно лінійна структура завдовжки понад тисячу і часто (Урал, Аппалачі) до 3000 км, а завширшки від 200 до 500...600 км, інколи більше. Геосинклінальні системи можуть розташовуватися між платформою і серединним масивом або між двома серединними масивами, або займати весь простір між двома платформами (в такому разі поняття області й системи збігаються; наприклад, Урал, Кордильєри Північної Америки). Геосинклінальні системи в межах області можуть завершувати свій розвиток водночас або в різні епохи. Наприклад, геосинклінальні системи Карпат, Великого Кавказу, Альп тощо, розташовані в межах Альпійсько-Гімалайської області, вступили в стадію орогенезу в кайнозої,

тобто майже одночасно, а в межах Алтає-Саянської області виділяються геосинклінальні системи, еволюція яких завершилася в різні часи: Західний Саян сформувався у ранньому палеозої, Східний Саян — у пізньому протерозої тощо.

Німецький геолог Г. Штілле (1940 р.) й американський геолог Д. Кей (1942 р.) виділили в межах геосинклінальної системи два принципово різних елементи — зовнішні зони, що прилягають до платформ, — **міogeосинклінали**, або *несправжні геосинклінали*, та внутрішні зони, що розміщені з боку океану, — **евгеосинклінали** — *справжні геосинклінали*. Міogeосинклінали закладаються на корі континентального типу і характеризуються нагромадженням уламкових та карбонатних товщ.

Власне кажучи, міogeосинклінали — це втягнуті в геосинклінальні занурення підводні окраїни континентів, тобто зовнішній шельф та континентальний схил. Евгеосинклінали розвиваються на океанічній корі, представленій офіолітами, і для них характерне нагромадження потужних осадово-вулканогенних товщ (за рахунок інтенсивного підводного вулканізму). Амплітуди опускань і, відповідно, потужності відкладених осадків завжди набагато вищі в евгеосинкліналах.

Серединні масиви — здебільшого уламки тієї платформ, за рахунок дробіння якої виникла дана геосинклінальна область (пояс), тому фундамент їх має ранньодокембрійський вік. Вони є структурами такого ж рангу, що і системи. Форма серединних масивів переважно кутасто-ізометрична при ширині кілька сот кілометрів, рідше — понад 1000 км. Наприклад, Індосинійський, Богемський масиви тощо у Середземноморському поясі. Серединні масиви є аналогами мікроконтинентів, які відомі в сучасних океанах.

Етапи розвитку геосинклінальних поясів Геосинклінальні рухомі пояси, області і системи в загальному вигляді мають два основних **етапи розвитку**: **власне геосинклінальний** і **орогенний**. У першому з них розрізняють дві стадії: ранньogeосинклінальну і пізньogeосинклінальну. Останнім часом виділяють ще і догеосинклінальну стадію, яка по-різному виражена залежно від того, в яких умовах закладалася геосинклінальна система — внутріконтинентальних чи окраїнно-континентальних.

У внутріконтинентальних умовах догеосинклінальна стадія (тобто стадія закладання власне геосинкліналей) виражається в утворенні пологих западин, які поступово змінюються рифтами, де нагромаджуються грубоуламкові континентальні осадки. Внаслідок розтягання рифт може розширюватись, а континентальна кора поступово тоншати аж до повного розриву, вилливу лужно-основних лав і утворення таким чином ділянок із новою океанічною корою (рис. 44). За цих обставин рифт стає континентально-океанічним (типовий приклад — Червоне море). Подальше розширення рифта може призвести до перетворення його на рифтогенний океан типу нинішнього Атлантичного, в центральній частині якого розміщується рифт, а по обидва боки від нього простягаються западини, які вивопнюються уламковим матеріалом, в минулому таку догеосинклінальну стадію пройшли у своєму розвитку Урало-Монгольський та Північно-Атлантичний пояси.

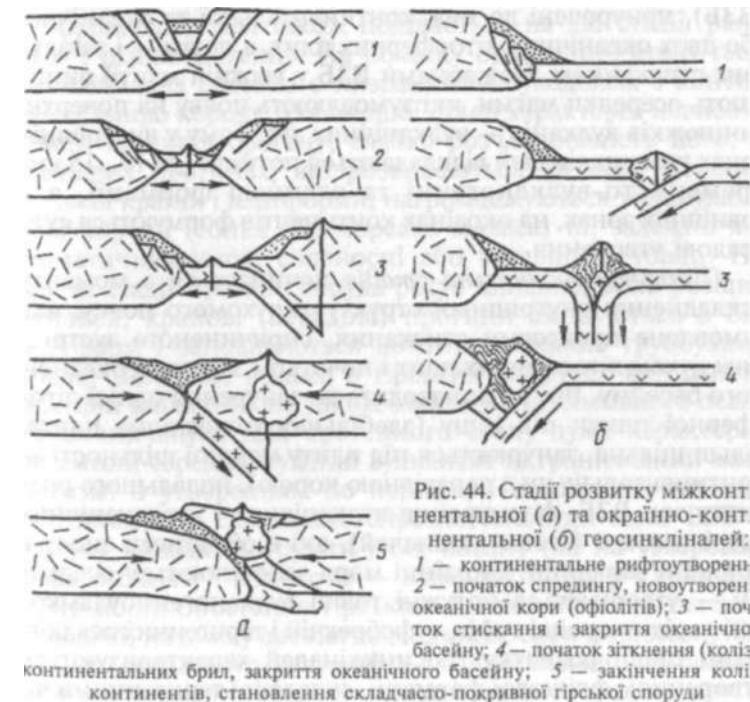


Рис. 44. Стадії розвитку міжконтинентальної (а) та окраїнно-континентальної (б) геосинкліналей: 1 — континентальне рифтоутворення; 2 — початок спредингу, новоутворення океанічної кори (офіолітів); 3 — початок стискування і закриття океанічного басейну; 4 — початок зіткнення (колізії) континентальних брил, закриття океанічного басейну; 5 — закінчення колізії континентів, становлення складчасто-покривної гірської споруди

В окраїнно-континентальних поясах на *догеосинклінальній стадії* або формуються вулканічні дуги на корі океанічного типу, відділяючи від океану окрему ділянку (приклад — Алеутська дуга, що обмежує западину Берінгового моря), або відколюються великі блоки від континенту з подальшим перетворенням континентального рифта на окраїнне море (наприклад, Японські острови, відділені від континенту окраїнним Японським морем). В останньому разі, відокремлені таким чином від континентів їхні частини можна вважати типовими серединними масивами, чи мікроконтинентами.

Отже, наслідком догеосинклінальної стадії в кожному конкретному випадку є утворення обмеженої ділянки кори океанічного типу, яка посідає міжконтинентальне або окраїнно-континентальне положення.

Ранньогеосинклінальна стадія розвитку знаменується початком компенсації розтягання геосинклінальної системи стисканням її по периферії, де виникають нахилені сейсмофокальні зони Вадаті—Заварицького—Беньофа (ВЗБ), приурочені до меж континентальної та океанічної або двох океанічних літосферних плит, а потім — і загальним стисканням. Над зонами ВЗБ у верхній мантії виникають осередки магми, які зумовлюють появу на поверхні ланцюжків вулканів — вулканічних дуг. Тому у внутрішніх зонах геосинкліналей відкладаються потужні (до 10... 15 км) кременисто-вулканогенні та сланцеві формації, а в зовнішніх зонах, на окраїнах континентів формуються суто осадові утворення.

Пізньюгеосинклінальна стадія починається з моменту ускладнення внутрішньої структури рухомого поясу, яке зумовлене процесами стискання, спричиненого зустрічним рухом літосферних плит і початком закриття океанічного басейну. Все це призводить до занурення однієї літосферної плити під іншу (здебільшого океанічна плита, більш щільна, занурюється під плиту меншої щільності — континентальну чи з перехідною корою), подальшого розвитку зон ВЗБ, формування вулканічних і невулканічних острівних дуг (геоантикліналей), які є областями зносу в прилеглий западини. Окраїнні моря заповнюються осадами — утворюються потужні товщі вулканогенноосадових порід — суміші туфів, туфобрекчій і теригенних осадків. Пізні стадії розвитку геосинкліналей характеризуються утворенням флішової формації, складеної теригенними чи

теригенно-карбонатними породами, тонкі шари яких ритмічно чергуються між собою, утворюючи товщі потужністю інколи в багато кілометрів. Далше стискання призводить до зближення острівних дуг з континентами, загальної складчастості, коли зминаються в складки сформовані багатокілометрові товщі осадків і вулканітів, утворення тектонічних покривів (шар'яжів). Вторгаються великі гранітні інтрузії, товщі порід, особливо на глибині, піддаються регіональному метаморфізму. Пізньюгеосинклінальна стадія передуює орогенному етапу.

Ось як характеризує процеси у геосинкліналях російський вчений В. Ю. Хаїн:

...геосинкліналь є ніби котлом, в якому з продуктів виносу магми з мантії, переплавлення більш давньої континентальної кори і зносу з континентів вариться нова потужна континентальна кора. Ця кора нарощує континенти по периферії океанів і в міжконтинентальних геосинкліналях знову спаює континенти, роз'єднані рифтогенезом. А палик під котлом локалізується в сейсмофокальній зоні ВЗБ і безпосередньо над нею.

Орогенний етап також поділяється на дві стадії: ранньо- і пізньюорогенну. На початку орогенного етапу геосинклінальна система є низовинним суходолом з континентальною корою. Для першої стадії характерні невисокі темпи підняття орогену, слабка розчленованість його; в крайових прогинах, які розвиваються на межі молоді гірської країни і платформи, нагромаджуються тонкоуламкові породи (тонка або морська моласа) та, залежно від кліматичних умов, соленосні або вугленосні товщі. На другій стадії гірська споруда росте швидше, вона розширюється, крайові (передові) прогини зміщуються в бік платформ і заповнюються континентальною грубоуламковою моласою, а саме в гірських спорудах виникають міжгірні западини, які також є місцями інтенсивного осадконакопичення. Для орогенного етапу дуже характерні наземний середньолужний вулканізм та гранітоїдний магматизм. З утворенням по периферії континенту чи міжконтинентами складчастої гірської споруди зони ВЗБ в одному випадку мігрують у бік океану (як на узбережжі Тихого океану), в другому — відмирають (як у Середземному морі). Зростання гірських масивів на місці геосинкліналей, на думку деяких дослідників, спричиняється, поперше, складчасто-насувними деформаціями, нагромадженням потужних осадово-вулканогенних товщ, по-друге

спливанням новоутворених гір, згідно з законами ізо­статичної рівноваги, на своїй гранітно-гнейсовій подушці. Ізо­статичне спливання відбувається внаслідок зниження щільності кори під впливом підвищеного теплового потоку, регіонального метаморфізму і гранітизації.

Отже, орогенний етап завершує геосинклінальний роз­виток даної території, на місці геосинкліналі виникає складчаста гірська країна з корою континентального типу. Орогенні пояси, які виникли на місці геосинкліналей, на­зивають *епігеосинклінальними орогенними поясами*.

У подальшому відбуваються *процеси згладжування гірського рельєфу* екзогенними чинниками, перетворення гір спочатку на дрібносопковик, а пізніше і на рівнину, охолодження кори, що призводить до її занурення, по­кривання території водою і формування на ній осадових верств — чохла. Область вступає в наступну стадію свого розвитку — платформену. Зруйнована складчаста основа, сформована на геосинклінальному етапі, стає фундамен­том майбутньої платформи.

Континентальні платформи — це відносно стабільні, жорсткі, переважно ізометричної форми ділянки земної кори, які мають двоярусну будову. Вони характеризують­ся витриманою потужністю земної кори, слабко розчле­нованим рельєфом, незначними сейсмічністю і вулканіч­ною активністю. У зв'язку з тим, що платформи виника­ють на місці складчастих областей, в їхній будові виразно виділяються два структурні яруси: нижній — кристаліч­ний складчастий фундамент, сформований під час геосинклінального розвитку території, і верхній — платфор­мений чохол, формування якого пов'язане з коливними тектонічними рухами платформ (рис. 45). За віком порід фундаменту платформи поділяють на давні і молоді.

Фундамент *давніх платформ* формувався протягом ар­хею та раннього протерозою і складений складчастими, глибокометаморфізованими товщами порід, прорваними гранітними інтрузіями. Верхній ярус платформи — чохол, складений спокійно залеглими верствами неметаморфізо­ваних морських, континентальних і ефузивних порід, які з різкою кутовою незгідністю покривають кристалічний фундамент. До давніх докембрійських платформ належать Північно-Американська, Південно-Американська, Східно­європейська, Сибірська, Африкано-Аравійська, Індо­станська, Австралійська, Антарктична та кілька дрібніших

платформ (Китайсько-Корейська, Таримська, Південно­Китайська). Ці платформи складають ядра сучасних ма­териків і обрамляються молодими платформами та склад­частими областями — орогенами. Давні платформи охоп­люють близько 40 % площі сучасних материків. Від сусідніх молодих платформ вони відділяються глибинними розлома­ми, а від орогенів — передовими (крайовими) прогинами.

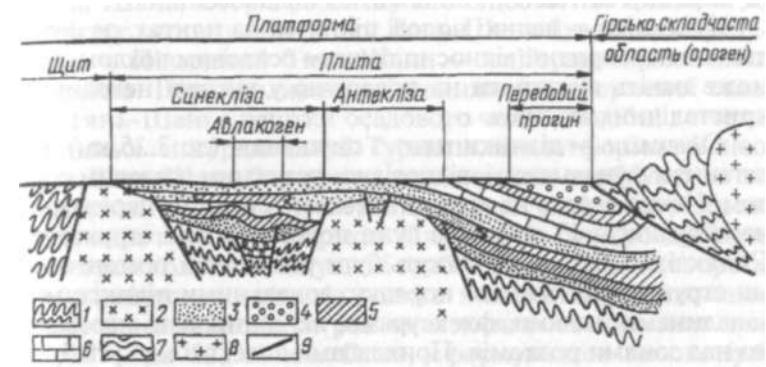


Рис. 45. Схематичний розріз платформи — породи фундаменту:
1 — метаморфічні; 2 — магматичні; відклади чохла; 3 — піщані; 4 — грубоулам­кові; 5 — глинисті; 6— карбонатні; 7— метаморфічні породи; 8— маг­матичні; 9 — розломи

Молоді платформи виникли на пізньопротерозойсько­му, палеозойському чи, рідше, мезозойському фундаменті й, відповідно до віку цього фундаменту, їх називають епі­байкальськими, епікаледонськими, епігерцинськими, епі­мезозойськими (див. поняття про тектонічні цикли). Фун­дамент молодих платформ менш кристалічний, ніж у давніх, породи його менш метаморфізовані, містять мен­ше гранітів і відрізняються від осадового чохла переважно інтенсивною дислокованістю. Прикладами таких платформ є Скіфська епігерцинська, Катазіатська епікаледонська тощо. Слід зазначити також, що епібайкальські платфор­ми посідають проміжне положення між давніми і молоди­ми і на деяких південних давніх платформах байкаліди вважають складовою фундаменту цих платформ.

Найбільшими структурними елементами платформ є щити і плити — структури першого порядку щодо платформ.

• **Щит** — це ділянка платформи, де на поверхню висту­пає фундамент. Щити характерні для давніх платформ і є

наслідком тривалого підняття та денудації даної території (наприклад, Український щит на Східно-Європейській платформі, Алданський щит на Сибірській платформі тощо).

• **Плити** — ділянки платформ, де фундамент перекритий чохлом (наприклад, Руска плита на Східно-Європейській платформі).

У межах плит виділяються структурні елементи другого порядку: антеклізи, синеклізи і авлакогени.

Антеклізи — великі пологі підняття на плитах, де фундамент перекритий відносно тонким осадовим чохлом, або може навіть виступати на поверхню у вигляді невеликих кристалічних масивів.

Синеклізи — ділянки плит з опущеним (до 3...5 км) заляганням фундаменту і, відповідно, потужним осадовим чохлом. Нахил верств на крилах антекліз і синекліз переважно не перевищує Г, тобто це дуже пологі і великі структури. Синеклізи і антеклізи можуть бути ускладнені тектонічними структурами вищого порядку: локальними підняттями, западинами, валами, флексурами, які виникають переважно над зонами розломів. Прикладами антекліз можуть бути Воронезька та Білоруська, а синекліз — Московська та Українська на Східно-Європейській платформі.

В основі синекліз часто виявляються (з допомогою буріння) поховані структури, які дістали назву **авлакогенів**. Таким є, наприклад, Дніпровсько-Донецький авлакоген, перекритий Українською синеклізою. Авлакогени — величезні лінійно витягнуті грабеноподібні западини земної кори у фундаменті платформ, обмежені розломами і заповнені осадками різко підвищеної (до 10... 12 км) потужності. В них часто нагромаджуються поклади солей та вугілля. У сучасному рельєфі авлакогени здебільшого не виражені і є похованими структурами (можливо, різновидом давніх континентальних рифтів), доступними для вивчення лише з допомогою свердловин та сейсморозвідки.

Епіплатформені орогенні пояси й континентальні рифти Зазначимо, що формування гірського рельєфу є не тільки наслідком розвитку геосинкліналей. Часто ці процеси відбуваються і на стабілізованих ділянках земної кори — платформах. Їх називають епіплатформеним орогенезом або тектонічною активізацією платформ.

У разі **епіплатформеного орогенезу** гірський рельєф ство-

рюється в короткі геологічні терміни різноспрямованими тектонічними рухами. В цьому разі формуються так звані брилові (чи складчасто-брилові) гірські системи з міжгірними западинами. В поперечному перерізі епіплатформені гірські споруди мають склепінчасто-блокову будову. Процеси гороутворення можуть супроводжуватися базальтовим вулканізмом. Типовим прикладом таких орогенів є Тянь-Шань, історія розвитку якого достатньо вивчена. До початку неогену Північний Тянь-Шань був епікаледонською, а Південний Тянь-Шань — епігерцинською платформою. Переконливим свідченням платформеної стадії на Тянь-Шані є рештки осадового чохла, подібні до чохла сусідньої епігерцинської Туранської платформи. В неогені Тянь-Шань був досить вирівняною, горбкуватою територією. У неоген-четвертинний етап відбулася різка активізація тектонічних рухів. Платформа була роздрібнена окремі блоки — опущені грабени й припідняті горсти, які відділялись один від одного глибинними розломами. Переміщення блоків по розломах досягали величезних амплітуд — до 12... 13 км. Отже, сформувалася високогірна країна складчасто-брилового типу.

Подібну історію розвитку мають гірські системи Алтаю, Саян, Аппалачів, Судет тощо. Усі вони пройшли стадію геосинклінального розвитку, коли на їхньому місці утворилися складчасті гірські країни, потім стадію платформ — сучасний гірський рельєф формувався уже в межах молодих платформ порівняно недавно. Виявлено, що процеси епіплатформеного орогенезу були досить інтенсивними не тільки на неотектонічному етапі, а й у віддаленому геологічному минулому й збігалися в часі з епохою епігеосинклінального орогенезу.

З епіплатформеними орогенами часто пов'язані процеси рифтоутворення. **Континентальні рифти** — це великі структури розтягання континентального масштабу, морфологічно виражені простими й складними грабенами з потоншеними корою і літосферою, підвищенням тепловим потоком, вулканічною та сейсмічною активністю. Рифти мають велику довжину (в сотні і тисячі кілометрів) і чітко виражену лінійність. Ширина більшості континентальних рифтів становить 30...70 км, але відомі вузькі — 5...20 км (Мертве море) і широкі — 200...400 км (Червоне море). В сучасному рельєфі кайнозойські рифти виражені чітко окресленими пониженнями (рифтовими долинами), обмеже-

ними крайовими обрамляючими їх хребтами. Найбільші з сучасних рифтів приурочені до осьових частин великих склепінчастих піднять. Такими є системи Східно-Африканських рифтів (з рифтом Червоного моря), Байкальська рифтова система, Верхньорейнський рифт тощо.

Рифтоутворення майже завжди супроводжується магматичною діяльністю (лужно-базальтовий вулканізм). Відомі навіть дуже великі вулканічні споруди (вулкани Кенія і Кіліманджаро у Східній Африці), розміщені в зонах поперечних розломів, які перетинають рифти.

Розвиток континентальних рифтів має три стадії. На першій стадії утворюються неглибокі западини у земній корі, розтяг не перевищує сотень метрів, а континентальна кора майже не потоншена. На другій стадії зароджується і ускладнюється осьова зона рифта, розтяг становить 30...40 км, а кора потоншується в 1,5 раза. І, нарешті, на третій стадії відбувається значне (у 2...3 рази) потоншення земної кори, утворюються розриви, по яких на поверхню надходить магма, розтяг досягає 80...100 км, глибина рифта 4...5 км. Повний розрив континентальної кори відбувається вже за умови її потоншення в два рази, на дні рифта починає формуватися базальтова кора і рифт перетворюється з континентального на міжконтинентальний (типу Червономорського), а потім — і на океанічний.

Отже, на відміну від геосинклінального процесу, наслідком якого є утворення континентальної кори, при рифтогенезі відбувається зворотний процес — руйнування континентальної кори і утворення океанічної, що дає початок геосинклінальному розвитку території.

15.4.

Глибинні розломи й кільцеві структури

Глибинні розломи та кільцеві структури посідають особливе місце серед геотектонічних структур континентів та океанів.

Глибинні розломи в сучасному розумінні — це зони рухомого зчленування великих блоків земної кори і підстильної верхньої мантії протяжністю в сотні і тисячі кілометрів, завширшки в десятки кілометрів з тривалою історією розвитку. З ними пов'язані інтенсивні тектонічні, магматичні та метаморфічні процеси.

Засновником вчення про глибинні розломи вважають американського геолога У. Хоббса, який ще у 1911 р. висунув ідею про існування так званих **лінементів** — прямолінійних структурних поясів (розломів), які визначають обриси континентів, гірських складчастих систем, багатьох тектонічних структур. Проте сам термін "глибинний розлом" було введено в літературу лише 1945 р. академіком А. В. Пейве, який і сформулював уявлення про глибинні розломи як вчення, розвинуте в подальшому Г. Штілле, Р. Зондером, М. С. Шатським, В. Ю. Хаїном та ін.

Особливостями глибинних розломів є їхня планетарна протяжність, значна глибина закладення та тривалість розвитку. Скажімо, розлом, який відмежовує міо- та еогеносинклінальні зони Уралу, простягається з півночі на південь більш ніж на 2000 км. Що стосується глибинності описуваних розломів, то виявлено, що деякі з них продовжуються у верхню мантію і зміщують межу Мохо на 10...20 км. Час існування окремих розломів вимірюється десятками і сотнями мільйонів років (Таласо-Ферганський розлом — не менш ніж 600 млн р.), тобто охоплює цілі періоди та ери.

Глибинні розломи утворюють пояси, або зони, завширшки до кількох десятків кілометрів, у межах яких гірські породи метаморфізовані, розбиті розривами, пронизані інтрузіями.

Дуже характерною є приуроченість до глибинних розломів різних форм магматизму. Це і вулканічна діяльність, що добре ілюструється лінійним розташуванням вулканічних споруд на Камчатці, в Андах, а також поширення ультраосновних та кислих інтрузивів (наприклад, тіла серпентинізованих гіпербазитів уздовж Головного розлому Уралу тощо).

Глибинні розломи класифікуються за глибиною проникнення їх у земну кору та верхню мантію, за їхньою геологічною позицією та зв'язком з іншими структурами земної кори, за кінематикою та динамікою розвитку.

• За глибиною проникнення розломи поділяють на три групи: корові; літосферні; мантіїні.

Корові розломи досягають поверхні Мохоровичича.

Літосферні розломи перетинають земну кору, верхню мантію і затухають у астеносфері. Це, очевидно, найпоширеніші глибинні розломи, з якими пов'язані інтрузії гіпербазитів та гіпоцентри землетрусів.

Мантіїні (надглибинні) розломи визначають за глибиною розташування осередків землетрусів. Вони фіксують-

ся вздовж активних околиць континентів та острівних дуг у вигляді сейсмофокальних зон ВЗБ і простежуються до глибин 650...720 км.

• За кінематичними та динамічними ознаками виділяють глибинні скиди, підкиди, розсуви, насуви, зсуви, хоча протягом тривалого розвитку характер зміщень розломів може змінюватися.

Глибинні скиди, наприклад, можуть обмежувати великі западини та авлакогени в фундаменті давніх платформ (Дніпровсько-Донецький авлакоген), поширені вони також у межах великих склепінчастих піднять, обмежують рифтогенні структури (оз. Байкал, Верхньорейнський гребінь, Червономорський рифт). Виникають при розтягвальних напруженнях у земній корі.

Глибинні підкиди та насуви поширені у складчастих областях фанерозою та в епіплатформених областях. Утворюються в умовах тангенціального стиску вздовж границь мегаблоків земної кори з різним типом розвитку чи неоднаковими напрямками або швидкостями руху і супроводжуються прирозломною складчастістю, інтенсивною сланцюватістю та іншими порушеннями.

Різновидом глибинних насувів є **офіолітові покриви**, які утворюються в разі насунання (обдукції) океанічної кори на континентальну. Ультраосновні серпентинізовані породи, що часто складають нижні частини таких покривів, свідчать про відрив разом із океанічною корою певної частини верхньої мантії.

Глибинні зсуви також дуже поширені в складчастих областях. Горизонтальні річні зміщення блоків земної кори по них становлять до 2 см на рік. Класичним прикладом розломів такого типу є розлом Сан-Андреас у Каліфорнії завдовжки понад 1000 км, завширшки близько 1 км та з горизонтальним зміщенням блоків 1,2 см на рік. Загальна амплітуда зміщення по розлому від початку міоцену визначається різними дослідниками в 200...240 км.

До глибинних зсувів здебільшого приурочена висока сейсмічна активність. Так, з рухами по розлому Сан-Андреас пов'язують сильні землетруси в районі м. Сан-Франциско у 1906, 1940, 1968 рр.

Геологічну позицію глибинних розломів у загальній структурі земної кори можна уявити таким чином.

Розломи першого порядку визначають межі головних літосферних плит, дивергентні (розсуви океанічних рифтів),

конвергентні (зони ВЗБ) і трансформні (головні з магістральних розломів).

Розломи другого порядку розмежовують плити і мікроплити; до них, очевидно, прирівнюються і розломи, що відділяють пасивні країни континентів від океанічного ложа. В рельєфі вони приурочені звичайно до континентального підніжжя. До розломів цього типу на континентах належать і розломи рифтових систем, а в океанах — магістральні трансформні розломи.

Розломи третього порядку — це решта розломів всередині континентів та океанів: розломи, що обмежують невеликі рифти чи авлакогени (палеорифти), розломи всередині геосинклінальних систем, регіональні трансформні розломи тощо.

З'ясовано, що глибинні розломи орієнтовані переважно в широтно-меридіональному (ортогональному) та діагональному напрямках, утворюючи так звану планетарну **регіональну мережу**. Виникнення останньої відносять до архею, коли земна кора стала достатньо крихкою для утворення та тривалого збереження розломів, що її перетинали. Генезис пов'язується із напруженнями, які виникали в корі внаслідок періодичних змін швидкості осьового обертання планети.

Мережа глибинних розломів зумовлює блокову будову земної кори і літосфери, за винятком поступових переходів між окремими мегаблоками з різною будовою та режимом розвитку.

Глибинні розломи мають також важливе металогенічне значення, що зумовлене насамперед високою проникністю порід у зонах розломів та глибиною розломів, яка сприяє зв'язку неглибоких шарів з астеносферою, де відбуваються фізико-хімічні процеси, що зумовлюють рудоносність. З розломами часто пов'язані родовища олова, міді, ртуті, вольфраму та інших металів. До них тяжіють також нафтові й газові родовища.

Кільцеві структури — це геологічні утворення різного походження. Єдиною спільною ознакою їх є овальна чи округла форма. Дослідження даних структур інтенсифікувалися у зв'язку з дешифруванням космічних знімків земної поверхні, коли виявилась їхня величезна кількість та розмаїтість. Діаметр їх коливається від десятків чи сотень метрів до 500 км.

Серед кільцевих структур можна виділити кілька гене-

тичних типів, насамперед — це магматогенні структури (вулканогенні, вулканоплутонічні, плутонічні), метаморфогенні (граніто-гнейсові куполи), структури, пов'язані з гідро- і грязевулканізмом, соляні куполи, вибухові структури та структури ударного (метеоритного) походження.

Граніто-гнейсові куполи — це складні кільцеві структури, що разом із зеленокам'яними поясами домінують у будові фундаменту давніх платформ. Відомі на Балтійському, Алданському, Українському щитах. Центральна частина їх складена звичайно гранітизованим ядром, а периферійна — метаморфічними породами.

Метеоритні кратери і астроблеми — це великі від'ємні структури на поверхні Землі, утворені внаслідок короткочасного впливу ударних хвиль, які виникають через падіння на Землю великих космічних тіл. На сьогодні їх виявлено вже понад сотню на всіх континентах. Діаметри метеоритних кратерів бувають від десятків метрів до 100 км. Звичайно кратери — це округлі структури, оточені припіднятим валом, заповнені ударною брекчією, яка лежить на деформованих породах поверхні. Астроблеми — це змінені екзогенними процесами кратери, звичайно це глибокі частини еродованих метеоритних кратерів. Типовими породами метеоритних кратерів є аутигенна та аллотигенна брекчії, імпакти.

Аутигенна брекчія — це подрібнені породи основи кратера, які на глибині переходять у тріщинуваті породи.

Аллотигенна брекчія складається з викинутих під час вибуху уламків порід, які впали назад у кратер чи розсіялися поблизу, і зцементованих потім пухким уламковим матеріалом з домішкою скла. Може досягати значної потужності (десятків метрів).

Імпакти — це ударні брекчії, які утворюються внаслідок розплавлення, спричиненого ударом, порід, одним з основних компонентів яких є скло та продукти його перетворень.

Серед відомих метеоритних кратерів — Попігайський у Східному Сибіру. Аризонський у США, Нордлінген-Рис біля Мюнхена тощо.

Так, Аризонський кратер є чашеподібною западиною завглибшки 180 м, діаметром 1,2 км, оточеною валом заввишки 50...60 м. Ударна брекчія на дні кратера складена уламками порід пермського і тріасового віку, потужність її сягає 100 м. Вік кратера — пліоценовий.

15.5.

Тектонічні нikli, епохи складчастості й гороутворення

Протягом складної та тривалої історії свого розвитку, яка обчислюється багатьма сотнями мільйонів років, геосинклінальні пояси по чергово переживали періоди розширення й повільного опускання та періоди скорочення, звуження і підняття, які супроводжувалися складчастістю, гранітизацією, метаморфізмом, що призводило до перетворення окремих частин поясів спочатку на гірські масиви, а потім — на молоді континентальні платформи. А оскільки таке чергування опускань і піднять та відповідних процесів неодноразово повторювалося в історії поясів, то, очевидно, спостерігається певна циклічність в їхньому розвитку. Вперше звернув на це увагу французький геолог М. Бертран (1886 р.), який виділив чотири цикли гороутворення. Нині в історії Землі (і в еволюції геосинклінальних поясів) виділяють такі **тектонічні цикли**:

катархейський — 4,5...3,5 млрд р. тому;
ранньоархейський — 3,5...3,0 млрд р. тому;
пізньоархейський, або біломорський, — 3,0...2,6 млрд р. тому;
ранньопротерозойський, чи ранньокарельський, — 2,6...2,0 млрд р. тому;
середньопротерозойський, чи пізньокарельський, — 2,0... 1,7 млрд р. тому;
ранньорифейський, або готський, — 1,7... 1,4 млрд р. тому;
середньорифейський, чи грєнвільський, — 1,4... 1,0 млрд р. тому;
байкальський — 1000...550 млн р. тому;
ранньопалеозойський, або каледонський, — 545... 375 млн р. тому;
пізньопалеозойський, або герцинський, — 375... 220 млн р. тому;
мезозойський, або киммерійський, — 220...80 млн р. тому;
кайнозойський, або альпійський, — незавершений, від 80 млн р. до нашого часу.

Тривалість тектонічних циклів, очевидно, була більшою в докембрії, де досягала 1000 млн р., в палеозої вона ста-

новила 180...200 млн р., у мезозої — 130... 140, а в кайнозої — менше ніж 100 млн р. Умовно в межах кожного тектонічного циклу можна виділити тривалі еволюційні етапи та короткі, бурхливі етапи революційного розвитку, або **епохи складчастості та гороутворення**.

Для еволюційних етапів (тобто періодів саме геосинклінального розвитку поясів) характерні такі процеси:

широкий розвиток прогинань у геосинкліналях та нагромадження потужних осадово-вулканогенних товщ;

резонансні прогинання на суміжних платформах та розвиток на них трансгресій — моря наступають з боку геосинкліналей;

розвиток неглибоких морів на великих ділянках платформ спричиняє встановлення вологого, теплого клімату, вирівнювання рельєфу;

створення сприятливих умов для бурхливого розквіту органічного світу. Такий режим на планеті називають **таласократичним**.

Процеси в епохи складчастості та гороутворення:

- широкий розвиток горотвірних процесів у геосинкліналях;
- інтенсивні прояви глибинного та наземного магматизму в геосинкліналях;
- резонансні підняття на прилеглих областях платформ і пов'язані з цим регресії морів;
- поява різкоконтрастного рельєфу суходолу суттєво утруднює циркуляцію атмосфери, це спричиняє посилення контрастності кліматичних зон, розширення аридних зон, появу наземних зледенінь;
- різкі зміни фізико-географічних умов планети спричиняють загальне погіршення умов існування органічного світу — відбувається масове вимирання одних форм та поява інших, вище організованих.

Такий режим називають **геократичним**, тобто панування суходолу, на відміну від таласократичного — панування моря.

Контрольні запитання й завдання

1. Які Ви знаєте основні структурні елементи земної кори і літосфери? 2. Що таке серединноокеанічні хребти і чим вони відрізняються від гірських систем материків? 3. Як побудовані океанічні плити? 4. Охарактеризуйте активні та пасивні окраїни континентів. 5. Що таке рухомі геосинклінальні пояси? 6. Проаналізуйте розвиток геосинклінальних поясів. 7. Як Ви розумієте зони ВЗБ? 8. Що таке континентальні платформи? 9. Назвіть найбільші структурні елементи платформ. 10. Що таке епіплатформні орогени? Наведіть їх приклади. 11. Поясніть механізм формування континентальних рифтів. 12. Що таке глибинний розлом? Як класифікують глибинні розломи? 13. Перелічіть типи кільцевих структур, коротко охарактеризуйте їх. 14. Які Ви знаєте тектонічні цикли? 15. Назвіть характерні ознаки таласократичного та теократичного режимів.

Глава 16 СУЧАСНІ УЯВЛЕННЯ ПРО ПРИЧИНИ ЕВОЛЮЦІЇ ЗЕМНОЇ КОРИ І ЛІТОСФЕРИ

16.1.

Гіпотези контракції

Розвиток геологічної науки на кожному історичному етапі стимулювався появою популярних тією чи іншою мірою геотектонічних концепцій, які, ґрунтуючись на фактичному матеріалі, претендували на створення узагальнених, цілісних уявлень про все розмаїття геологічних процесів (тектонічних, магматичних, метаморфічних тощо). Розглянемо коротко окремі концепції, що найсуттєвіше впливали (і впливають нині) на становлення геологічної думки, формування єдиної загальної теорії Землі.

У геотектоніці позначилися три основні напрями поглядів, що з різних позицій трактують еволюцію земної кори й літосфери:

гіпотези, що виходять зі зміни об'єму Землі;

гіпотези внутрішньої диференціації речовини Землі, за якими домінуюча роль належить вертикальним переміщенням блоків земної кори (фіксизм);

гіпотези горизонтальних переміщень материків чи літосферних плит (мобілізм).

До першої групи гіпотез слід віднести дуже популярну в XIX і на початку XX ст. гіпотезу контракції, висунуту в 1852 р. французьким геологом Елі де Бомоном, а також пізніше — гіпотезу розширення Землі та пульсаційну гіпотезу.

Гіпотеза контракції базувалась на космогонічних побудовах Канта-Лапласа, згідно з якими Земля на початкових стадіях свого розвитку була розплавленою. Поступове, повільне охолодження її супроводжувалось зменшенням об'єму. Сформована внаслідок остигання поверхні земна кора дробилась, зминалась у складки, морщилась, як печене яблуко. Гіпотеза, втім, не пояснювала задовільно розташування складчастих систем у певних зонах, а не по всій території планети рівномірно. Незрозуміло також, чому складкоутворення проявлялося переважно на континентах, а не на ділянках з тоншою океанічною корою. Багато суперечностей контракційної гіпотези було знято з появою в середині минулого століття **вчення про геосинкліналі та платформи**, в якому вдалося пояснити формування лінійних складчастих структур з корою континентального типу. Гіпотеза контракції панувала в геології до початку XX ст. На її підставі було створено австрійським вченим Е. Зюсом фундаментальну працю "Лице Землі". Відмовитися від гіпотези довелося після того, як були змінені космогонічні уявлення і Землю почали розглядати як первісно "холодне" тіло, сформоване з газо-пилової туманності, а також після відкриття явища природної радіоактивності (що доводило можливість внутрішнього розігріву планети) та неможливості пояснення деяких нових геологічних фактів.

Протилежністю контракційній і є **гіпотеза розширення Землі**. В основу її покладено припущення, що об'єм Землі раніше був набагато меншим від сучасного, а радіус — 3500...4000 км. Материкова кора суцільним шаром покривала поверхню планети. Розширення Землі почалося з кінця палеозою (чи, за іншими даними, з крейди), що призвело до розтріскування суцільної континентальної кори, відсування окремих континентів один від одного і відслонення між ними підкорового шару. Сюди по розломах проникла мантійна речовина, формуючи нову кору океанічного типу. Згідно з гіпотезою, за останні 345 млн р.

поверхня планети збільшилась удвоє, що не знаходить задовільного фізичного обґрунтування. Крім того, не пояснюються процеси складчастості, періодичність тектонічних процесів та інші геологічні явища.

Спробу синтезу описаних гіпотез було зроблено в працях американського геолога В. Бухера та відомих російських вчених В. О. Обручева та М. А. Усова. У висунутій ними **пульсаційній гіпотезі** припускалося періодичне розширення Землі, яке змінювалося стисненням. В епохи розширення утворюються розломи, закладаються геосинкліналі, інтенсивно проявляється магматизм, переважають вертикальні рухи кори. В епохи стиснення в межах геосинкліналей формуються складчасті гірські системи, а в їх надрах — гранітні інтрузії. Сучасні прихильники гіпотези підкреслюють, що розтягнення земної кори в рифтових зонах компенсується її стисненням в глибоководних жолобах і гірських системах, а внаслідок багаторазового почергового стискання і розтягання відбувається переміщення брил земної кори від зон розтягу до зон стиску. Зауважимо, що на коливання радіуса Землі в межах 10 % протягом останніх 500 млн р. вказують також дані палеомагнетизму. Сильною стороною гіпотези є можливість на її підставі пояснити циклічність та спрямованість тектонічних процесів. Гіпотеза має прихильників і в наші дні (наприклад, відомий тектоніст Є. Є. Мілановський та ін.) і в майбутньому можливе поєднання окремих її положень із сучасними мобілістичними побудовами.

16.2.

Концепція фіксизму

Назва концепції **фіксизму** походить від того, що її прихильники вважають незмінним, зафіксованим взаємне розташування континентів протягом геологічної історії Землі. Для пояснення розвитку планети фіксисти віддають перевагу вертикальним рухам, майже відкидаючи можливість більш-менш суттєвих горизонтальних переміщень блоків кори чи літосфери.

Голландським вченим Р. Ван Беммеленом та відомим російським тектоністом В. В. Білоусовим активно розробляється **гіпотеза глибинної диференціації**. Згідно з цими уявленнями основним чинником еволюції земної кори є

гравітаційна диференціація речовини мантії, а радіогенний розігрів відіграє другорядну роль. Активною зоною сучасної диференціації є астеносфера, де базальти виплаваються у вигляді крапель, які зливаються у великі масиви — астеноліти. У разі підвищеної проникності літосфери астеноліти підіймаються по глибинних розломах, частково виливаються на поверхню, обважнюють літосферу, що спричиняє формування евгеосинклінальних прогинів. Прогини заповнюються осадово-вулканогенними товщами, літосфера втрачає свою проникність, що зумовлює застигання базальтів на глибині, виділення з них флюїдів і тепла. Останні спричиняють регіональний метаморфізм геосинклінальних товщ і часткове їхнє переплавлення з утворенням гранітів. Зменшення проникності літосфери перешкоджає прориву вгору нових порцій розігрітої мантійної речовини, й коли остання підіймає над собою літосферні блоки, розпочинаються процеси гороутворення. В подальшому остигання астенолітів спричиняє стабілізацію тектонічного режиму і встановлення платформених умов, коли окремі теплові імпульси призводять лише до незначних коливних рухів.

Утворення океанічних западин В. В. Білоусов пояснює процесами так званої *базифікації кори*, коли виливи великих базальтових мас поверх континентальної кори зумовлюють зростання її щільності, прогинання і занурення разом із важкими ультраосновними інтрузіями в мантію, де базальтовий шар заміщується ультраосновними породами, а гранітний — базальтовими ("базити" — основні породи). В такий спосіб на поверхні формувалася океанічна кора. Утворені западини заповнювалися водою, даючи початок новим океанам. За цих умов утворення океанів, опускання їх дна йшло від периферії до центральної осі — цим пояснюється той факт, що кора сучасних Атлантичного та Індійського океанів "молодіє" в напрямку від континенту до осей серединних хребтів. Отже, останні розглядаються як зони, що опускаються під дією обважнення їх інтрузіями з мантії.

Вважається, що материки, які входили до складу великого палеозойського материка Гондвана, з'єднувалися між собою ділянками суходолу, які пізніше опустилися, тобто сучасне положення цих материків залишалось незмінним, зафіксованим протягом всієї їхньої історії. Слабкими місцями гіпотези є непереконливість доказів щодо процесів

формування океанічної кори, заперечення існування платформених зон розтягу та стиску тощо.

16.3. Концепція мобілізму

Початок мобілістичним уявленням, які для пояснення еволюції земної кори та літосфери беруть за основу горизонтальні рухи, було покладено американцем Ф. Тейлором (1910 р.) та німецьким метеорологом і геофізиком А. Вегенером (1912 р.), які сформулювали *гіпотезу дрейфу континентів*. Особливий вклад у її розробку вніс А. Вегенер. У найповнішому обсязі його погляди було викладено в книзі "Походження континентів і океанів" (1915 р.). Звернувши увагу на подібність обрисів південних континентів, а також на спільність фауни і флори, розподіл кліматичних зон на цих материках (а особливо — великого наземного зледеніння) в палеозої, він дійшов висновку, що під дією припливних сил, спрямованих зі сходу на захід, і відцентрових сил, спрямованих до екватора, в палеозої материки сконцентрувались у єдину континентальну брилу Пангея. В середині мезозою під дією тих самих сил почався розкол Пангеї, а утворені материки почали розходитись один від одного в широтному напрямку, ковзаючи по базальтовому шару.

Передні краї материків унаслідок опору з боку базальтового ложа зминались у складки. Цим було пояснено, зокрема, утворення гірських ланцюгів Кордильєрів і Анд. На територіях, звільнених материками, залишалась базальтова кора, характерна для ложа океанів.

Головні аргументи проти гіпотези було висунуто геофізиками, які розраховали, що припливних й відцентрових сил явно недостатньо для того, щоб рухати континенти. Крім того, гіпотеза ігнорувала роль геосинкліналей у розвитку земної кори.

У 1930 р. А. Вегенер загинув під час однієї зі своїх експедицій у Гренландію, а його погляди до 40-х років втратили популярність серед геологів.

Відродження ідей мобілізму на новій основі — **неомобілізм** — відбулося наприкінці 50-х — на початку 60-х років ХХ ст. у зв'язку з великими відкриттями на дні

океанів, зокрема виявленням планетарної системи серединно-океанічних хребтів і рифтових долин, а також досягненнями в галузі палеомагнетизму. З'явилась ціла низка нових гіпотез, об'єднаних пізніше в єдину концепцію **тектоніки літосферних плит**.

Так, у 1962 р. американські вчені — геолог Г. Хесс та геофізик Р. Дітц — висунули **гіпотезу спредингу**. Вони доводили, що на дні рифтових долин у серединно-океанічних хребтах періодичні виверження базальтової лави призводять до розсування блоків літосфери, постійного формування нових ділянок океанічного дна. Відбувається це таким чином: порція базальтової лави, виливаючись через центральну тріщину на дні рифтової долини, розтікається по дну долини і застигає. Нова порція лави розламує застиглу пластину базальту, розсуваючи дно по обидва боки від осі рифта, і також застигає в тріщині, утворюючи нову базальтову пластину. Процес багаторазово повторюється, нарощуючи в такий спосіб океанічну кору по обидва боки від рифта. Тому зрозуміло, що наймолодша кора має бути на дні рифтової долини і поступово "старіти" в напрямку континентів (рис. 46).

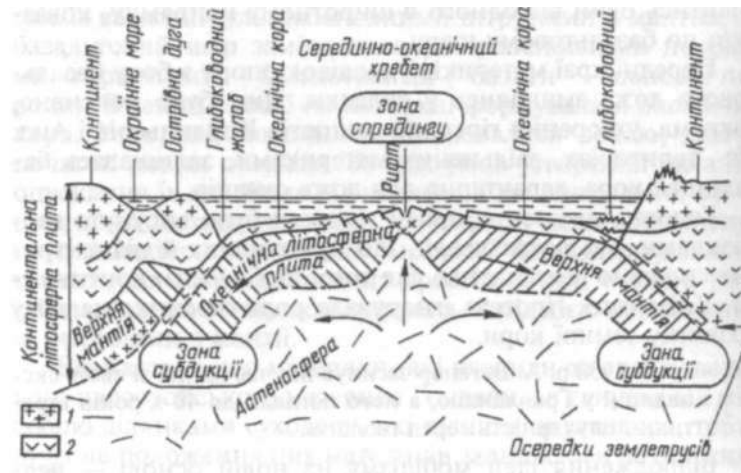
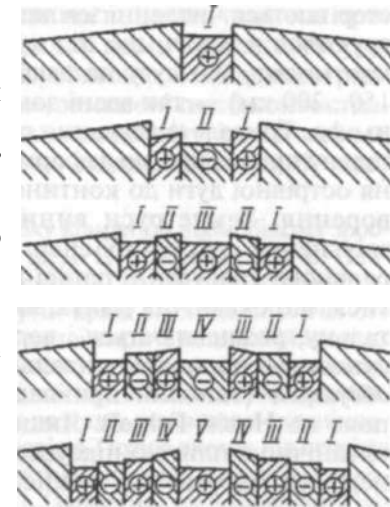


Рис. 46. Схема спредингу й субдукції літосферних плит:
1 — гранітний шар; 2 — базальтовий шар

Гіпотеза спредингу (розсування) дістала підтвердження в працях англійських геофізиків Ф. Вайна і Д. Метьюза, які вивчали смугові магнітні аномалії вздовж осей серединно-океанічних хребтів. Магнітне поле Землі має здатність змінювати свою полярність через певні проміжки часу (інверсії магнітного поля), в історії Землі це відбувалось неодноразово. Ідея англійських геофізиків полягала в тому, що базальтова пластина, яка, згідно з гіпотезою спредингу, утворюється в рифтовій долині, після застигання намагнічується в тогочасному магнітному полі Землі. Потім пластина розривається новою порцією базальту на дві частини, між якими утворюється нова пластина, яка також застигає і, якщо за цих умов відбулася інверсія магнітного поля, намагнічується в зворотному напрямку. Процес повторюється і, отже, по обидва боки від серединного хребта фіксується ціла низка лінійних магнітних аномалій змінної полярності (рис. 47). За точними датами останніх змін полярності магнітного поля і віддаленістю магнітних аномалій від осі хребта можна визначити орієнтовну швидкість спредингу, тобто розширення океанічного дна (для деяких ділянок Атлантичного океану вона дорівнює близько 1 см/рік). Ці дані підтверджуються глибоководним бурінням на дні океанів, яке дає змогу визначити абсолютний вік порід, що складають ложе.



У 1965 р. канадський геофізик Д. Уїлсон виділяє спочатку трансформні розломи, по яких зміщуються рифтові долини, а далі висуває ідею про те, що літосфера розбивається на великі плити, а всі геологічно активні зони — рифти, океанічні жолоби, молоді гірські системи — взаємопов'язані у своєму розвитку. Пізніше ці погляди було

Рис. 47. Схема спредингу:
I-V — лінійні магнітні аномалії змінної полярності відповідають різновіковим ділянкам океанічної кори, що утворюється в рифтовій зоні, від найдавнішої / до наймолодшої V

доповнено уявленням про те, що Земля розділена на цілу низку жорстких літосферних плит, до складу яких входять материки й прилеглі до них ділянки океанів. Існують і суто океанічні плити (наприклад, Тихоокеанська). Плити межують по рифтових долинах серединно-океанічних хребтів, глибоководних жолобах, континентальних рифтах і молодих складчастих горах, окраїнах континентів. Межі добре фіксуються епіцентрами неглибоких та глибокофокусних землетрусів.

Нарощування молоді океанічної кори відбувається вздовж осей серединно-океанічних хребтів у рифтових долинах, а руйнування її (компенсація) на протилежних кінцях плит — у глибоководних жолобах. Вважають, що в них океанічна плита занурюється під континентальну на значні глибини, в мантію (*субдукція*). Справді, в районах острівних дуг і біля активних окраїн континентів (наприклад, уздовж західного узбережжя Південної Америки) спостерігаються численні землетруси, епіцентри яких концентруються в зонах, що під кутом 40...60° занурюються під континент, або дугу на глибину до 700 км (не менш ніж 150...200 км) — так звані зони Вадаті—Заварицького—Бенюфа. Тривале підсування океанічної кори під континентальну призводить до деформації окраїнного моря, зміщення острівної дуги до континенту і, нарешті, до складкоутворення. Землетруси виникають, очевидно, внаслідок звільнення сейсмічної енергії, яка накопичується при перервному підсуванні однієї плити під іншу. Може трапитися, що океанічна плита, яка підсувається під континентальну, розщеплюється і верхня її частина (офіоліти) насувається на континентальну. Такі процеси називають *обдукцією* (типовий приклад — Папуаський офіолітовий пояс на Новій Гвінеї). Якщо ж у зону субдукції разом із океанічною плитою підсувається материк чи мікроконтинент, то відбувається зіткнення двох материків, або *колізія*. Розміщена між ними ділянка океану звужується, замикається, проходить складкоутворення й гороутворення. Прикладом таких процесів може бути зіткнення Індостану з континентальною брилою Євразії і утворення Гімалаїв, а також формування поясу молодих гір в Альпійсько-гімалайській області, коли Африканська плита зіткнулась у області Тетису з Євразійською.

Механізм горизонтальних переміщень літосферних плит прихильники неомобілізму пояснюють наявністю замкне-

них конвективних потоків речовини в астеносфері. Взагалі *ідея переміщення континентів підкоровими течіями* в мантії була висловлена ще в 1929 р. шотландцем А. Холмсом, неотектоністи ж опрацювали її з урахуванням нових геологічних фактів. Вважають, що внаслідок радіоактивного розігріву в певних місцях астеносфери створюються висхідні потоки перегрітої (а отже, легшої) речовини. Підіймаючись вгору, потоки досягають охолоджених ділянок мантії, остигають і розтікаються в протилежні боки, створюючи в цьому місці зони розтягу, в яких можуть виникати розриви, що досягають поверхні кори, і вздовж них перегріта мантійна речовина може виходити назовні. Такі висхідні потоки в астеносфері можуть спричинити виникнення рифтових зон на поверхні Землі. Рухаючись у горизонтальному напрямку, астеносферна речовина переносить занурені в неї літосферні плити. Охолоджуючись і ущільнюючись, речовина астеносфери утворює низхідні потоки, які призводять до появи на поверхні планети прогинів, зон стиску і пов'язаних з ними складкоутворювальних процесів, розривів, насувів тощо. Такі явища трапляються в зонах субдукції. Отже, замкнені петлі конвективних потоків у астеносфері можна порівняти із конвеєром, на якому переносяться, іноді на величезні відстані, літосферні плити.

Вагомий внесок у розробку концепції неомобілізму зроблено такими дослідниками, як Л. П. Зоненшайн, А. В. Пейве, О. Г. Сорохтін та ін. Основні ідеї тектоніки плит знайшли підтвердження у забутій праці англійського вченого Османда Фішера "Фізика земної кори", написаний ним ще в 1889 р., де було висловлено, втім, без вагомих аргументів, всі основні постулати сучасної тектоніки плит (формування океанічної кори в зонах розтягу, опускання океанічного дна в зонах стиску периферією Тихого океану під острівні дуги та континенти, конвективні потоки підкорової речовини як рухомий механізм). Очевидно, на час своєї публікації ці ідеї були настільки революційними, що їх не можна було сприймати і мав пройти тривалий час нагромадження фактичного матеріалу, аби вони знову набули актуальності.

Тектоніка літосферних плит дає змогу звести всі геотектонічні процеси до взаємодії літосферних плит і в цілому дає досить струнку картину еволюції земної кори та літосфери. Водночас у ній також є ціла низка слабких місць

(наприклад, механізм і причини руху літосферних плит, проблеми в поясненні періодичності і циклічності тектонічних і магматичних процесів тощо), які не дають змоги поки що вважати її теорією і потребують подальшого опрацювання.

Отже, геотектонічні гіпотези з різним ступенем переконливості та відповідності геологічним фактам пояснюють будову та еволюцію кори і літосфери. Єдиною загальноприйнятою теорією Землі, яка б узагальнювала і тлумачила з чітких наукових позицій все розмаїття геологічних явищ, тектонічних процесів, що спричинили утворення такої складної природної системи, як наша планета, на даний час не створено — очевидно, це справа майбутніх поколінь дослідників.

Контрольні запитання й завдання

1. У чому суть гіпотези контракції? 2. Порівняйте гіпотезу розширення Землі та пульсаційну гіпотезу. 3. У чому полягають принципові відмінності у поглядах "фіксистів" і "мобілістів"? 4. Розкрийте суть гіпотези глибинної диференціації речовини. 5. Що таке базифікація кори? 6. Як Ви розумієте гіпотезу дрейфу континентів? 7. Поясніть явище спредингу та наведіть докази на його підтвердження. 8. Що таке субдукція, обдукція, колізія? 9. Поясніть механізм горизонтального переміщення літосферних плит.

Глава 17

ГЕОЛОГІЧНЕ ЛІТОЧИСЛЕННЯ

17.1.

Основні завдання історичної геології

Наука, яка вивчає геологічну історію Землі, називається **історичною геологією**. Історична геологія є синтезуючою наукою — вона використовує фактичний матеріал, зібраний цілою низкою дисциплін: стратиграфією, літологією, петрографією, геотектонікою, палеонтологією, палеогеографією, регіональною геологією тощо, систематизує його, виявляючи загальні закономірності еволюції фізи-

ко-географічного середовища протягом тривалої і складної історії Землі.

Серед **основних завдань**, які вирішуються історичною геологією, зазначимо:

встановлення відносного та абсолютного віку гірських порід;

відтворення рухів земної кори та історії розвитку її структури;

відтворення фізико-географічних умов минулих геологічних епох (поділ суходолу, моря; рельєф; кліматичні умови; органічний світ тощо);

визначення загальних закономірностей геологічного розвитку Землі в цілому і земної кори зокрема.

Для реконструкції геологічного минулого за документи правлять гірські породи і скам'янілі органічні рештки, що містяться в них. Більшість гірських порід складається з шарів (верств). Вік верств, послідовність їх формування, зіставлення одновікових верств на великих площах вивчає **стратиграфія** (від лат. stratum — шар) — розділ геології, на якому базується вся історична геологія.

Розрізняють відносний і абсолютний вік гірських порід. Відносний вказує на те, які породи давніші, а які молодші. Абсолютний — встановлює вік гірських порід в одиницях часу (звичайно, в мільйонах, десятках і сотнях мільйонів років).

17.2.

Методи відносної геохронології

Всі методи визначення відносного віку порід, якими оперує історична геологія, можна об'єднати у дві групи: непалеонтологічні і палеонтологічні.

Непалеонтологічні методи застосовують у разі, коли гірські породи позбавлені скам'янілих органічних решток. Одним із таких методів є **стратиграфічний метод**, основи якого заклав ще в 1669 р. данський вчений Н. Стено. Він відкрив **закон послідовності нашарування осадових гірських порід**, згідно з яким усі шари, що залягають нижче, давніші, тобто утворилися раніше від шарів, що залягають вище. Метод дуже простий і дає змогу визначити відносний вік осадових верств на невеликих ділянках, наприклад, в одному відслоненні з горизонтальним чи

слабопохилим заляганням. Якщо ж доводиться зіставляти осадові товщі, розташовані на певних (невеликих) відстанях одна від одної, в різних відслоненнях, то користуються **мінералого-петрографічним**, або **літологічним методом**, який ґрунтується на вивченні й порівнянні складу гірських порід. У цьому разі виходять із припущення, що однакові чи близькі за складом, структурними і текстурними особливостями породи на обмеженій площі можуть бути одновіковими.

Втім навіть шари одного віку, які формувалися в близьких умовах, скажімо, в шельфовій зоні моря, на значних відстанях можуть відрізнитися за складом через варіації умов осадконагромадження. У цьому разі надійна паралелізація осадових верств досягається поєднанням зазначених методів із **палеонтологічними методами**, які ґрунтуються на вивченні скам'янілих решток організмів, похованих у шарах осадових порід.

Річ у тім, що протягом тривалої геологічної історії Землі органічний світ пережив складну еволюцію — певні групи організмів у ті чи інші періоди населяли окремі території чи поширювались по всій планеті, вимірали одні групи і на зміну їм приходили нові угруповання, пристосованіші до змінених умов фізико-географічного середовища. Багато організмів, а точніше — їхні тверді рештки (панцирі, черепашки, зуби, скелети та їх фрагменти), захоронювалася в одновікових шарах осадових порід*, піддавалися процесам скам'яніння. Та не всі викопні рештки можна використовувати як індикатори віку порід, в яких їх знайдено, багато організмів еволюціонували протягом надто тривалого часу і часто одні й ті самі форми розташовувалися в різновікових шарах

Для визначення відносного віку гірських порід придатні лише так звані **керівні форми**, тобто організми, що розвивалися протягом відносно короткого проміжку часу, але були географічно швидко розповсюджені.

Отже, в осадових товщах керівні форми повинні мати широке горизонтальне і вузьке вертикальне поширення, траплятися досить часто і легко визначатися. Керівними викопними звичайно є види і роди вимерлих організмів, рідше — ряди, і навіть класи. **Метод керівних викопних,**

* Основи палеонтології вивчають на лабораторних заняттях за відповідними посібниками.

про який ідеться, протягом тривалого часу був основним у біостратиграфії, з його допомогою виділялися підрозділи єдиної стратиграфічної шкали, широко використовують його і нині.

Надійнішим, однак, є **метод аналізу комплексу викопних**, що враховує всі скам'янілості, знайдені в осадовому шарі. Це пояснюють тим, що кожний шар містить певний комплекс організмів, який, згідно з законом про незворотність еволюції органічного світу (закон Долло), не повторюється в інших шарах.

Філогенетичний метод базується на вивченні **філогенезу** — еволюції органічного світу — і є основним у сучасній біостратиграфії. Вважають, що нащадки побудовані прогресивніше, ніж предкові форми, і рештки їх трапляються в молодших відкладах. Отже, цей метод вивчає філогенез конкретної спорідненої групи організмів (появу їх, час розвитку, предкові форми, розвиток нащадків). Так, добре відома еволюція амонітид через ускладнення перегородкової лінії дає змогу ідентифікувати відклади пізнього палеозою — мезозою — за знахідками в них черепашок давніх молюсків.

Широко використовують у стратиграфії також **мікропалеонтологічний метод** і **спорово-пилковий аналіз**. За першим методом для визначення віку порід у невеликих зразках, наприклад, із бурових свердловин, вивчають так звану мікрофауну, тобто форамініфери, радіолярії, мікроскопічні водорості тощо. Спорово-пилковий аналіз використовують для визначення віку насамперед континентальних відкладів. У цьому разі вивчають спори й пилок рослин, які добре зберігаються у викопному стані завдяки своїм міцним оболонкам.

На підставі стратиграфічного та деяких палеонтологічних методів геологами багатьох країн у XIX ст. було проведено величезну роботу з розчленування та ідентифікації товщ осадових порід різних ділянок Землі (переважно в Європі). Як наслідок, було складено **стратиграфічну шкалу** (затверджену на II і VIII сесіях Міжнародного геологічного конгресу в 1881 і 1900 рр.), яка відбиває послідовність нашарування пластів осадових порід різного віку. В шкалі було виділено стратиграфічні одиниці різного рангу та відповідні їм геохронологічні підрозділи, які вказували на час формування тієї чи іншої стратиграфічної одиниці. В подальшому, з появою нових фактичних матеріалів, гео-

хронологічна та стратиграфічна шкали уточнювалися, до них було внесено нові підрозділи (табл. 8).

Таблиця 8. Геохронологічна та стратиграфічна шкали

Еон (еонотема)	Ера (ерагема, група)	Період (система)	Епоха (відділ)	Шкала абсолютного віку, млн р.		Індекс, колір на геологічних картах
				Початок і кінець періоду	Тривалість	
1	2	3	4	5	6	7
ФАНЕРОЗОЙСЬКИЙ	Кайнозойська	Антропогеновий (четвертинний)	Голоценова	1,7	1,7	Q , світло-жовтий
			Плейстоценова			
		Неогеновий	Пліоценова	23	21	N , жовтий
			Міоценова			
		Палеогеновий	Олігоценова	65	42	P , оранжевий
			Еоценова			
		Палеоценова	65	42	P , оранжевий	
	Мезозойська	Крейдівий	Пізня	135	70	K , зелений
			Рання			
	Палеозойська	Юрський	Пізня (мальмська)	190	55...60	J , синій
			Середня (доггерська)			
		Триасовий	Рання (лейясова)	230	40	T , фіолетовий
			Пізня			
Пермська	Рання	285	55	P , жовто-коричневий		
	Пізня					

Продовження табл. 8

Еон (еонотема)	Ера (ерагема, група)	Період (система)	Епоха (відділ)	Шкала абсолютного віку, млн р.		Індекс, колір на геологічних картах
				Початок і кінець періоду	Тривалість	
1	2	3	4	5	6	7
ФАНЕРОЗОЙСЬКИЙ	Палеозойська	Кам'яно-вугільний	Пізня	350	65	C , сірий
			Середня			
			Рання			
		Девонський	Пізня	405	55	D , коричневий
			Середня			
			Рання			
		Силурійський	Пізня	435	30	S , сіро-зелений
			Рання			
		Ордовіцький	Пізня	480	45	O , оливковий
			Середня			
			Рання			
		Кембрійський	Пізня	570	90	E , синьо-зелений
			Середня			
			Рання			
Протерозойський	Пізній Рифей	Вендський	—	680	110	V , рожевий
		—	—	1650	970	PR₂ , коричнево-рожевий
Архейський	Пізній Ранній	—	—	2600	950	PR₁ , темно-рожевий
		—	—	4000	1400	AR , малиновий

Назви, наведені в шкалі першими, відповідають геохронологічним підрозділам, другі (в дужках) — стратиграфічним. За шкалою, вся геологічна історія Землі поділена на природні інтервали, кожному з яких відповідає певний етап у розвитку органічного світу (*еони, ери, періоди, епохи*). Рубежі між цими інтервалами знаменувалися суттєвими змінами в органічному світі Землі — вимирали одні великі групи організмів і з'являлись інші. Кожному з виділених геохронологічних етапів відповідає певна товща осадових порід зі своїм комплексом викопних організмів, сформована за цей час — тобто стратиграфічні підрозділи (відповідно: *еонотема, група, система, відділ*). Отже, кожен стратиграфічний підрозділ відображає еволюцію земної кори і органічного світу за певний проміжок часу. Тому геохронологічні назви вживають тоді, коли йдеться про відносний час, а коли про відклади — користуються стратиграфічними термінами.

Найбільшими одиницями шкал є *еони (еонотеми)*: архейський, протерозойський, фанерозойський. Часто відтинок часу, що охоплює архей і протерозой, називають докембрієм, або криптозоєм (останній термін перекладається як час прихованого життя, тоді як фанерозой — час явного життя). В літературі архей і протерозой також часто вживаються у ранзі ер (груп). Розчленування архею ускладнюється сильним метаморфізмом порід, які складають його, і збідненістю їх на органічні рештки. Тому його поділяють лише на ранній (катархей) і пізній архей. Архейський (чи археозойський) еон — еон найдавнішого життя, протерозойський — еон первісного життя. Останній, завдяки більшій насиченості органічними рештками, стратифікується вже впевненіше — виділяють ранній і пізній протерозой; пізній протерозой поділяється на рифей (від давньої назви Уральських гір) і венд (венеди — назва слов'янського племені).

У складі фанерозойського еону виділяють три *ери* і відповідні їм групи систем: палеозойська — ера давнього життя, мезозойська — ера середнього життя і кайнозойська — ера нового життя.

Ери поділяють на *12 періодів*, найменування яких відповідає назвам місцевостей, де їх вперше було вивчено (кембрійський — за давньою назвою півострова Уельс, девонський — графство Девоншир в Англії, пермський — Пермська губернія в Росії, юрський — Юрські гори в Швейцарії

та Франції), за назвою племен, що населяли райони Англії в часи Римської імперії, в яких пізніше було досліджено відповідні розрізи (ордовики і силури), або за характерними породами, утвореними в даний проміжок часу (кам'яновугільний, крейдовий).

Відособлено стоять *періоди* тріасовий (потрійний), палеогеновий (давньонароджений), неогеновий (новонароджений) і антропогеновий (період, коли з'явилася людина). Останній період називають ще четвертинним, а палеогеновий і неогеновий періоди раніше об'єднувались у третинний період (ця назва трапляється в літературі і нині).

Епохи й відповідні їм у стратиграфічній шкалі відділи переважно не мають власних назв. Їх називають за положенням у періоді чи системі: рання, середня, пізня — для геохронологічної шкали і нижній, середній, верхній — для стратиграфічної. Власні назви мають лише епохи (відділи) кайнозою, де відображають подібність організмів, які жили в той час, із сучасними та юрського періоду.

В геологічній практиці використовують і дрібніші підрозділи: епохи поділяють на віки, яким відповідають яруси в стратиграфічній шкалі, віки діляться на часи, яруси на зони. У тих випадках, коли важко віднести певні верстви до тієї чи іншої міжнародної стратиграфічної одиниці, геологи користуються місцевими стратиграфічними підрозділами — найчастіше це серії і світи.

Тривалість ер різна: архейської — 1400 млн р., протерозойської — 2030, палеозойської — 340, мезозойської — 165 і кайнозойської — 65 млн р. (незавершена), періоди тривали 20... 100 млн р. (в середньому близько 50 млн р.), епохи — 6...30, віки — 8... 10 млн р. і часи — сотні тисяч років.

Для позначення на геологічних картах і розрізах великим стратиграфічним підрозділам (групам, системам) присвоєно індекси — дві прописні початкові букви латинського алфавіту для груп (*AR, PR, PZ, MZ, KZ*) та початкові літери латинської транскрипції для систем (*Є, O, D* Стощо). Крім того, кожна система має власний колір (див. табл. 8). Для позначення дрібніших підрозділів (відділів) до букви додається цифровий індекс (наприклад, K_1 , — нижня крейда). На геологічних картах відділи зафарбовуються кольором, прийнятим для даної системи, але для нижніх відділів використовують темніші відтінки, ніж для верхніх.

Значення обох шкал для геології дуже велике, оскільки вони дають змогу класифікувати всі процеси і явища, які відбувалися на Землі, розчленовувати й порівнювати різновікові товщі осадових порід, утворені на різних, часто віддалених ділянках нашої планети.

17.3.

Методи абсолютної геохронології

Методи визначення абсолютного віку гірських порід набули розвитку лише після того, як було відкрито явище природної радіоактивності. В 1902 р. П'єр Кюрі вперше висловив ідею про можливість визначення віку мінералів за розпадом радіоактивних ізотопів, які в незначних кількостях є в багатьох мінералах. Радіоактивний розпад їх відбувається самовільно, з постійною швидкістю і не залежить від зміни умов зовнішнього середовища. Найпоширенішими в даний час є *радіологічні*, або *ізотопні методи*: уран-свинцевий, калій-аргоновий, вуглецевий та деякі інші.

Уран-свинцевий метод. Розпад ^{238}U відбувається за схемою: $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8\text{He}$.

Метод ґрунтується на врахуванні співвідношення незроз'ячених атомів урану і утворених внаслідок радіоактивного розпаду атомів свинцю. Розрахунок здійснюють за формулою

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

де t — вік мінералу; D і B — знайдені в мінералі ізопопи свинцю (дочірні) і урану (батьківські); X — константа розпаду ізопопу.

Уран входить до складу більш ніж 200 мінералів, проте використовують лише мінерали, що містять понад 1 % урану (ураніт, циркон, монацит, ортит тощо), які трапляються переважно в магматичних породах.

Період напіврозпаду ^{238}U становить 4,51 млрд р., тому метод придатний для визначення віку гірських порід, утворених протягом усієї геологічної історії Землі, а також метеоритів, місячних порід тощо.

Калій-аргоновий метод ґрунтується на визначенні співвідношення в досліджуваному мінералі ізопопів ^{40}Ar і

^{40}K (аргон утворюється внаслідок радіоактивного розпаду ^{40}K). Метод має ту перевагу, що калій є дуже поширеним у земній корі хімічним елементом — входить до складу понад 100 мінералів, як магматичних (польові шпати, слюди), так і осадових (глауконіт) порід. Період напіврозпаду ^{40}K становить 1,3 млрд р., тому за допомогою описуваного методу визначають вік молодших порід.

Вуглецевий (радіовуглецевий) метод застосовують для визначення віку наймолодших, антропогенових порід — період напіврозпаду ^{14}C становить всього 5,5 тис. р. Радіоактивний ізопоп ^{14}C безупинно утворюється в атмосфері з азоту ^{14}N під дією космічного випромінювання і засвоюється рослинами. Коли вони відмирають, засвоєння припиняється і починається розпад ізопопу з утворенням азоту. За кількістю вуглецю, що розпався, і періодом його напіврозпаду обчислюють час захоронення рослин у гірській породі. Метод застосовують також і при археологічних дослідженнях (наприклад, за вмістом ^{14}C у дерев'яній гробниці одного з єгипетських фараонів визначили час захоронення — 2190 р. тому).

Для визначення кількості радіоактивних ізопопів у мінералах використовують спеціальні прилади — мас-спектрометри. На підставі радіологічних методів розроблено *шкалу абсолютної геохронології*. Встановлено тривалість геологічних ер, періодів, епох (див. табл. 8). Першу в світі шкалу абсолютного віку, пов'язану з відносною геохронологією, опубліковано в 1947 р. шотландським геологом А. Холмсом.

Найдавніші породи на Землі виявлено на щитах: вік метаморфічних порід у Західній Гренландії становить 3800 млн р., на Канадському щиті виявлено гнейси з віком понад 3 600 млн р.; породи, вік яких 3700 млн р., залягають у межах Придніпровського блоку Українського щита. А вік перевідкладених цирконів із архейських пісковиків Західної Австралії становить 4,1...4,2 млрд р. Вік метеоритів становить 4550 ± 100 млн р., що вказує на те, що вже 4,5 млрд р. тому існували планети Сонячної системи і, отже, вік Землі близький до цього значення. Вік анортозитів з Місяця, визначений калій-аргоновим методом, становить 4000...4500 млн р., вік місячних базальтів — 3300...3600 млн р. Отже, з урахуванням останніх уявлень про одночасність формування планет Сонячної системи і Місяця вік Землі вважають рівним 4550 ± 50 млн р. За даними Г. В. Войткевича, вік Землі, як самостійно еволюціонуючої планети, визначено з похибкою не більше як ± 2 %.

Поряд із радіологічними методами, для визначення часу окремих короткотривалих явищ використовують ще так звані *сезонно-кліматичні методи*. Наприклад, відомі річні кільця на деревах добре зберігаються у викопному стані, що дає змогу визначити вік цих дерев. Річні та навіть добові прошарки зростання вдається спостерігати у вапнистих побудовах коралів. Американський вчений Д. Уельс, вивчаючи чотирипроменеві корали, за такими нашаруваннями виявив, що рік у девонському періоді тривав 400 днів, у триасовому — 380, що свідчить про різну швидкість обертання Землі на різних етапах її розвитку.

Дуже поширений також *метод визначення віку за стрічковими глинами*, про що вже згадувалося раніше. За цим методом визначають час нагромадження соленосних товщ, озерних прильодовикових осадків, швидкість відступання льодовиків тощо.

Контрольні запитання й завдання

1. Назвіть основні завдання, які вирішує історична геологія. 2. Охарактеризуйте методи визначення відносного віку гірських порід. 3. Що таке керівні форми? 4. Вивчіть напам'ять основні підрозділи геохронологічної та стратиграфічної шкали, запам'ятайте початок і кінець геологічних ер. 5. У чому суть ізотопних методів визначення абсолютного віку гірських порід?

Глава 18 МЕТОДИ ВІДТВОРЕННЯ ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНИХ ОБСТАНОВОК

18.1. Уявлення про фації

Відтворення фізико-географічних умов геологічного минулого вивчає *палеогеографія*, а єдиними документами, якими доводиться оперувати цій науці для розшифрування подій, віддалених від нас на мільйони, десятки, сотні мільйонів років, є осадові гірські породи з комплексом

скам'янілих органічних решток у них. Палеогеографія прагне виявити основні характеристики того середовища, в якому формувалася досліджувана порода, а саме — особливості давнього рельєфу суходолу чи морського дна, обриси берегової лінії, глибину морського (чи іншого) басейну, температуру й солоність води, клімат, склад органічного світу тощо. Ці завдання палеогеографія вирішує за допомогою вивчення *фацій* — комплексу гірських порід, які формувалися за чітко визначених фізико-географічних умов і тому характеризуються певними літологічними і палеонтологічними особливостями. Термін "фація" було введено в геологію швейцарцем А. Греслі в 1838 р. Він трактував фацію як частину шару гірської породи, який у всій зоні свого поширення має однаковий склад і подібний комплекс скам'янілостей. Отже, одні фації, заміщуючись у горизонтальному чи вертикальному напрямках іншими, вказують на зміну фізико-географічних умов: у першому випадку — на площі даної території, у другому — в часі. Метод відтворення умов формування давніх осадків за всією сукупністю характерних для них ознак (тобто відтворення саме давніх географічних обстановок) дістав назву *фаціального аналізу*.

Фації бувають як викопними, тобто у вигляді гірської породи, так і сучасними — представленими ще не ущільненим осадком. Тому для проведення фаціального аналізу геологи широко використовують уже згадуваний *метод актуалізму*. Справді, вивчаючи сучасні процеси осадкоутворення на різних ділянках суходолу чи моря, визначають певні закономірності цих процесів, які за аналогією переносяться на процеси, що відбувалися в минулому. Це саме стосується й умов розселення, способу життя сучасних біоценозів. Отже, вивчаючи сучасні фації, геологи й палеогеографи використовують здобуті дані для розшифрування умов формування давніх фацій. Звичайно, слід мати на увазі, що чим менша різниця у віці порівнюваних фацій, тим достовірніші результати дістають для палеогеографічних реконструкцій. Метод виходить із умов незмінності, однотипності явищ сучасного й минулого, в той час, як внутрішні й зовнішні оболонки планети безупинно еволюціонували, мінялися їхні склад і будова, а, отже, і обстановки формування (скажімо, континентальні осадки на початку протерозою й наприкінці палеозою мали суттєві відмінності). Тому, користуючись методом актуалізму як

основою фаціального аналізу, в міру можливості намагаються враховувати ті незворотні зміни, що відбулися в атмосфері, гідросфері, біосфері тощо.

18.2. Основні групи фацій

За умовами утворення фації осадових гірських порід звичайно поділяють на три групи: морські, перехідні та континентальні.

Морські фації є найпоширенішими на Землі (на їх частку припадає понад 90 %), найкраще зберігаються у викопному стані і тому відіграють основну роль при палеогеографічних побудовах. Серед морських фацій виділяють літоральні (прибережні), субліторальні (або неритові), батіальні і абісальні.

Літораль — це зона, розташована між рівнями максимального припливу і відпливу. Ширина її звичайно становить 10... 15 м, хоча іноді може досягати і декількох кілометрів. Для літоральних фацій характерні крупно- і середньоуламкові породи, з доброю обкатаністю уламків. У випадку скелястих берегів це, здебільшого, галечники, конгломерати; біля піщаних чи глинистих берегів нагромаджуються піски, пісковики, глини. Органогенні породи можуть бути представлені прошарками бурого чи кам'яного вугілля, нечасто — черепашковими вапняками. Піски та пісковики добре відсортовані, на поверхні їх можна спостерігати хвилеприбійні знаки. Характерна полога, нахилена в бік моря верстуватість. На поверхні порід можна також спостерігати тріщини висихання, сліди крапель дощу, граду, наземних тварин і птахів. Черепашки прикріпленого бентосу товстостінні, масивні, часто биті. Трапляються рештки водоростей і наземних рослин.

Сублітораль — зона, яка простягається від рівня максимального відпливу до 200 м. Ширина її може досягати декількох десятків кілометрів (залежно від ширини шельфу). Зона ця найсприятливіша для життя і тому заселена надзвичайною різноманітністю тваринних і рослинних форм. У верхньому її шарі (умовно до 100 м) серед теригенних порід переважають піски, алеврити, глини. З хемогенних порід тут формуються вапняки, боксити, фосфорити, залізні і марганцеві осадові руди. Вапняки часто

мають оолітову будову, що вказує на неспокійне, рухоме середовище. У цілому зберігається закономірність зменшення розмірів уламків порід при віддаленні від берега і збільшенні глибини. Грубоуламкові породи літоралі можуть змінюватися піщаними, глинистими, карбонатними, здебільшого з горизонтальною верстуватістю. До верхнього шару субліторалі приурочена і більша частина органогенних карбонатних порід: за таких умов відкладалися форамініферові вапняки (фузулінові, швагерінові, нумулітові), губкові, археоціатові, водоростеві, коралові, брахіоподові, пелециподові і гастроподові. На таких глибинах у крейдовому періоді відкладалися потужні товщі крейди (з домішками уламкового матеріалу), чисті різновиди якої формувалися дещо глибше (декілька сотень метрів).

Для нижньої зони субліторалі типовими є глини, з органогенних утворень відомі діатоміти, трепели, радіолярити, спонголіти. Бентосні організми представлені мулоїдами, труподідами і хижачками. Черепашки крихкі, тонкостінні. Характерна тонка горизонтальна верстуватість.

Батіальні фації у викопному стані трапляються нечасто. В сучасних морях вони представлені глинистими, кремнистими, вапнистими мулами з бідною фауною планктонних форамініфер і радіолярій.

Абісальні фації у викопному стані не відомі, сучасні представлені червоною океанічною глиною, карбонатними мулами. З червоною глиною звичайно пов'язані залізомарганцеві конкреції, які місцями покривають 70...90 % поверхні дна.

У перехідній зоні від океану до континенту формуються фації лагун, дельт, естуаріїв, лиманів, прибережних озер тощо.

Лагунні фації утворюються в напівізолюваних басейнах, які, залежно від розміщення в певній кліматичній зоні, бувають опрісненими чи засоленими. Саме тому реконструкція умов осадоконагромадження в лагунах є важливою для пізнання давніх кліматів.

У лагунах гумідних областей відкладаються переважно алеврито-глинисті осадки з погано вираженою верстуватістю, немає глауконіту та фосфатних мінералів (на відміну від морських фацій). Можуть утворюватися і органогенні породи — прибережні черепашники, водоростеві вапняки. При значній швидкості нагромадження теригенного

матеріалу лагуна може перетворитись на болото, де накопичуються торф, осадові залізні руди.

У лагунах аридних областей інтенсивне випаровування призводить до зростання концентрації солей у воді, утворення розсолів і, нарешті, осадженню солей. Хімічні осадки, а також пеліти, алеврити, відкладаються в центральній частині водойми, піщані — по периферії. Зі зростанням солоності басейну спостерігають таку послідовність випадання в осадок мінералів: кальцит, доломіт, гіпс (131,4), галіт (275,2), сильвін (327,6), карналіт (345,5), бішофіт (371,5). (У дужках показано необхідну мінімальну солоність у проміле.) Органічний світ у міру засолення лагуни вимирає й тому у відкладах солей органічних решток уже немає. Для фацій засолених лагун типовими є строкатоколірність, а також вміст мінералів міді, свинцю і цинку в прибережних осадах.

Фації дельт, естуаріїв, лиманів відкладаються при постійному чергуванні прісноводних і морських умов і представлені переважно піщаними та глинистими осадами, часто лінзоподібними, з косою та горизонтальною верстуватістю. Фації дельт відрізняються великою різноманітністю: тут можуть формуватися озерні, болотні, річкові осадки. Типовими є змішаний комплекс фауни (як наземних, так і морських організмів), а також багатий рослинний детрит. В естуаріях літораль звичайно складена мулами, а сублітораль — піщаними осадами з косою верстуватістю. В лиманах трапляються бокситові і залізні руди.

Континентальні фації формуються на суходолі під впливом різноманітних екзогенних чинників — текучих вод, вітру, льодовиків тощо — і значною мірою залежать від кліматичних умов, рельєфу місцевості, тектонічних рухів. Значні території континентів постійно є областями розмиву і вивітрювання, тому інформацію про них дістають за вивченням кор вивітрювання та при дослідженнях суміжних територій з пониженим рельєфом, де відбувалися процеси акумуляції. Серед континентальних виділяють фації **елювіальні, делювіальні, колювіальні, алювіальні, еолові, озерні, болотні, льодовикові** тощо. Характерними особливостями фацій, утворених на континентах, є їх невитриманість за складом як в горизонтальному, так і у вертикальному напрямках, набагато менші площі поширення порівняно з морськими, збідненість на органічні рештки, серед яких переважають кістки хребетних, пилок і спори рослин. Кон-

тинентальні фації переважно представлені теригенними утвореннями, часто забарвленими оксидами заліза в червоно-бурі кольори.

18.3.

Фаціальний аналіз

Фаціальний аналіз поділяють на літологічний та біономічний.

При літологічному аналізі фації визначають здебільшого за структурними та текстурними особливостями порід, крім того, важливими критеріями є також мінералогічний склад, колір порід, перерви в осадконагромадженні тощо.

Серед **текстур** розрізняють внутрішарові текстури та текстури поверхонь нашарування.

Внутрішарові текстури бувають масивними і верстуватими (горизонтально- та косоверстуватими). Горизонтальна верстуватість у породах свідчить про формування їх у спокійному стані, коса свідчить про нагромадження осадків під час руху води чи вітру. В річкових відкладах, наприклад, проверстки нахилені в один бік під кутом 20...30°, в дельтових спостерігається різноспрямована верстуватість, чергуються горизонтальні й кососпрямовані серії проверстоків, у дюнах і барханах коса верстуватість вказує на переважний напрям вітрів під час формування осадків тощо.

До **текстур поверхонь нашарування** належать різноманітні знаки (органічного чи неорганічного походження): брижі, тріщини висихання, відбитки крапель дощу, граду, сліди життєдіяльності різноманітних організмів (повзання, заривання, відбитки лап четвероногих, птахів тощо), а також **гієрогліфи** — сліди невстановленого походження. Наприклад, знаки брижів чітко вказують на обстановку осадконакопичення: симетричні брижі — типові лише для водного середовища, несиметричні можуть формуватись і вітром, і в прибережних умовах. Розрізняють їх за індексом брижів (відношення ширини валика до його висоти): у водних брижів він коливається від 5 до 10, у вітрових — від 20 до 50. Текстури поверхонь нашарування дають також цінні відомості для палеокліматичних реконструкцій.

Вивчаючи **структурні особливості уламкових порід**, звертають увагу на розміри, склад, ступінь відсортованості,

форму, ступінь обкатаності, характер поверхні та розміщення уламкового матеріалу, склад та кількість цементуючої маси тощо. За цими ознаками визначають характер і швидкість осадконакопичення, глибину водойми, тривалість переносу відкладеного матеріалу тощо. Відомо, наприклад, що розмір уламків порід залежить від рельєфу та віддаленості від зони живлення (зони розмиву), ступінь обкатаності уламків дає змогу судити про швидкість та тривалість переносу, склад уламків дає уявлення про середовище і клімат територій, де проходило осадконагромадження, розміщення уламкового матеріалу дає змогу визначити напрямок руху води тощо.

За індикатор середовища осадконакопичення править здебільшого *зabarвлення порід*. Так, первинно-білий колір мають породи (крейда, вапняки, доломіти, солі), сформовані в аридних умовах. Строкатими кольорами відрізняються осадки пустель (червоні, коричневі, бурі). Зелений колір часто буває зумовлений вмістом у породі глауконіту — мінералу, типового для морських обстановок. Сірий і чорний колір може вказувати на високий вміст у породі органічних речовин, чи формування їх у відновних умовах.

Біономічний аналіз ґрунтується на відтворенні палеогеографічних обстановок за викопними органічними рештками. За таких реконструкцій треба мати уявлення про умови життя рослинних і тваринних організмів, про чинники, що визначають їх розселення і розвиток. Вивчають переважно представників морського бентосу, які заселяють морське дно у вигляді біоценозів, у які входять різні організми, щільно пов'язані один з одним єдиним місцем поселення. Склад біоценозів визначає фізико-географічне середовище, він міняється зі зміною глибини, температури, солоності води, газового режиму, руху води, характеру дна тощо.

Звичайно розрізняють два види захоронення органічних решток: **викопні біоценози**, тобто захоронення організмів на місці їхнього замешкання, і **тенатоценози** — захоронення, утворені внаслідок переносу, організми в них пов'язані лише спільним місцем захоронення, а не поселення. Важливе значення для палеогеографії мають біоценози, за танатоценозами визначають лише обстановку захоронення. Тому завданням дослідників є визначення первісного складу викопних біоценозів, виявлення за даним біоценозом біономічної зони моря (літораль, сублітораль, батіаль, абісаль), а поряд із цим — фізико-географіч-

них умов середовища поселення. Насамперед вивчають окремі організми, що входять у палеобіоценоз, потім — екологічні групи організмів і, нарешті, біоценоз в цілому.

Важливі відомості про середовище можна дістати, вивчаючи сліди життєдіяльності організмів: сліди повзання по дну, заривання (нірки — свердління у скельних породах), приростання черепашок, відбитки лап рептилій, амфібій, птахів тощо. Вони вказують на характер середовища (водне, повітряне), газовий режим, динаміку придонних течій, характер дна тощо.

Достовірні висновки про характер фізико-географічного середовища дає поєднання літологічного та біономічного аналізів.

Для палеокліматичних реконструкцій при фаціальному аналізі використовують так звані **породи-індикатори клімату**, льодовикового — морену, гумідного — вугленосні товщі, осадові руди заліза, марганцю, боксити, кору хімічного вивітрювання; аридного — галогенні відклади (гіпси, ангідрити, флюорит, целестин, кам'яну і калійну солі), червоноколірні карбонати. Морські фосфорити і карбонатні породи хімічного походження вказують на теплий чи жаркий клімат. На жаркий клімат вказують і оолітові вапняки.

З організмів для палеокліматичних реконструкцій найбільше значення мають наземні форми, особливо рослини, оскільки за ними часто судять не лише про температурні умови, а й про вологість кліматів минулого. Особливо часто для таких потреб використовують спорово-пилковий аналіз.

За даними фаціального аналізу будують **палеогеографічні карти**, де, за можливості, найдетальніше відображають фізико-географічні умови утворення досліджуваних порід. Карті складаються для різних відрізків часу, як коротких (вік, час), так і досить тривалих (епоха). На дрібномасштабних палеогеографічних картах, складених для значних за площею територій для епох, показують контури давніх континентів і морських басейнів, а також зони нагромадження основних типів осадків — вугленосних, соленосних, вулканічних, льодовикових тощо. На крупномасштабних картах показують поділ суходолу й моря, рельєф суходолу й морського дна, контури озер і давніх річкових долини, розміщення вулканів, глибини басейнів, напрямки течій і вітрів, межі кліматичних і біогеографіч-

них зон тощо. Крім суто теоретичного призначення (для потреб історичної геології та палеонтології), палеогеографічні карти використовують і в практичній геології, наприклад, при виборі напрямків пошуків родовищ корисних копалин тощо. Складені для великих територій сучасні Атласи літолого-палеогеографічних карт (наприклад, Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР (1960 р.)) дають змогу з достатньою достовірністю розшифрувати складну історію еволюції фізико-географічного середовища окремих регіонів.

18.4. Уявлення про формації

Більшість дослідників вважають *формацією* комплекс генетично взаємопов'язаних фацій, тобто товщі гірських порід різного літологічного складу, сформовані в умовах певного фізико-географічного і тектонічного режиму. Ці товщі відповідають певним стадіям розвитку великих структурних елементів земної кори (платформ, геосинкліналей, орогенів, серединно-океанічних хребтів, океанічних плит).

За складом переважаючих фацій формації поділяють на магматичні, метаморфічні і осадові (в тім числі і вулканогенно-осадові).

Головними чинниками, що визначають формування стійких асоціацій осадових порід, є тектонічна обстановка і клімат. Так, залежно від тектонічного режиму серед осадових формацій виділяють геосинклінальні, орогенні (перехідні) та платформенні.

Аналіз формацій дає змогу реконструювати не тільки фізико-географічні (палеоландшафтні) умови геологічного минулого, а й відтворювати характер загального тектонічного режиму певних великих територій. Крім того, вивчення формацій має і практичне значення, оскільки кожному типу формацій властивий свій комплекс корисних копалин.

Геосинклінальні формації вирізняються смугастим поширенням (завдовжки понад 1000 км, ширина не перевищує десятків і сотень кілометрів), великою потужністю (здебільшого тисячі метрів), переважно глибоководними умовами нагромадження і цілою низкою інших ознак. Типовими геосинклінальними формаціями є сланцева, кремністо-вулканогенна, флішева та вапнякова.

Сланцева (аспідна) формація характерна для міогеосинкліналей, тобто формується в умовах континентального схилу й підніжжя, а також ложа окраїнних морів у гумідному поясі на ранньогеосинклінальній стадії. Складена переважно глинистими породами, меншою мірою — пісковиками і алевролітами, забарвленими в темно-сірі і чорні кольори, а звідси і її назва — аспідна. З породами формації пов'язані родовища сульфідів міді, свинцю, цинку тощо.

Кремністо-вулканогенна формація утворюється також на ранньогеосинклінальній стадії та складена кремністими сланцями, яшмами, пов'язаними з продуктами підводного вулканізму — базальтами, андезитами, спілітами тощо. Переважно це — глибоководні породи. З породами формації генетично пов'язані великі родовища залізних і марганцевих руд, зокрема, залізисто-кремністі породи (джеспіліти), відомі в Кривому Розі чи Кременчуці.

Флішова формація — це потужні товщі морських осадових відкладів з характерною дрібною ритмічністю. Звичайні флішові ритми складаються із 3..5 порід (наприклад, аргіліт, алевроліт, пісковик). Відомі як теригенний, так і карбонатний фліш. Ритмічність багатокілометрових флішових товщ пов'язують із періодичними тектонічними рухами, а нагромадження їх відбувається на пізньогеосинклінальній стадії в умовах континентального підніжжя чи в глибоководних жолобах. Флішові відклади в цілому бідні на корисні копалини, інколи до них приурочені нафтогазові родовища.

Вапнякова формація також утворюється на пізній стадії розвитку геосинкліналей, часто одночасно із флішовою. Основні породи — вапняки. Відкладаються в западинах окраїнних морів у тропічному чи субтропічному кліматі.

Для *орогенних формацій* властиве велике поширення грубоуламкових порід, суттєві потужності і широкий діапазон фізико-географічних умов формування — від морських до наземних. Виділяють дві основні орогенні формації: *нижню та верхню моласові*.

Нижня моласа складена пісковиками, глинами, мергелями найчастіше сірого чи сіро-зеленого кольору. Утворюється на ранньорогенній стадії в крайових чи внутрішніх прогинах. У гумідних умовах з нижньою моласою часто пов'язане формування паралічних вугленосних відкладів (заболочені приморські рівнини) і нафтоматеринських порід (морські чи дельтові умови), в аридному

кліматі утворюються латунні соленосні осадки з гіпсами, ангідритами, кам'яною та калійною солями.

Верхня моласа формується в наземних умовах (передгірні та міжгірні алювіально-озерні рівнини, конуси виносу) в передових та міжгірних прогинах на пізньоорогенній стадії. В гумідному поясі до неї приурочені поклади лімнічного вугілля, в аридному формуються червоноколірні грубоуламкові осадки. Основні породи формації — конгломерати, пісковики, алевроліти, глини.

Особливостями **платформених формацій** є незначні потужності (найчастіше — десятки й сотні метрів), переважання континентальних, латунних і морських мілководних фацій, невитриманість і строкатість складу, значні площі поширення тощо. Кількість платформених формацій дуже велика; провідну роль у їх формуванні відіграють кліматичні умови.

Формування чохла платформи здебільшого починається з утворення **континентальної уламкової формації** (піски, алевроліти, глини, конгломерати) строкатоколірної чи червоноколірної в аридних умовах і сірої в гумідних. Утворення відбувається в авлакогенах, у латунних чи внутрішньоматерикових водоймах. Корисні копалини: боксити, оолітові залізні руди, каоліни.

В умовах жаркого чи помірного клімату на прибережних рівнинах, що періодично затоплюються морем, може нагромаджуватися **паралічна вугленосна формація** з покладами вугілля, залізних руд.

Наприкінці ранньої стадії формування чохла платформи утворюється морська **трансгресивна піщано-глиниста формація**, яка представлена пісковиками, алевролітами, аргілітами, рідше — мертелями, вапняками, сформованими в умовах неглибокого відкритого моря. До порід формації приурочені поклади жовнових фосфоритів, оолітових залізних руд, горючих сланців.

Максимальному розвитку трансгресій на платформах відповідають платформені **карбонатні формації**, які утворюються в умовах відкритих, відносно глибоководних епіконтинентальних морів. В гумідних зонах відкладаються вапняки, мергелі, крейда, а в аридних, окрім органогенних вапняків, осаджуються також гіпси та доломіти. З формацією можуть бути пов'язані поклади нафти і газу.

Типовою для платформ є також **трапова формація**, яка утворюється в разі наземних вулканічних вивержень і складена долеритами, діабазами, базальтами та їхніми туфами.

18.5.

Методи відтворення рухів земної кори

Протягом тривалого розвитку кора неодноразово переживала тектонічні рухи, які змінювали первісне горизонтальне залягання верств, нахилиючи їх — в одному випадку чи зминаючи в складки — в іншому. Тектонічні рухи спричиняли підняття чи опускання часом дуже великих територій, а це, в свою чергу, — трансгресії чи регресії моря, тобто змінювало фізико-географічні умови регіонів. Тому важливо відтворити час прояву тектонічних рухів, їхні амплітуду та характер.

Серед тектонічних рухів розрізняють два основних типи: коливні та дислокаційні. Коливні рухи поширюються на значні території, вони тривалі в часі й не змінюють первісного залягання верств, в відмінну від дислокаційних. Для історичної геології важливим є вивчення саме коливних рухів, дислокаційні тектонічні рухи — об'єкт дослідження іншої науки — структурної геології. Розглянемо основні методи, якими користуються для відтворення коливних тектонічних рухів.

Аналіз геологічних і палеогеографічних карт. Місця тривалих опускань на геологічних картах фіксуються поширенням товщ відповідних осадків, і, навпаки, істотні підняття призводять до розмиву молодих відкладів і відслонення на поверхні давніх товщ (наприклад, на щитах). Зони прояву дислокаційних рухів зображаються на картах поширенням вузьких, лінійно-витягнутих структур, розривних порушень. Коливні рухи виявляються також зіставленням палеогеографічних карт певних територій, складених для різних епох.

Аналіз потужностей верств гірських порід дає змогу судити про амплітуду та швидкість опускань окремих територій — максимальним потужностям відповідають максимальні швидкості прогинання і навпаки. Дані про потужності осадкових верств наносять на палеогеографічні карти, отримані лінії рівних потужностей, *ізопахіми*, ілюструють швидкості прогинання тих чи інших ділянок суходолу або моря.

Аналіз структурних перерв і незгідностей на геологічних розрізах дає змогу визначити час і характер, а також площу, охоплену підняттями. Перерви в осадконагромадженні фіксуються на геологічних розрізах (стратиграфічних колонках) відсутністю тих чи інших стратиграфічних

підрозділів. Перерва у осадконагромадженні відповідає часу прояву підняття земної кори на даній території.

Наприклад, якщо на пісковиках, що містять фауну ордовіка, залягають глинисті сланці тріасової системи, то це означає, що підняття, яке охопило територію наприкінці ордовіка, лише на початку тріасу змінилося опусканням відповідною трансгресією моря. Протягом силурійського, девонського, кам'яновугільного і пермського періодів досліджувана територія була припіднятою зоною розмиву.

У такий спосіб здійснюють аналіз геологічних розрізів, звертаючи увагу на склад, структурні й текстурні особливості гірських порід, наявність у них фауністичних чи флористичних решток, присутність (чи відсутність) перерв у осадконагромадженні, потужності осадкових верств.

Добути дані про рухи земної кори на даній території зображують у вигляді *палеогеографічної кривої*, яка є графіком коливних рухів поверхні осадконагромадження чи розмивання. Для цього на осі абсцис відкладають у довільному масштабі абсолютний вік (у млн р.), відрізки часу — геохронологічні підрозділи, які відповідають стратиграфічним підрозділам розрізу, а на осі ординат показують нульову лінію (рівень моря), вище неї — суходіл, нижче — біономічні зони моря (літораль, сублітораль, батіаль). За даними розрізу знаходять точки для кожного відповідного інтервалу геологічного часу і, сполучаючи їх, дістають палеогеографічну криву. На кривій умовними знаками можна вказувати детальніші результати фаціального аналізу: лагунні обстановки, озерні, болотні осадки, наземний чи підводний вулканізм тощо.

Контрольні запитання й завдання

1. Дайте визначення фації. 2. У чому полягає фаціальний аналіз? 3. Охарактеризуйте основні групи фацій (морські, континентальні, перехідні). 4. Як проводять літологічний та біономічний аналізи? 5. Які Ви знаєте породи — індикатори клімату? 6. Що показують на палеогеографічних картах? 7. Дайте визначення формації. 8. Охарактеризуйте коротко геосинклінальні, орогенні та платформенні формації. 9. Які методи використовують для відтворення тектонічних рухів земної кори? 10. Що показує палеогеографічна крива?

РОЗДІЛ IV ЕТАПИ ЕВОЛЮЦІЇ ЗЕМЛІ

Глава 19 ДОКЕМБРІЙСЬКИЙ ЕТАП

19.1. 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. (за іншими даними, вік найдавніших порід, знайдених у Австралії, не перевищує 4,1...4,2 млрд р.).

2. Геологічна історія Землі починається з моменту сформування первісних земної кори, атмосфери та гідросфери (а отже, й появи перших осадкових порід).

Це сталося на рубежі близько 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 уявлень про первісно-холодний стан Землі, то на цьому етапі мав відбуватися внутрішній розігрів її. Джерела розігріву, як уже зазначалося, могли бути різними: радіогенне тепло, гравітаційна енергія, енергія, що вивільнялася при фазових переходах речовини. За цих умов відбувалася диференціація надр планети на внутрішні геосфери.

Академік О. П. Виноградов запропонував 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.

Утворення олівінових порід верхньої мантії і базальтових магм земної кори в природних умовах можна розглядати, на думку О. П. Виноградова, як аналог описаного процесу зонної плавки. В такий спосіб у надрах протопланети на глибинах близько 400 км могли виникати зони розплавів, де температури перевищували точку плавлення заліза. Краплі розплавленого заліза опускалися до центра планети, витісняючи легший матеріал — формувалося залізне ядро Землі, що супроводжувалося, в свою чергу, виділенням гравітаційної енергії, яка йшла на подальший розігрів планети. Як наслідок, центральна частина Землі повністю розплавилася. В подальшому зона розплавлення 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, формуючи тонку кірку базальтового складу (внаслідок панування на поверхні температур космічного простору відбувалося швидке їх остигання). Між зовнішньою корою та ядром скупчувалися щільніші силікати, переважно магнію і, частково, заліза, формуючи мантію Землі. На поверхні планети в цей час існували кільцеві структури, заповнені базальтовою лавою, вулканічні і метеоритні кратери.

Земна кора на початковій стадії свого формування була дуже тонкою, крихкою, легко проплавлялася новими порціями лави і руйнувалася. Тверді ділянки кори чергувалися з "озерами" чи цілими "морями" базальтової лави, в яких плавали уламки порід, захоплених при виверженні. На Землі формувалася рельєф, багато в чому подібний до рельєфу сучасного Місяця. Саме тому відомий російський геолог О. П. Павлов назвав цю стадію розвитку Землі "місячною". Справді, на Місяці можна спостерігати сліди грандіозних вулканічних вивержень — базальтові моря, вулканічні і метеоритні кратери, кільцеві гори тощо. По-

дібний рельєф було утворено, очевидно, і в місячну стадію розвитку Землі, однак після виникнення атмосфери й гідросфери він знівельювався наступними екзогенними процесами. На Місяці ж, на думку О. П. Виноградова, вже 3 ..3,5 млрд р. тому майже весь уран, чи значну його частину, було винесено з надр на периферію, що зумовило згасання вулканічної і магматичної діяльності. З іншого боку, відсутність зовнішніх геосфер, а, отже, й екзогенних процесів, призвело до "консервації" створеного на ранній стадії розвитку супутника рельєфу, який у дальшому змінювався лише частково під дією бомбардування поверхні метеоритами.

Водночас з виплавленням базальтів вулканічні виверження супроводжувалися дегазацією мантії та винесенням у навколосемний простір газоподібних продуктів. Останні, утримуючись силами земного тяжіння, поступово окутували Землю щільною оболонкою. Первісна атмосфера Землі була відновною і відрізнялася від сучасної набагато меншою густиною. У її складі переважали діоксид вуглецю, азот, водяна пара, метан, аміак, синильна кислота, кислі дими (HCl, HF тощо), сірководень, інертні гази.

Процес остигання земної кори на рубежі близько 4 млрд р. тому просунувся настільки, що було пройдено *точку кипіння води* — розпочалася конденсація водяної пари в праатмосфері і випадіння її у вигляді гарячих дощів, які спочатку майже не досягали поверхні Землі внаслідок її ще досить високої температури. З часом поверхня планети поступово охолола настільки, що дощі, які випадали на неї, почали насичувати приповерхневі породи й заповнювати понижені ділянки рельєфу, утворюючи первісні водойми. Почалося формування водної оболонки Землі — гідросфери (О. П. Виноградов доводить, що під час зонної плавки виділилося $1,6 \cdot 10^{24}$ г води, що майже дорівнює сучасному об'єму гідросфери). За сучасними даними, первісна гідросфера містила лише 10 % об'єму води нинішніх морів та океанів. З утворенням первісних водойм вступають у дію екзогенні процеси, тобто вивітрювання порід, розмивання, перенесення продуктів руйнування водами і відкладання їх на дні ранніх морів, формування перших осадових товщ. Встановлюється взаємодія процесів внутрішньої та зовнішньої геодинаміки, яка в подальшому буде визначати еволюцію земної кори.

Отже, вікові межі місячної ери можна окреслити досить чітко — від початку формування земної кори до виникнення первісних атмосфери і гідросфери. Звідси бере початок геологічна історія Землі, зашифрована в осадових породах і тому вивчена набагато детальніше.

Особливості докембрійського етапу 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 світ, що робить неможливим використання палеонтологічних методів визначення відносного віку гірських порід чи біономічного 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, мармури тощо;
- дуже складні умови залягання докембрійських порід, висока дислокованість їх, що утруднює відтворення тектонічних рухів цього часу;
- своєрідні фізико-географічні умови, відмінні від сучасних, а також від палеозойських чи мезозойських, що сприяло появі в складі докембрію деяких характерних порід (залізисті кварцити, яшми, марганцеві руди тощо) і, навпаки, повній відсутності інших — фосфоритів, бокситів, солей тощо.

Зазначені особливості ускладнюють дешифрування геологічної історії докембрію, тому відомості про цей ранній етап еволюції планети багато в чому неповні, фрагментарні. Особливе значення для встановлення віку архейських та протерозойських порід мають методи абсолютної геохронології.

19.2.

Формування земної кори в докембрії

Архейський еон. У будові архейських блоків земної кори досить чітко розрізняють два типи структур: граніто-гнейсові поля та зелено-кам'яні пояси.

Граніто-гнейсові комплекси (так звані *сірі гнейси*) з 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 таких структур складені гранітами, периферичні частини — граніто-гнейсами, 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.

Зелено-кам'яні пояси в класичному вигляді відомі на Канадському щиті, в Південній Африці, на Українському щиті, в Індостані. Простягаються смугами завдовжки сотні кілометрів, завширшки переважно десятки кілометрів, складені потужними товщами ультраосновних і основних порід, сланцями, залізистими кварцитами тощо, слабкометаморфізованими (зелено-сланцева фация). За своєю тектонічною природою зелено-кам'яні пояси близькі, з одного боку, до пізніших геосинкліналей, з іншого — до континентальних рифтів. У пізньому археї (3,2...2,6 млрд р. тому) в умовах розтягання й суттєвого потоншення первісної кори зелено-кам'яні пояси закладаються на "сіро-гнейсовій" основі та розвиваються за циклом, подібним до еволюції майбутніх геосинкліналей, який завершувався стискуванням, метаморфізмом і вторгненням гранітоїдів (біломорська складчастість).

Ранній протерозой Початок протерозою ознаменувався дрібненням первісної (протоконтинентальної) кори й розділенням її на стійкі ізометричні чи округло-овальні блоки — протоплатформи та рухомі зони, які їх розділяли — протогоосинклінали. Від справжніх пізньодокембрійських та фанерозойських платформ *протоплатформи* відрізнялись меншими розмірами, вищим

ступенем метаморфізму, граніто-гнейсовими куполами та іншими ознаками.

Протогеосинклінали завширшки сотні кілометрів простягалися на відстані понад тисячі кілометрів і закладалися та розвивалися 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) при вмісті заліза понад 25...30 % є цінною залізною рудою і відомі в різних місцях планети (на Українському щиті — Кременчук, Кривий Ріг, на Канадському щиті — район оз. Верхнього).

Внутрішні зони протогеосинкліналей містять базальти, аргіліти, інтрузії гранітоїдів.

Ранньокарельська та пізньокарельська епохи складчастості, завершення яких припадає 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 — ядер майбутніх континентів. Ці платформи називають ще епікарельськими. Отже, фундамент давніх платформ — це сукупність різновікових структур, сформованих протягом архею і раннього протерозою та складених сильно дислокованими, метаморфізованими та гранітизованими кристалічними породами. Починаючи з пізнього протерозою, в межах давніх платформ формується уже їх верхній структурний поверх — осадовий чохол.

Пізній протерозой Існують уявлення, що на початку пізнього протерозою всі платформи об'єднувались в єдиний континентальний масив (Пангея), а отже, мова може йти і про існування єдиного величезного океану — Панталаса, попередника Тихого океану.

У пізньому протерозої відбувалося даліше дроблення

давніх платформ по розломах на блоки, закладання та розвиток у їх межах авлакогенів, які заповнювались континентальними осадками та ефузивами. Тому цей етап формування осадового чохла платформ називають **авлакогенним етапом**.

В окремих випадках процеси деструкції континентальної кори платформ призводили до початку формування великих міжконтинентальних геосинклінальних поясів (Урало-Монгольський, Середземноморський, Північно-Атлантичний). Інші великі геосинклінальні пояси — Тихоокеанський, Арктичний закладалися на окраїнах давніх платформ. Починаючи з раннього протерозою, розвивались два малих пояси: Бразильський та Внутрішньоафриканський (рис. 48). У поясах нагромаджувалися потужні осадково-вулканогенні товщі порід.

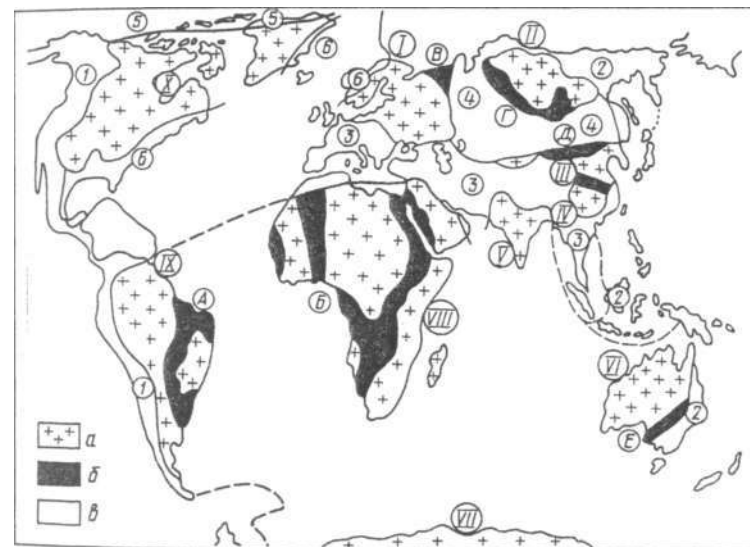


Рис. 48. Схема розташування основних структур земної кори наприкінці докембрію:

а - давні платформи: I — Східно-Європейська; II — Сибірська; III — Китайсько-Корейська; IV — Південно-Китайська; V — Індійська; VI — Австралійська; VII — Антарктична; VIII — Африкано-Аравійська; IX — Південно-Американська; X — Північно-Американська;
б - області байкальської складчастості: A — Бразильський та B — Внутрішньоафриканський малі геосинклінальні пояси; B — Тимано-Печорська область; Г — байкаліди, приєднані до Сибірської платформи (Туруханський кряж, Енісейський кряж, Східний Саян, Патомське нагір'я); Д — хребет Бейшань; Е — область Аделаїда;
в - геосинклінальні пояси: 1 - Східно-Тихоокеанський; 2 — Західно-Тихоокеанський; 3 - Середземноморський; 4 — Урало-Монгольський; 5 — Арктичний; Атлантичний (тектонічну схему наведено для сучасного розташування континентів)

У пізньому протерозої в межах геосинклінальних поясів проявилось декілька орогеній, найінтенсивнішою з яких була байкальська, приурочена в часі до кінця рифею — початку венду. Наслідком потужного байкальського орогенезу було повне завершення геосинклінального режиму в обох малих поясах — Бразильському та Внутрішньоафриканському, що призвело у першому випадку до об'єднання двох платформ Південної Америки в єдину Південноамериканську платформу, а в другому — до об'єднання Північно-Африканської, Південно-Африканської та Аравійської платформ, які існували після карельської складчастості, в єдину Африкано-Аравійську платформу. Байкальським орогенезом було створено також складчасті гірські системи на місці сучасного Уралу, Тимано-Печорської області (Тиман, Большеземельська тундра, півострови Канін, Рибачий і Варангер), Східного Саяну, Патомського нагір'я, Західного Забайкалля, Єнісейського та Туруханського кряжів. Ці структури приєдналися до Східно-Європейської (Тимано-Печорська система) та Сибірської платформ, наростивши їх по околицях. В єдину Китайську платформу байкальськими структурами спаялись три невеликі платформи: Таримська, Китайсько-Корейська та Південно-Китайська. 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 лише частково у вигляді окремих масивів. Невеликі території, зайняті сучасними байкалідами, не повинні створювати враження незначного розмаху байкальських тектоно-магматичних процесів — насправді це була друга після карельської за масштабами епоха складчастості в історії Землі.

Після байкальської складчастості вдається досить чітко виділити всі давні платформи: в північній півкулі — Східно-європейська, Північно-Американська, Сибірська та Китайська; в південній — Африкано-Аравійська, Південно-Американська, Індостанська (чи Індійська), Австралійська та Антарктична. Південні платформи наприкінці протерозою лишалися єдиним цілим — у вигляді суперконтиненту *Гондвана*. Теперішні північні платформи існували як окремі континентальні масиви і відділялися від Гондвани широтним океаном *Палеотетис*.

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

19.3.

Еволюція атмосфери й гідросфери в докембрії

Архейський еон Атмосфера Землі в *катархеї* нагадувала сучасну атмосферу Венери. Вона була досить щільною і важкою, хмарний покрив був суцільним, до поверхні планети не досягали сонячні промені — тому в цей час панувала темрява. Атмосфера мала відновні властивості, до її складу входили вуглекислий газ (до 60 %), азот, сірководень, аміак, інертні гази та "кислі дими" (HCl і HF). Вільного кисню майже не було, незначна кількість його містилась, можливо, у верхніх шарах атмосфери, де він міг утворюватись унаслідок дисоціації води і CO₂ під дією ультрафіолетових променів. Температура атмосфери лишалась ще досить високою, хоч і нижчою 100 °С, тиск становив 2...3 атм.

Типовими *архейськими* ландшафтами були неглибокі океанічні басейни з окремими островами та архіпелагами, монолітних континентальних масивів не існувало.

У воді первісних океанів, які щойно сформувалися, були розчинені у значній кількості газоподібні вулканічні продукти — соляна, плавикова, борна кислоти, сірководень, вуглекислий газ, метан та інші вуглеводні. Вода мала кислий характер, солоність її не перевищувала 2,5 %.

Поступово склад води у водоймах набував характеру хлоридного розчину з невеликою кількістю сульфатів за відсутності карбонатів. До кінця архею в океанах відбувається перетворення води хлоридного типу на хлоридно-карбонатну внаслідок інтенсивного винесення з суходолу карбонатів, які, по-перше, нейтралізували сильні кислоти ранньоархейських морів, а по-друге, зумовили формування перших карбонатних відкладів — CaCO₃, MgCO₃, FeCO₃, тощо. Відсутність організмів, які засвоюють кремнезем, сприяла його нагромадженню в морській воді та осаджен-

ню, що може пояснювати поширення кремнистих порід типу кварцитів.

До кінця архею в атмосфері конденсується основна маса пари води, поступово розсіюється густа темрява, змінюючись присмерками. Різко спадає вміст "кислих димів", аміаку, метану, вуглекислого газу, зростає вміст азоту, з'являється в незначній кількості кисень.

Протерозойський еон Протягом протерозою еволюція атмосфери триває — зростає вміст азоту та вільного кисню (останній уже має переважно біогенне походження — за рахунок фотосинтезу первісних рослин), зменшується кількість вуглекислого газу, повністю випадають "кислі дими", знижується температура, що знижує в цілому агресивність атмосфери і роль хімічного вивітрювання на континентах. За підрахунками американських геохіміків Л. Беркнера і 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 утворюється під дією сонячного проміння, починає концентруватися поблизу поверхні Землі. Це сприяло формуванню наприкінці протерозою озонового шару, що суттєво зменшило жорстку ультрафіолетову радіацію, згубну для живих організмів. Води морів у пізньому протерозої стають хлоридно-сульфатно-карбонатними, солоність їх наближається до сучасної.

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

Про кліматичні умови архею і протерозою судити важко через сильну метаморфізованість порід та збідненість на органічні рештки. Єдиними свідками клімату є знахідки викопних морен — тилітів, які вказують на наземні біляполярні *зледеніння*. Тиліти знайдено серед архейських порід у Центральній і Південній Африці, Австралії. В ранньому й середньому протерозої мали місце два великі зледеніння. Сліди першого з них (2,5...2,4 млрд р. тому) знайдено на Канадському шиті, в Африці, Індії, сліди другого (близько 2 млрд р. тому) — в Карелії, Канаді, Африці.

На пізній протерозою 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, Гренландії, сліди його відомі і на південних платформах — в Австралії, Африці, Південній Америці. Це зледеніння вважають чи не найбільшим в історії Землі. Склад порід та органічні рештки пізнього протерозою дають змогу зробити висновки, що в цілому, попри перелічені великі наземні зледеніння, клімат того часу був жарким і вологим. Слабкодіференційований рельєф та високий вміст CO₂ в атмосфері сприяли існуванню парникового, слабкозонального типу клімату. Одиначні визначення палеотемператур по рештках строматолітів дають значення, рівні 35...45°C. Визначити положення кліматичних зон поки що не вдається.

19.4.

Початок біологічної еволюції в докембрії

Питання про шляхи походження життя в докембрії до цього часу є дискусійним і може бути предметом окремого викладу. Вважають, що еволюція життя на Землі пройшла дві стадії: хімічну й біологічну. Хімічна еволюція охоплювала місячну стадію розвитку Землі, а починаючи з архею відбувалась уже 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 згустки й нитчасті форми без структурних деталей. Вважають, що це — полімеризовані речовини так званого "первісного бульйону", тобто середовища, в якому відбувалися процеси зародження та первісної еволюції органічних форм. Продукти життєдіяльності синьозелених водоростей — *строматоліти*, за деякими даними, їх виявлено в Західній Австралії в породах з віком 3,5 млрд р. Усі зазначені (та багато інших) знахідки первісних організмів із певним ступенем організації вказують на те, що зародження життя відбувалося ще раніше, можливо, близько 4 млрд р. тому.

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

Добре вивченими є рештки мікрофлори із кременистих сланців формації Гантфлінт на березі оз. Верхнього в Канаді. Тут виділено, зокрема, шість різновидів водоростей, два різновиди бактерій, 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, синьозелені водорості, гриби, найпростіші. Перші організми були прокаріотами. Десь близько 3...2,9 млрд р. тому з'явився примітивний фотосинтез і почався пов'язаний з ним розвиток кисневого середовища. На рубежі близько 2 млрд р. тому (за іншими даними, дещо пізніше 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 величезні простори морського дна і, очевидно, узбереж. Значення їх для геології полягає в тому, що за їхніми вапнистими побудовами — строматолітами здійснюється розчленування (стратифікація) протерозойських товщ. Синьозелені водорості унікальні утворення, вони трапляються нині в льодах Арктики та Антарктики, гірських льодовиках, у гарячих водах гейзерів, у нафтових покладах, вони витримують навіть смертоносне випромінювання при ядерних вибухах. Розквіт їх припадає на рифей.

Перші багатоклітинні тварини виникли в морях приблизно 1,5 млрд р. тому. Характерною особливістю їх, як, власне, і давніших, була повна відсутність черепашок, панцирів, скелетів. Тому у викопному стані трапляються лише їхні відбитки, чи зліпки. У пізньому протерозої відома вже досить багата фауна безхребетних — губки, археоціати, кишковопорожнинні, черви, примітивні голкошкіри.

Дуже багате заховання організмів виявлено, наприклад, у 1947 р. у гористій місцевості поблизу рудника Едіакари, що в Південній Австралії. Тут було знайдено понад 1400 зразків зліпків, відбитків, які належать до 13 родів медузоподібних, а також численні кільчасті черви, безпанцирні трилобіти й петанолами. Останні належать до кишковопорожнинних і подібні до сучасних "м'яких коралів" (альціонарії) чи "морського пір'я" (пенатулярії). Виявлена

фауна дістала назву *едіакарської*. Пізніше аналоги цієї фауни було знайдено й в інших місцях планети, зокрема на Анабарському шиті в Сибіру, на узбережжі Білого моря поблизу м. Архангельська, 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 невеликих глибинах поселялись і водорості, яким необхідне сонячне світло. З формуванням озонового екрана організми освоювали, очевидно, все мілководніші ділянки морів, сприятливі для життя.

19.5.

Корисні копалини докембрію

Докембрійські товщі багаті на родовища цінної мінеральної сировини: в них зосереджено до 70...80 % всіх запасів руд заліза, титану, нікелю, золота, урану; чверть світових запасів марганцю, міді; одна п'ята — хрому, а також великі поклади свинцю, цинку, кобальту, платини, слюди, азбесту та інших корисних копалин.

Дуже поширені на всіх давніх платформах родовища *залізних руд*, приурочені до залізистих кварцитів архею та нижнього протерозою. Вони відомі в Росії (Курська магнітна аномалія, Ангаро-Пітське), в Україні (Кривий Ріг, Кременчук), в Швеції (Кірунавара), Бразилії (Ітабіра), Канаді (півострів Лабрадор), ПАР (Трансвааль), Китаї, Індії.

Нікелево-кобальтові родовища відомі в Росії (Нікель на Кольському півострові), в Канаді (Садбері, Кобальт, Томсон), Конго, Замбії, Марокко.

Поліметалічні руди (свинець, цинк) утворюють унікальні родовища в Канаді (Салліван), в Австралії (Брокен-Хілл).

Дуже велике *олов'яне зруднення* відоме в центральній Африці, де воно простягається через Конго, Бурунді, Уганду, Танзанію.

Родовища докембрійського *золота* відомі в Росії (Алданська золотоносна провінція), Австралії, Індії. Проте основні запаси цього дорогоцінного металу зосереджені в протерозойських конгломератах родовища Вітватерсранд (ПАР), а також в родовищах Канади (райони озер Гурон та Велике Невільниче).

З осадовими відкладами та магматичними породами докембрію пов'язані поклади *уранових руд* Канади, ПАР, Намібії, Австралії, Індії, України.

З неметалічних корисних копалин слід назвати *слюди* (родовища Росії — Мамсько-Чуйський район, Слюдянка, Ковдор, Бразилії, Індії, США), *алмази* (Бразилія — штати Мінас-Жерайс, Парана, Індія), *графіт* (Україна — Завалівське, Південна Корея — Хванган, Індія, Мадагаскар).

Докембрійські товщі багаті також на високоякісні будівельні матеріали — граніти, кварцити, лабрадорити, мармури тощо.

Водночас у докембрії зовсім немає покладів горючих корисних копалин (торфу, вугілля, нафти й горючих газів), солей, фосфоритів, бокситів.

Контрольні запитання й завдання

1. У чому полягає принцип зонної плавки? 2. Опишіть основні події на Землі в місячній ері. 3. Назвіть особливості геологічної історії докембрію. 4. Які події відбувалися на нуклеарному етапі розвитку Землі? 5. Як формувався фундамент давніх платформ? 6. Що таке джеспіліти? 7. Охарактеризуйте основні наслідки байкальської складчастості. 8. Покажіть на тектонічній карті світу давні платформи, великі та малі геосинклінальні пояси. 9. Як відбувалась еволюція атмосфери та гідросфери в докембрії? 10. Що таке точка Пастера? 11. Що таке тиліти? 12. Що Ви знаєте про знахідки найдавніших організмів? 13. Чим представлена едіакарська фауна? 14. Покажіть на карті основні родовища корисних копалин, утворені в докембрії.

Глава 20 РАННЬОПАЛЕОЗОЙСЬКИЙ ЕТАП

20.1.

Еволюція земної кори в ранньому палеозої

За особливостями геологічного розвитку та складом органічного світу палеозойська ера поділяється на два етапи: ранньо- та пізньопалеозойський.

Ранньопалеозойський етап охоплює три періоди:

- кембрійський;
- ордовицький;
- силурійський.

Сумарна тривалість цих періодів становить близько 165 млн р., за цей час відбулися великі події як в еволюції земної кори, так і в пов'язаному з нею фізико-географічному середовищі, значні зміни в складі органічного світу.

Розпад материка Пангея-1, який почався ще в рифеї, зумовив існування на початку палеозою деяких великих континентальних брил, розділених океанічними басейнами, яким відповідали рухомі геосинклінальні пояси. Великий континентальний масив *Гондвана* відділявся від північних платформ *океаном Палеотетіс* (Середземноморський пояс). Східно-Європейська, Сибірська та Китайська **платформи розділялись Палеоазіатським океаном** (Урало-Монгольський пояс) шириною до 4000 км. Між Східно-Європейською та Північно-Американською платформами ще з кінця рифею розвивався океан *Япетус* (Північно-Атлантичний пояс). Достовірно встановленим є також існування шонайменше з пізнього рифею западини Тихого океану, по окраїнах якого розвивався Тихоокеанський окраїнно-континентальний пояс.

Історію розвитку земної кори в ранньому палеозої, як і на наступних етапах, можна звести до розгляду історії окремих рухомих поясів (областей, систем) та платформ (континентів).

У ранньому палеозої найвагоміші події відбувались у межах Північно-Атлантичного (Япетуса) та Урало-Монгольського поясів.

Північно-Атлантичний пояс Океан Япетус пройшов стадію континентального рифта ще в пізньому рифей-венді. Стадія розкриття саме океанічного басейну в Япетуса припадає на кембрій та ранній ордовик (570..480 млн р. тому). Саме в цей час відбувалося формування офіолітів, що відомі в Ньюфаундленді, Північній Скандинавії та інших місцях. Вважають, що на початку ордовика Япетус досяг своєї максимальної ширини 1000..2000 км, а, можливо, й 3000 км. В ордовицькому періоді Япетус вступає в островодужну стадію свого розвитку, в його межах формуються вулканічні островні дуги та окраїнні моря.

Показовими щодо розвитку окремих регіонів поясу є класичні розрізи нижнього палеозою, розташовані на території Уельсу (Великобританія). Тут у кембрій відклалися потужні (до 4,5 км) товщі морських піщано-глинистих порід, осадження яких відбувалося в глибоких геосинклінальних прогинах. В ордовицькому періоді сформувалася товща (до 5 км) глинистих та ефузивних порід основного складу. Тобто осадконагромадження в цей час супроводжувалось інтенсивним підводним базальтовим вулканізмом, пов'язаним, очевидно, з виникненням глибинних розколів. На початку силуру відкладалися глинисті і піщані осадки. До кінця періоду глинисті породи поступово змінюються грубоуламковими (конгломерати).

У пізньому силурі відкладені нижньопалеозойські породи були інтенсивно дислоковані та підняті вище рівня моря. Аналіз розрізу Уельсу дає змогу зробити висновок, що в кембрій, ордовіку та в першій половині силуру ця територія відповідала головному геосинклінальному етапу розвитку, а в пізньому силурі вступила в орогенний етап. Саме Япетус вже в пізньому ордовіку переживав деформації, пов'язані із загальним стисненням. Наприкінці силуру — початку девону зближення Північно-Американської та Східно-Європейської літосферних плит зумовило закриття цього океанічного басейну. Нагромаджені в геосинклінальних прогинах осадово-вулканогенні товщі були зім'яті в складки і в подальшому перетворені на молоді гірські системи. Складкоутворення супроводжувалось вторгненням гранітних інтрузій та формуванням насувів — у Скандинавії, наприклад, нижньопалеозойські товщі виявились витиснутими на породи Балтійського щита. Горотвірні процеси, які охопили в ордовіку та пізньому си-

лури Північно-Атлантичний пояс, дістали назву каледонської складчастості (Каледонія — давньоримська назва Шотландії), а структури, які при цьому сформувалися, названі *каледонідами*. Останні утворилися в межах таких областей, як Грампіанська (охоплювала більшу частину нинішньої Ірландії, Великобританії та північну частину Скандинавії), Гренландська, Північно-Аппалацька, у західній частині о. Шпіцберген, на о. Ньюфаундленд. Гірські системи цих зон спаяли в єдине ціле зближені Північно-Американську та Східно-Європейську платформи, утворивши на місці океану Япетус Північно-Атлантичний материк (відомий також як Лавренція, Лаврусія).

Урало-Монгольський пояс Досить складна ранньопалеозойська історія Урало-Монгольського поясу. Каледонський орогенез призвів до завершення геосинклінального розвитку двох областей: Алтає-Саянської та Центрально-Казахстанської (або Кокчетавсько-Киргизької). Алтає-Саянська область у кембрій перебувала на стадії формування островних дуг. Окраїнні моря в пізньому кембрій — ордовіку тут виповнювались потужними теригенними флішовими товщами, які були деформовані у пізньому ордовіку. Процеси складкоутворення супроводжувались інтенсивним гранітоїдним магматизмом та метаморфізмом. Тут сформувалися структури Гірського Алтаю, Кузнецького Алатау, Гірської Шорії, Західного Саяну. Туви, які наростили південно-західну околицю Сибірської платформи і утворили разом із нею та причленованими ще наприкінці протерозою байкалідами новий великий материк *Ангарида*. В межах Центрально-Казахстанської області каледонським орогенезом сформовано західну частину Казахського дрібносопковика, хребет Каратау, Північний Тянь-Шань, Чу-Ілійські гори, хребти Чингіз і Гарбагатай. Ці об'єднані структури представляли гористий континентальний масив посередині Палеоазійського океану.

Історія *Уральської геосинклінальної системи* як відгалуження Урало-Монгольського поясу (Палеоазійського океану) почалася ще в протерозой, тут інтенсивно проявились рухи байкальського орогенезу та були сформовані складчасті структури — байкаліди, частина яких причленувалась до Східно-Європейської та Сибірської платформ і розвивалась з ними в майбутньому у спільному режимі. Форму-

вання Уральського океану почалося в ранньому ордовіку, коли на утвореній континентальній корі почали розвиватися рифти, що зумовило виникнення океанічного басейну, який відділив Східно-Європейський континент від Сибірського. Геосинклінальна система чітко диференціювалась на два меридіональних прогини, розділені геантиклінальним підняттям — острівним пасмом Уралтау. Розширення, розкриття океану, виникнення острівних дуг відбувалось у пізньому ордовіку-силурі. В західному прогині (міогеосинкліналь, закладена на опущеному краї Східно-Європейської платформи) відкладалися піщано-глинисті та карбонатні осадки, у східному (евгеосинкліналь) — потужні осадово-вулканогенні товщі. Отже, ранній палеозой — це час закладання й розширення Уральського океанічного басейну, який відповідає головному геосинклінальному етапові його розвитку.

У **Середземноморському поясі** каледоніди утворилися лише в Центральній Азії — хребет Наньшань приєднався з півдня до Китайської платформи. Наприкінці раннього палеозою в цій частині сучасного Азійського континенту існував Китайський материк, який склали об'єднані байкалідами та каледонідами Китайсько-Корейська, Таримська та Південно-Китайська платформи.

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

Еволюція платформ Розвиток платформ в історії Землі завжди пов'язаний з еволюцією ділянок геосинклінальних поясів, що до них прилягають. Прогинання в останніх призводять до так званих резонансних опускань і морських трансгресій на суміжних територіях платформ і, навпаки, підняття, горотвірні процеси в геосинкліналях спричиняють резонансні підняття і регресію моря на платформах, що межують з ними. Наприклад, розвиток Східно-Європейської платформи в ранньому палеозої тісно пов'язаний з подіями в суміжній Грампіанській області. Максимальні трансгресії спостерігались тут у кембрії та ордовіку, коли в північно-західній частині платформи відклалися потужні товщі морських теригенних осадків. У силурі морем затоплювались лише західні і південно-західні

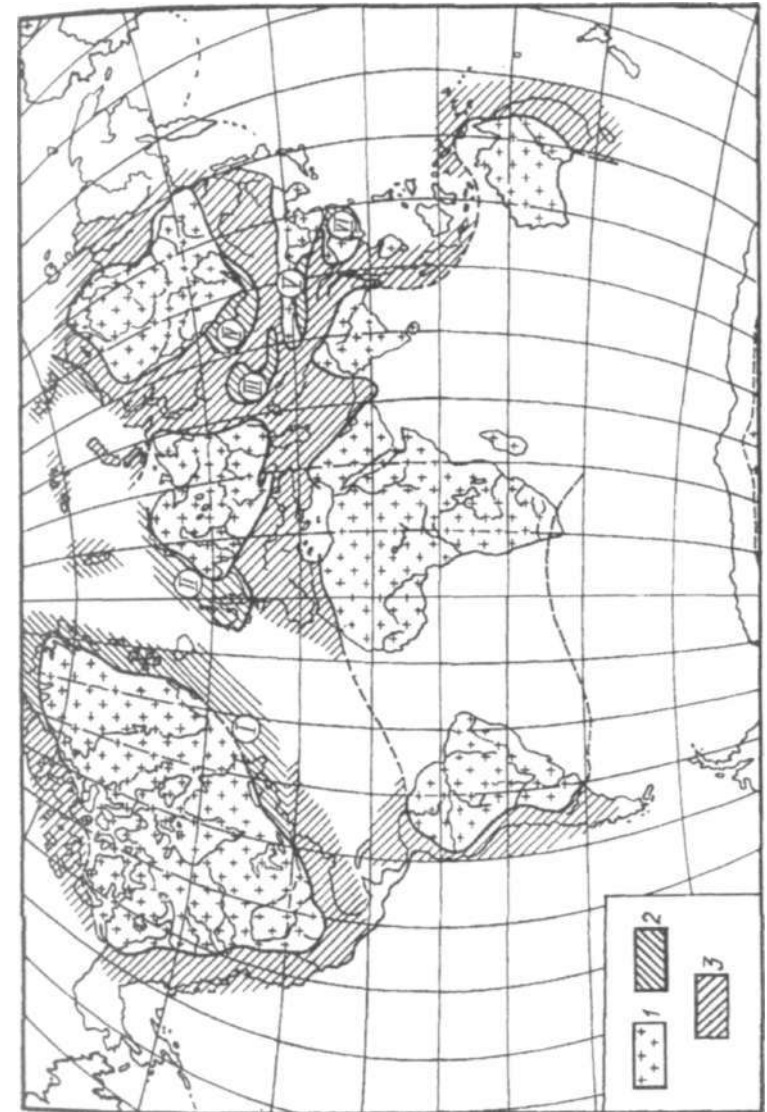


Рис. 49. Схема розташування основних структурних елементів земної кори наприкінці раннього палеозою:
 I — докембрійські платформи (разом із байкалідами); 2 — області каледонської складчастості; 3 — Північно-Аппалачька; 4 — Грампіанська; 5 — Кокчетавсько-Клргизька (Центрально-Казхастанська); 6 — Алтає-Саянська; 7 — хр. Наньшань; 8 — Катазіатська; 9 — геосинклінальні області

окраїни платформи, зокрема відклади цього віку відомі в тернопільському Придністров'ї, де представлені мілководними глинистими і карбонатними породами.

В цілому ж у ранньому палеозої відбулося три великих трансгресії, які чергувалися із короткочасними регресіями.

Перша хвиля трансгресій припала на кембрійський період, коли епіконтинентальними морями покривались значні площі Східно-Європейської, Північно-Американської та Сибірської платформ.

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

Третя велика трансгресія відбулася в ранньому силурі після нетривалої пізньоордовіцької регресії.

Пізній силур — час глобальної регресії, пов'язаної із завершальними процесами каледонського орогенезу, море покинуло Сибірську платформу, сильно скоротилося в розмірах на Східно-Європейській, Північно-Американській та Китайській платформах.

Суперматерик Гондвана протягом раннього палеозою був високо припіднятим суходолом. Морем покривалися лише окраїнні частини континенту.

Ранній палеозой давніх платформ характеризують як *плитну стадію* їхнього розвитку, коли над пізньопротерозойськими авлакогенами відбувалося закладання й формування синекліз (наприклад, Московської, Прикаспійської на Східно-Європейській платформі) та суміжних з ними антекліз.

20.2.

Формування атмосфери й клімату Землі в ранньому палеозої

У кембрійському періоді основна маса суходолу припадала на Гондвану, загальна площа якої перевищувала 100 млн км². У межах цього материка розташовувались височини, низовинні рівнини і гірські масиви. В силурі рельєф земної поверхні в зв'язку із завершальними фазами каледонського орогенезу стає підвищеним і контрастнішим від кембрійського та ордовіцького. Особливо це

стосується сучасних північних континентів, на яких приморські низовини і вирівняні ділянки чергувалися з підвищеними виходами фундаменту (щитами) та молодими гірсько-складчастими спорудами каледонід.

Атмосфера кембрію поступово набувала киснево-вуглекисло-азотного складу. Вміст CO₂ досяг 0,3 %, а вміст кисню порівняно із рифеєм зріс у кілька разів. Протягом ордовіка й силуру відбувалося подальше зростання в атмосфері концентрації вільного кисню й зменшення частки CO₂. До середини ордовіцького періоду (470 млн р. тому) вміст вільного кисню досяг 10 % від його концентрації в сучасній атмосфері. Це так звана *точка Беркнера-Маршалла*, перехід через яку назавжди встановлює кисневу атмосферу. При цьому рівні утворення озону відбувається уже на значній висоті (а не поблизу поверхні планети, як це було наприкінці докембрію), тому ультрафіолетове випромінювання вже не впливало на організми, які знаходились на поверхні материків, що сприяло поступовій колонізації суходолу першими поселенцями вже у наступному — силурійському періоді.

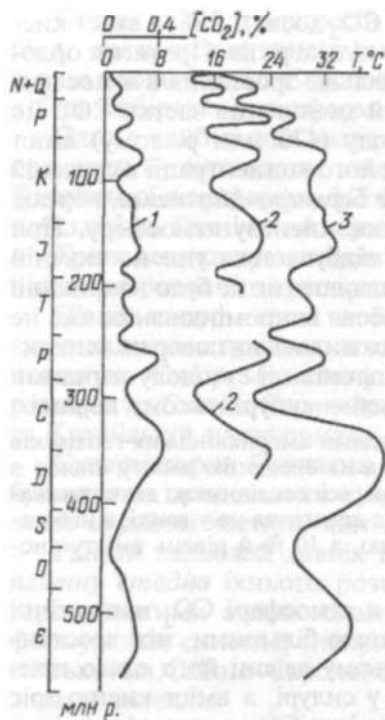
Зауважимо, що з поглядами американських геохіміків Л. Беркнера і Л. Маршалла на еволюцію вмісту кисню в атмосфері погоджуються не всі дослідники: деякі вважають, що точка Пастера була досягнута не у венді, а набагато раніше, в середині архею, а 10 %-й рівень вмісту кисню — в пізньому рифеї.

Темпи зменшення вмісту в атмосфері CO₂ наприкінці раннього палеозою були набагато більшими, ніж зростання кисню. Так, уже в середньому девоні його стало приблизно в 4 рази менше, ніж у силурі, а вміст кисню зріс лише в 1,3 раза. Коливання вмісту CO₂ в атмосфері тісно пов'язане зі зміною температурного режиму поверхні планети. За зростання кількості CO₂ вдвоє порівняно із сучасною (0,03 %) середня глобальна температура також зросла б удвоє (рис. 50). На рисунку видно, що мінімуми на кривій вмісту CO₂ в атмосфері повністю відповідають епохам зменшення площ із жарким кліматом, зростанню площ з прохолодним кліматом, зледеніннями і, отже, глобальним похолоданням. Епохи з підвищеним вмістом CO₂ в атмосфері відповідають у часі розширенню площ із жарким кліматом.

• *Перше суттєве зниження загального вмісту CO₂ в атмосфері* відбулось саме наприкінці раннього палеозою, що, очевидно, й стало однією із суттєвих причин тодішнього похолодання (пізньоордовіцьке зледеніння).

Сучасний склад атмосфери та гідросфери сформувався пізніше, в девонському періоді.

Згідно з мобілістськими побудовами сучасні північні платформи (Східно-Європейська, Північно-Американська, Сибірська, Китайська)



млн р.

Рис. 50. Зміна температурного режиму і концентрації вуглекислого газу в фанерозої (за М. О. Ясамановим): 1 — концентрація CO_2 ; 2 — абсолютні значення температур за палеотермометриєю; 3 — середні значення температур, обчислених за палеокліматичними картами

в кембрії розташовувались у південній півкулі в приекваторіальних широтах, а північна півкуля була зайнята переважно океанами. Цим пояснюється той факт, що на зазначених материках у кембрії панував тропічний або екваторіальний клімат. Свідчення тому — поширення червоноколірних і соленосних відкладів рифових археоціатових вапняків тощо на Сибірській платформі. Кліматична зональність у кембрії, очевидно, була згладжена широким розвитком великих морських трансгресій.

Рівномірно теплий клімат кембрію змінився в ордовіку чітко вираженою зональністю з покривним зледенінням пізнього ордовіка в районі південного полюса (рис. 51). Тогочасний екватор перетинав Північно-Американський континент, Гренландію та пролягав південніше Східно-Європейського та Сибірського континентів, тому там були

тропічний і екваторіальний клімати. Такий клімат типовий і для північних частин Гондвани. Тиліти, льодовиковий рельєф та флювіогляціальні відклади фіксуються на північному заході Південної Америки та на північному заході Африки (Західна Сахара), тобто поблизу південного

полюса. В межах Гондвани існували пояси помірнього, субтропічного, тропічного та екваторіального клімату, що було зумовлено їх розміщенням в середніх та низьких широтах.

На початку силурійського періоду на континентах продовжували панувати порівняно прохолодні умови. Пізніше відбувалося загальне підвищення температури та аридизація кліматичних обстановок. Останнє пов'язується зі збільшенням території, зайнятих суходолом та зростанням контрастності рельєфу континентів. Клімат нівальних зон змінився на помірно-холодний. Аридні умови існували, зокрема, на півночі Канади, в північній частині Росії, на Сибірській платформі, в Західній Монголії і Забайкаллі, на Тянь-Шані, Кунь-Луні тощо, де в епіконтинентальних басейнах відкладалися червонокольори, гіпси та доломіти. Екваторіальні вологі умови фіксуються в межах

Нової Землі, Уралу, Центрального Казахстану і Алтає-Саянської області за відкладами рифогенних і оолітових вапняків.

У цілому ж для континентів раннього палеозою характерним є панування таласократичних умов у кембрії та

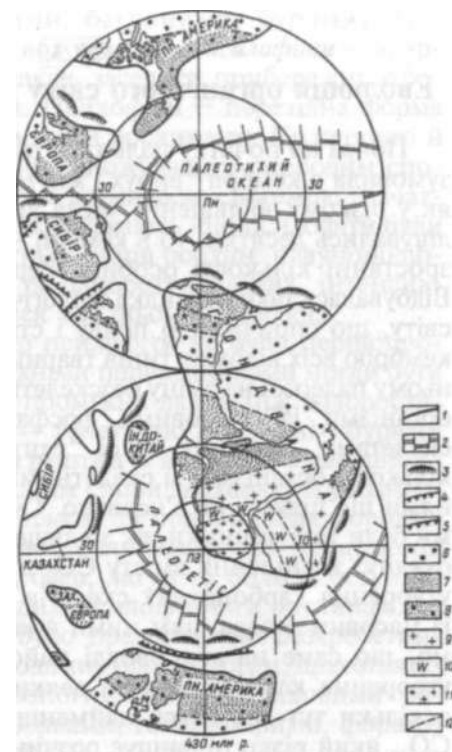


Рис. 51. Палеокліматична зональність середнього і пізнього ордовіку:

1 — межі палеоконтинентів; 2 — серединно-океанічні хребти; 3 — глибоководні жолоби і островні дуги; 4 — пояси зіткнення континентальних блоків; 5 — активні континентальні окраїни; кліматичні пояси: 6 — екваторіальний; 7 — вологий тропічний; 8 — аридний тропічний; 9 — субтропічний; 10 — помірний; 11 — холодний; 12 — межі кліматичних поясів

ордовику і встановлення чітко вираженого теократичного режиму в другій половині силурійського періоду.

20.3.

Еволюція органічного світу в ранньому палеозої

Поява на початку палеозою захисного озонового шару зумовила в кембрії "вибух" життя в морях. Він проявився як у різкому збільшенні числа видів (якщо у венді їх налічувались десятки, то в кембрії — близько 2 тис), так і в зростанні кількості особин всередині кожного з видів. Відбувалась також швидка біологічна еволюція органічного світу, що спричинило появу і становлення вже до кінця кембрію всіх відомих типів тварин (крім хордових). У ранньому палеозої на зміну безскелетній фауні венду прийшли організми із хітиновими, фосфатними та карбонатними скелетами. Причини такої "раптові" появи величезної кількості організмів зі скелетними, панцирними утвореннями ще цілком не з'ясовано. Очевидно, найважливішими були такі чинники, як збільшення солоності Світового океану, зменшення вмісту CO_2 в морській воді. Зокрема, утворення карбонатних скелетів у організмів пов'язують із масовим заселенням ними в кембрії мілководдя. Відомо, що саме на мілководді найсприятливіші умови для утворення карбонатних та деяких фосфатних мінералів, оскільки тут міститься найменша кількість розчиненого CO_2 , який різко підвищує розчинність даних мінералів.

У докембрії організми через відсутність озонового екрана заселяли більші глибини, де концентрація вуглекислого газу перешкоджала утворенню вапнистих скелетів. Останнє не стосується синьозелених водоростей, які могли, очевидно, переносити підвищені дози ультрафіолетового випромінювання і тому утворювали стромаболіти на менших глибинах. Поява фосфатних і хітинових скелетів могла бути викликана конкурентною боротьбою із безскелетними організмами, крім цього, скелетні утворення необхідніші в умовах рухливого мілководного середовища, ніж на спокійних глибоководних ділянках морів.

Життя в ранньому палеозої повністю концентрувалось у водоймах, суходіл залишався пустинним, якщо не врахо-

увати перших колоній псилофітів по берегах морів, озер, боліт тощо, бактерій та деяких форм грибів.

Рослинний світ водоїм було представлено водоростями (синьозеленими, зеленими, багряними, бурими). Наприкінці силуру нащадки водоростей — **псилофіти** — вперше в історії Землі починають заселяти прибережні заболочені ділянки материків. Псилофіти — перехідна форма між водоростями та наземними рослинами. Це кушисті й трав'янисті рослини, які розмножувались споровим способом, зі слабо розвинутою кореневою системою і зачатками листя у вигляді шипів. Вважають, що псилофіти були предковою формою для трьох типів рослин: плауноподібних, членистостеблових та папоротеподібних, інтенсивний розвиток яких почався у пізньому палеозої.

Існує також думка, що псилофіти не були першопрохідниками на суходолі — їхніми попередниками могли бути так звані **нематофіти** — проміжна ланка між водоростями і вищими рослинами — генетично пов'язані з бурими водоростями. Найдавніші рештки їх виявлено в силурійських осадах, однак належні їм спори знаходять й у пізньопротерозойських, кембрійських та ордовицьких породах. Можливо, вже в ті часи вологолюбна флора нематофітів росла біля берегів морів, озер, лагун та боліт, поступившись у силурі досконалішим псилофітовим рослинам.

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

Найпоширенішими в ранньому палеозої були **трилобіти** — мешканці морського дна. Наприклад, у кембрії трилобіти становили 60 % морської фауни, 30 % припадало на плечоногих і лише 10 % на представників інших типів. У кембрії відомо близько 1000 видів трилобітів, в ордовику — 1200, в силурі кількість їх скорочується.

Відповідно виділяють три фауни трилобітів: кембрійську, ордовицьку та силурійську.

- **Кембрійські**, найпримітивніші трилобіти мали панцир із зроговілого шкірного шару, в них був добре розвинутий головний щит і слабо — хвостовий.

- **Ордовицькі** трилобіти мали вже міцний вапнистий панцир, навчилися згортатись у клубочок, захищаючи головним і хвостовим щитами м'яку червну мембрану.

- *Силурійські* трилобіти також згорталися, мали сітчасті-складні очі з кольоровим зором, які давали змогу орієнтуватись за ультрафіолетовими та інфрачервоними сигналами. Поширення в ранньопалеозойських морях хижих форм, переважно наутилоїдей (головоногих), привело до поступового вимирання цих цікавих тварин. Останні їх представники дожили до кінця палеозойської ери.

Друге місце за поширенням у морях раннього палеозою посідали **брахіоподи**. В кембрії відомі примітивні беззамкові форми з хітиново-фосфатними черепашками, в ордовіку та силурі поширюються замкові брахіоподи з вапнистими черепашками.

Важливе значення для стратиграфії нижньопалеозойських відкладів мають такі морські організми, як **граптоліти**. Це тварини, рештки яких трапляються переважно у відкладах ордовіку та силуру, хоча дожили вони до раннього карбону. Належать до напівхордових. Хітиновий скелет граптолітів мав вигляд прямих або вигнутих гілочок, уздовж яких розташовувалися циліндричні чи конічні комірки з окремими зооїдами. Жили колоніями і вели планктонний спосіб життя (переважно), використовуючи для зависання у воді плавальний міхур.

Дуже характерними мешканцями ранньокембрійських тропічних морів були **археоціати** — одиничні та колоніальні. Разом із губками і водоростями вони були першими рифобудівниками. Повністю вимерли до кінця раннього кембрію.

Починаючи з протерозою розвивались кишковопорожнинні (гідроїдні поліпи — строматопори, трубчасті та чотирипроменеві корали). Цікаво, що кишковопорожнинні, яких було більше половини всієї макробіоти венду, не характерні для біот кембрію — справжній розквіт їх і широке розселення починаються з ордовіка.

З раннього кембрію відомі представники двостулкових та черевонігих молюсків, з пізньою кембрію поширюються головоногі молюски (**наутилоїдеї**) — хижі форми, які панували в ранньопалеозойських морях. Розвиваючись за фактичної відсутності конкуренції, деякі види їх мали прямі черепашки завдовжки 2...4,5 м. Розквіт їх припадає на ордовіцький та силурійський періоди. Полювали на трилобітів, брахіопод.

У силурійському періоді дістають масове поширення (хоча відомі ще з кембрію) великі ракоподібні — **рако-**

скорпіони. Тіло їх досягало в довжину 1...3 м і закінчувалось гострим хвостовим шипом (тельсоном) з отруйною залозою. Очевидно, ракоскорпіони, як і наутилоїдеї, почали швидко витіснити трилобітів і брахіопод. Група розвивалась до кінця палеозою і повністю вимерла. Зараз відомо лише єдина близька до них форма — мечохвіст. Один із характерних представників ракоскорпіонів *Eurypterus podolicus* знайдений в силурійських відкладах Поділля.

У силурі з'являються перші безхребетні, які пристосувалися до життя в наземних умовах. Це павукоподібні тварини, близькі за будовою до нинішніх скорпіонів. Разом із багатоніжками вони почали заселяти прибережні ділянки майже одночасно із псилофітами.

В ранньому палеозої відомі вже і перші хребетні. В континентальних відкладах раннього ордовіка знаходять кістяні пластинки та шкіряні зуби перших безшелепних, рибоподібних тварин, позбавлених шелеп та плавників і покритих кістяними лусками (панцир). Ці тварини повністю вимерли до кінця девону. Їх далекі родичі — сучасні міноги та ланцетники. В силурійських морях відомі перші шелепорогі риби — акантоди та пластиношкірі. Перші з них мали веретеноподібне тіло, покрите бронєю із дрібних квадратних лусок, та внутрішній хрящовий скелет. У пластиношкірих (панцирних) риб було невелике (до 50 см) тіло, голова покривалася панциром із кістяних пластин. Населяли морське мілководдя та приустві частини річок.

Найвагоміші події в еволюції біосфери раннього палеозою:

- "вибух" життя в морях на початку палеозою, що призвело до заселення організмами морського мілководдя та епіконтинентальних басейнів;

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

- початок заселення суходолу рослинними і тваринними організмами.

У зв'язку із останнім зауважимо, що поряд із псилофітами та членистоногими суходіл інтенсивно заселявся різноманітними мікроорганізмами. І вже до закінчення силуру поверхня планети могла бути повністю освоєна ними. Мікроорганізми безумовно мали інтенсифікувати процеси вивітрювання гірських порід (біохімічне вивітрювання). Зростання надходження у водойми розчинених

Ca і Mg призводило до інтенсивнішого нагромадження біогенних і хемогенних порід, а це, в свою чергу, спричиняло різке зменшення вмісту вуглекислого газу. Суттєве зниження загальної кількості CO₂ в атмосфері відбулось саме наприкінці раннього палеозою (див. рис. 50). Однією з причин такого зниження могло бути включення мікроорганізмів у процеси наземного вивітрювання, хоча основною причиною, очевидно, слід вважати спад вулканічної активності.

Корисні копалини раннього палеозою

Ранньопалеозойські відклади в цілому бідні на корисні копалини. Зазначимо появу тут родовищ нафти і газу, відсутніх серед докембрійських товщ, чималі поклади хромітів, фосфоритів, асбесту.

Кембрійський та ордовицький вік мають продуктивні горизонти гігантського родовища **нафти** Хассі-Мессауд в Алжирській Сахарі та поклади Мідконтиненту в США (штати Канзас, Оклахома, Техас); останні дають третину річного видобутку нафти США.

В середньому ордовику формувалися багаті родовища **горючих сланців** країн Балтії.

З ультраосновними породами Уралу пов'язані унікальні за якістю та запасами родовища **хромітів**, на Південному Уралі — Кімперсайська група та на Середньому — Сарановська група родовищ.

В ордовику та силурі утворились родовища оолітових **залізних руд** Уобана на о. Ньюфаундленд (Канада) та Клінтон (США).

З відкладами раннього кембрію та ордовику пов'язані численні родовища **фосфоритів**, які відомі в Казахстані (хр. Каратау), Росії (Ленінградська обл.), Естонії (Азеру, Маарду), Китаї (провінція Юньнань), США (штат Теннесі).

З ранньокаледонськими ультраосновними породами генетично зв'язані родовища **азбесту**, відомі на Уралі (Асбест), Забайкаллі, Східному Саяні, в Оренбурзькій області Росії (Киємбайське), а також у Канаді (о. Ньюфаундленд, провінція Квебек).

У Східному Саяні розташоване велике Ботогольське

родовище **графіту**, пов'язане з нижньокембрійськими відкладами.

У кембрії відклались також потужні поклади **кам'яної солі**, відомі, зокрема, на Сибірській платформі (Лено-Вілюйський солоносний басейн), в силурі формувался Мічиганський басейн (США).

Контрольні запитання й завдання

1. Охарактеризуйте будову земної кори на початку палеозою. 2. Як відбувався розвиток у ранньому палеозої Північно-Атлантичного поясу (океан Япетус)? 3. Які структури входили до складу материків Лавренція та Ангарида? 4. Як розвивалася в ранньому палеозої Уральська геосинкліналь? 5. Які характерні особливості розвитку давніх платформ у ранньому палеозої? 6. Які зміни відбувались у атмосфері раннього палеозою? 7. Що Ви знаєте про клімат раннього палеозою? 8. Поясніть розміщення центра наземного зледеніння на південних материках та екваторіального й тропічного клімату на сучасних північних континентах. 9. Проаналізуйте еволюцію органічного світу раннього палеозою. 10. Назвіть найвагоміші події в еволюції біосфери раннього палеозою. 11. Покажіть на карті основні родовища корисних копалин раннього палеозою.

Глава 21

ПІЗНЬОПАЛЕОЗОЙСЬКИЙ ЕТАП

21.1.

Тенденції розвитку земної кори в пізньому палеозої

Пізній палеозой тривалістю 175 млн р. охоплює такі періоди:

- девонський;
- кам'яновугільний;
- пермський.

Каледонський тектоно-магматичний цикл, який завершився у ранньому девоні, суттєво ускладнив структуру земної кори. Суцільно спаяними виявились континентальні

брили Східної Європи та Північної Америки, які від Гондвани відділялись океанічним басейном Палеотетису, а від об'єданого з каледонідами Сибірського материка (Ангарида) — Уральським океанічним басейном, частиною Палеоазіатського океану.

У пізньому палеозої спостерігалась *тенденція до закриття океанічних басейнів*, деякі з них до кінця етапу повністю замкнулись, інші — ускладнили внутрішню структуру.

Еволюція Середземно-Монгольського поясу — У межах **Середземноморського поясу морського та Урало-Монгольського поясів** (Палеотетису) в пізньому палеозої розвивався цілий ряд геосинклінальних систем та областей. Виділяють дев'ять областей, серед них — Західно-Європейську, Південно-Європейську, Північно-Африканську, Південно-Західної Азії, Добруджинсько-Бухарську тощо. Найістотніші події відбувалися в Західно-Європейській області. Вона охоплює територію таких сучасних країн, як Польща, Німеччина, Бельгія, Голландія, Люксембург, Франція, Чехія, Словаччина, південь Англії. В девонському періоді в численних геосинклінальних прогинах, які існували ще з початку палеозою, тут відклалися потужні (до 10... 15 км) товщі осадових і вулканогенних порід. Осадконагромадження тривало й у ранньому карбоні, коли відклалися вапняки та глинисті фації (останні — до 4...5 км). Наприкінці раннього карбону проявились інтенсивні складкоутворювальні процеси *герцинського орогенезу*. Девонські і нижньокам'яновугільні відклади були зім'яті в складки, підняті і перетворені на молоді складчасті країни. Виникли гірські ланцюги Судет, Рудних, Рейнських Сланцевих гір, Арденн, Гарцу, гори Корсики, Сардинії, Піренейського півострова (крім Піренеїв та Андалузських гір).

Головний геосинклінальний етап девону та раннього карбону змінився орогенним, який тривав до кінця пермі.

На північ від новостворених гірських масивів почалося формування крайового прогину, який називають Західно-європейським, або "великим вугільним каналом Європи". В ньому протягом середнього карбону відклалися потужна вугленосна товща (відомі нині вугільні басейни Південно-Уельський, Франко-Бельгійський, Рурський, Сілезький тощо). Вугленагромадження відбувалося в умовах заболочених приморських рівнин, які періодично за-

топлювалися морем (паралічний тип вуглеутворення). У пізньому карбоні опускання в прогині закінчились і осадконагромадження відбувалося вже в континентальних умовах, у порівняно невеликих міжгірних западинах відклалися конгломерати, пісковики і вугленосні товщі озерного типу (Саарський басейн). Континентальний режим зберігся і в ранній пермі. В умовах посушливого клімату нагромаджувалися червоноколірні пісковики, конгломерати та глини, проявлявся наземний вулканізм, у пізній пермі частина області вкривалася морем, в якому відклалися вапняки, глини з гіпсами, калійною та кам'яною сіллю (Стасфуртський басейн у Німеччині). Отже, з кінця пермі область набуває платформеної стадії розвитку.

Послідовність подій, проілюстрована на прикладі Західно-європейської області, в цілому типова і для багатьох інших областей Середземноморського поясу.

Згідно з *мобілістськими реконструкціями*, в девоні у межах Палеотетису відомі острівні дуги, які відділялись западинами крайніх та внутрішніх морів від Східно-Європейської платформи (головний геосинклінальний етап). Острівні дуги цього часу відомі на Великому Кавказі, на Балканах, в Альпах тощо. Тут відклалися потужні товщі теригенних порід (алевроліти, пісковики, кремністі сланці, яшми) та продукти підводного вулканізму (базальти, андезити тощо). На південь від острівних дуг простягався Палеотетис з корою океанічного типу, який фіксується по офіолітах Південної Іспанії, Альп, Західних Карпат, Північної Туреччини, Великого Кавказу і Північного Паміру. В середині кам'яновугільного періоду почалося закриття Палеотетису внаслідок зближення континентальних брил. Процес супроводжувався складкоутворенням, вторгненням гранітних інтрузій (орогенний етап). У межах поясу герциніди сформувались, окрім зазначених ділянок, також на території, яка розташовується на південь від Східно-Європейської платформи і охоплює Степовий Крим, Передкавказзя, Устюрт, Мангишлак, Каракум. Нині ці герциніди утворюють фундамент молоді Скіфської (або Скіфсько-Туранської) платформи. Виникли також південні відроги гір Атлас, які причленилися з півночі до Гондвани.

Отже, до кінця палеозою більша частина Середземноморського поясу була охоплена орогенезом. На заході його герциніди спаяли Гондвану із Західною Європою, далі на

схід Палеотетис відкривався в Палеотихий океан, був великою затокою, яка ніби розклинювала об'єднані континентальні масиви Гондвани та північних материків. Вважають, що до цього часу (кінець палеозою — початок мезозою) належить і зародження нового океану Тетис (чи Неотетис), еволюція якого відбувалась уже на альпійському етапі.

В Урало-Монгольському поясі продовжувався розвиток Уралу. В девоні та ранньому карбоні тут існували два меридіональних прогини, розділені підняттям Уралтау. В західному з них відкладались уламкові й карбонатні породи потужністю 2...3 км, у східному — осадово-вулканогенна товща: пісковики, глини, лави, туфи, яшми потужністю до 12...13 км (стадія формування островних дуг). На початку середнього карбону на Уралі завершується головний геосинклінальний етап розвитку і починається орогенний, який тривав, як і в Західній Європі, до кінця пермі. Уральська геосинклінальна система охоплюється герцинською складчастістю, яка супроводжується потужним гранітоїдним магматизмом. З останнім пов'язані численні уральські родовища заліза, золота, поліметалів, дорогоцінних каменів. На межі молодого складчастої гірської країни та Східно-Європейської платформи наприкінці карбону закладається меридіональний Передуральський крайовий прогин. У пермському періоді прогин виповнюється червоно- і строкатокоричною грубоуламковою моласою за рахунок руйнування молодих Уральських гір. Після заповнення прогину моласами, коли на місці морського басейну залишилися напівізольовані водойми — лагуни, в них осаджується потужна соленосна товща (родовища калійних солей Солікамська та Березників). У північній частині прогину формується вугленосна серія Печорського басейну. Осадження в один і той самий час таких різних за складом відкладів пояснюється розташуванням окремих частин прогину в різних кліматичних зонах — соленагромадження відбувалося в аридному поясі, вуглеутворення — в помірному гумідному. З кінця пермі Урал набуває стадії молодого платформи.

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

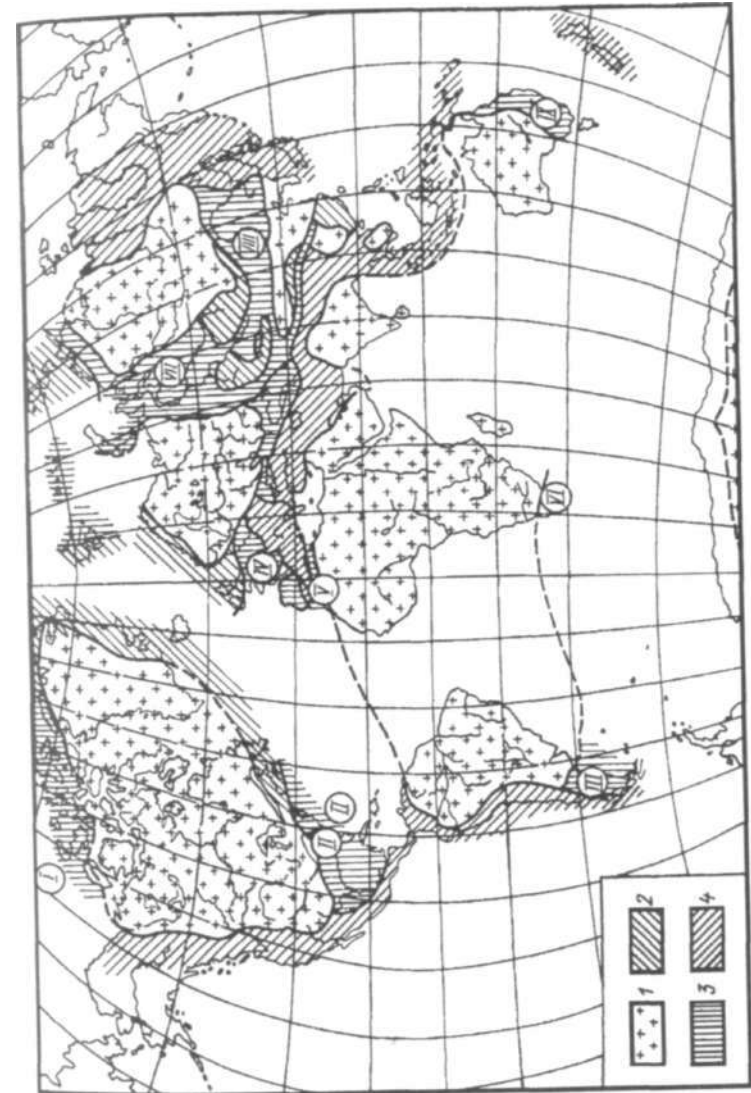


Рис. 52. Схема розташування основних структурних елементів земної кори наприкінці пізнього палеозою:
 1 - докембрійські платформи; 2 — епікаледонські області; 3 — області герцинської складчастості: I Арктична (Іннуїтська); II — Аппалацька; III — Патагонська; IV — Західно-Європейська; V — Північно-Африканська; VI — Південно-Африканська; VII — Урало-Тянь-шанська; VIII — Монголо-Охотська; IX — Східно-Австралійська; 4- геосинклінальні області

Отже, тривала еволюція Урало-Монгольського поясу, сформованого на місці Палеоазіатського океану, зумовила *поступове закриття окремих прогинів, виникнення вулканічних острівних дуг і крайніх морів* унаслідок субдукції, загальної складчастості, спричиненої зближенням континентальних масивів.

За цих обставин відбувалася обдукція океанічної кори на континентальну, подрібнення її, утворення покривів та насувів. Наприкінці палеозою Палеоазіатський океан припинив своє існування. В північній та центральній його частині спаялись у єдине ціле Лавренція та Ангарида, тут почала формуватися епіпалеозойська Західно-Сибірська плита. В південній частині Палеоазіатського океану герциніди причленили Китайський материк до Ангарида. Як наслідок описуваних подій наприкінці палеозою було сформовано величезний суперконтинент Лавразія (об'єднані Лавренція, Ангарида та Китайський материк).

У Західно-Тихоокеанському поясі в пізньому палеозої переважали геосинклінальні умови, герцинські структури утворилися лише в Східній Австралії, наростивши Гондвану.

В Атлантичному поясі сформувалися південні відроги Аппалацьких гір, уздовж яких по межі з Північно-Американською платформою заклався Передаппалацький прогин.

В Арктичному поясі герцинським гороутворенням було сформовано острови Канадського архіпелагу (див. рис. 52).

Отже, на кінець пізнього палеозою повністю завершили геосинклінальний розвиток три великі геосинклінальні пояси: Арктичний, Північно-Атлантичний та Урало-Монгольський. Лавразія, об'єднавшись у західній частині Палеотетису із Гондваною (Аппалачі, Західна Європа і Північна Африка), утворили єдиний пізньопалеозойський материк Пангея-2, який омивався водами Палеотихого океану.

Розвиток платформ

Східно-Європейська платформа в складі материка Лавренція в девоні «азнала найбільшої трансгресії за весь час свого існування. Широке опускання відбувалися переважно з початку середнього девону, на початку періоду платформа була осушена і залишкові басейни відомі лише в західній її частині. Осадки нижнього девону (червоноколірні пісковики, аргіліти), зокрема, поширені на

Поділлі і відслонюються в долині р. Дністер та його лівих приток. Трансгресія в середньому девоні зумовила утворення великого мілководного морського басейну, який покривав західні, центральні та східні райони платформи. Відклади девону відомі тут в межах так званих Головного девонського поля (захід платформи) та Центрального девонського поля (центральна частина). Складені вони переважно карбонатами, а також пісковиками, конгломератами, гіпсами, часто строкато- та червоноколірними. В кінці девону відбувалось поступове скорочення площі морського басейну, в західній та центральній частинах у лагунах відкладалися доломіти, гіпси, кам'яна та калійна солі. До відкладів девону приурочені великі поклади нафти (Волго-Уральська нафтогазоносна провінція).

У кам'яновугільному періоді платформа покривалась епіконтинентальними морями. Відклади цього віку менш поширені, ніж девонські, однак відомі майже у всіх синеклізах та западинах. Це переважно вапняки, доломіти з багатою морською фауною безхребетних: коралів, брахіопод, найпростіших. Потужність їх зростає із заходу на схід від 400 до 750 м. Вугленагромадження в карбоні на території платформи відбувалося у Московській синеклізі (Підмосковний буровугільний басейн) та у Львівському прогині (Львівсько-Люблінський кам'яновугільний басейн). Вугленосні відклади Підмосков'я в північно-західному напрямку заміщуються бокситоносними (Тихвінське та Північно-Онезьке родовища), а в східному — нафтогазоносними осадками Волго-Уральської провінції.

У ранній пермі значні площі Східно-Європейської платформи покривалися неглибоким морем, в якому відкладалися карбонати. Морський басейн поступово скорочувався і вже наприкінці ранньої пермі перетворився на дуже велику лагуну, можливо, найбільшу в історії Землі. В сухому жаркому кліматі відкладаються доломіти, гіпси, солі. Наприкінці пермського періоду море надовго лишає територію платформи, яка перетворюється на велику акумулятивну рівнину, де відкладаються річкові, озерні, еолові червоноколірні осадки. Підняття, що охопили платформу в пізньопермську епоху, були пов'язані із проявами герцинського орогенезу в суміжних геосинклінальних поясах — Урало-Монгольському та Середземноморському.

У південній частині платформи опускання в девоні супроводжувались дробленням фундаменту з утворенням ок-

ремих блоків та вулканічною діяльністю. Тут сформувався вузький глибокий прогин — Дніпровсько-Донецький авлакоген, у східній частині якого розташований Донбас. Протягом девону в авлакогені відклалися теригенні (конгломерати, гравеліти, вапняки) та ефузивні породи загальною потужністю до 1300 м. У ранньому карбоні осаджувались карбонати, а протягом середнього та пізнього карбону відкладалась дуже потужна (до 18 км) паралічна вугленосна серія порід, в якій налічується до 300 прошарків вугілля. Нагромадження такої потужної товщі відбувалося в умовах інтенсивного прогинання авлакогена з одночасною компенсацією великою кількістю уламкового матеріалу, який зносився із прилеглих підвишень (Український щит). У пермському періоді вугленагромадження припинилось, а у водоймах, що лишилися від морського басейну, в умовах сухого клімату відкладалися гіпси і солі (Артемівське родовище кам'яної солі). Прогинання в авлакогені закінчилися аж на початку мезозою, він виповнився осадками і припинив своє існування.

Сибірська платформа в пізньому палеозої вкривалася морем лише по окраїнах. Починаючи з середнього карбону і до кінця пермі тут відкладалась потужна вугленосна серія — в межах Тунгуської синеклізи формувалась найбільший у світі за запасами Тунгуський басейн. Вугленагромадження відбувалося в умовах низовинної рівнини, вкритої деревною рослинністю і торфовищами, у помірно теплом, вологому кліматі. Наприкінці пермського періоду в межах синеклізи спостерігалась бурхлива наземна вулканічна діяльність. Вулкани розташовувалися вздовж глибинних розломів, що виникли внаслідок швидкого й різкого опускання окремих частин синеклізи. Формувалась дуже потужна товща (понад 3000 м) ефузивів основного складу — базальтів, туфів, туфобрекчій тощо, так звана **трап-ва формація**, типова для платформ. З формацією пов'язані численні сибірські родовища алмазів, міді, нікелю, кобальту.

Гондвана в пізньому палеозої також покривалася мілководними морями лише в окраїнних частинах, залишаючись переважно припіднятою зоною розмиву. В цей період відбулося одне з найбільших в історії Землі наземне зледеніння, назване **великим гондванським зледенінням**. Почалося воно з середини карбону і тривало 50 млн р.

Встановлено п'ять тривалих льодовикових епох, які чергувалися з короткими міжльодовиков'ями. Товщина льодового панцира досягала 6 км. Центр зледеніння розташовувався на території сучасної Південної Африки. Сліди цього давнього зледеніння у вигляді тилітів, флювіогляціальних відкладів та решток льодовикового рельєфу є на всіх материках, які входили до складу Гондвани: Індії, Південній Америці, Австралії та Антарктиді. Всі вони були розташовані тоді поблизу південного полюса.

У пермському періоді відбулося потепління, сліди наземного зледеніння відомі лише в Австралії. Осадконагромадження відбувалось у континентальних умовах, відомі озерні та алювіальні відклади, з якими пов'язані в деяких місцях (південь Африки) родовища кам'яного вугілля. В умовах помірного вологого клімату на величезних площах поширювалась однотипна флора — ліси папоротеподібних, рештки яких знаходять на всіх південних материках. Останній факт використовувався А. Вегенером для обґрунтування спільності палеозойської історії цих континентів у складі Гондвани.

Наприкінці пермського періоду на Гондвані розпочалися процеси, які в мезозої призвели до її повного розколу — почалося *формування континентальних рифтів* і перший такий рифт виник, очевидно, на місці Мозамбіцької протоки, що спричинило відділення від материка о. Мадагаскар. Свідчать про це прошарки вапняків з багатою морською фауною серед червоноколірних континентальних нагромаджень у західній частині острова. Осадження їх відбулось у пізній пермі на дні новоствореної Мозамбіцької протоки.

21.2.

Особливості клімату в пізньому палеозої

Початок девонського періоду ознаменувався розширенням ділянок, зайнятих суходолом. Пов'язане це було із завершенням каледонського орогенезу, який спричинив регресію не тільки в межах давніх платформ, а й на значних площах геосинклінальних поясів. Збільшилася питома вага територій із розчленованим гірським рельєфом. Все це сприяло тому, що теократичний режим, встановлений ще в пізньому силурі, тривав до середини девону.

- *Аридизація клімату*, яка почалась також у другій половині силуру, *досягає максимуму в ранньому девоні*.

Взагалі, прояв аридного клімату в девоні був одним із найбільших в історії Землі. На його масштаби вказують величезні площі, зайняті червонокольорами, доломітами та гіпсами в Північній Америці, на півночі Європи та Азії, в Африці та Австралії. В другій половині девону клімат дещо пом'якшується, однак території аридного осадко-нагромадження все ще дуже великі. Гумідні умови протягом усього девону зберігались на півночі Північної Америки, в центральній, східній та південній частинах Євразії, на північному заході Африки та північному сході Австралії. В цілому ж можна говорити про тропічний тип клімату девону, характерний для всіх тодішніх материків. Середньорічні температури на північному сході Євразії становили 27...29 °С, на інших частинах материка — 32...33 °С у ранньому девоні і дещо знизилась до кінця періоду. Такий характер клімату пояснюється, очевидно, сумісною дією двох чинників. По-перше, розташуванням континентів переважно в низьких і середніх широтах і, по-друге, високою концентрацією вуглекислого газу в атмосфері (див. рис. 50), що сприяло виникненню на Землі *парникового ефекту*. Водночас існування високих температур при зближеному розташуванні континентів мусило привести до розвитку зон з аридним типом клімату.

У ранньому карбоні трансгресії вкривають дуже великі площі платформ, каледонід та геосинклінальних областей (таласократичний режим), але вже починаючи з середини періоду спостерігається тенденція до скорочення морських акваторій, пов'язана із завершальними фазами герцинського тектоно-магматичного циклу. Вказані події безпосередньо впливали на зміну кліматичних умов планети.

Так, вважають, що клімат раннього карбону нагадував пізньодевонський, він був ізотермічним і близьким до клімату сучасних вологих тропіків. Аридність різко ослаблена. В середньому і пізньому карбоні клімат диференціюється. Кліматична зональність встановлюється не лише літологічними індикаторами, вона проявляється й у розподілі рослинного та тваринного світу континентів.

Характерна особливість цього часу — істотне *похолодання та поява на південних материках покривного зледеніння*. Це призвело, в свою чергу, до скорочення і зміщення до екватора субтропічного і тропічного поясів (рис. 53).

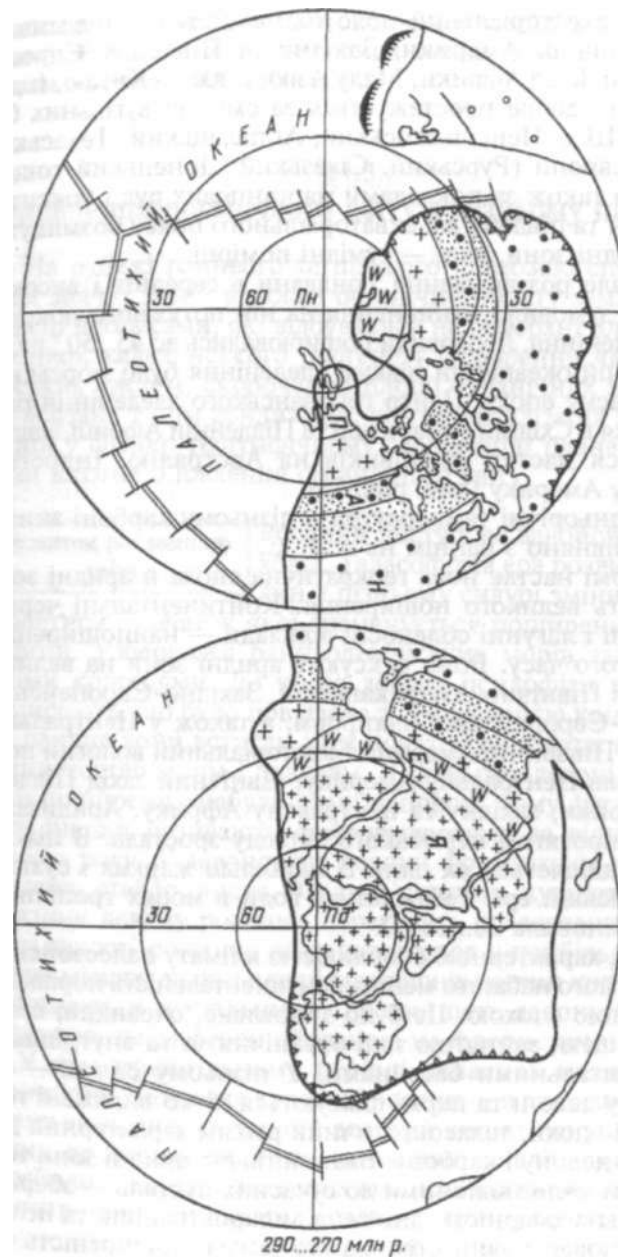


Рис. 53. Палеокліматична зональність пізнього карбону — початку пермі (позначення див. за рис. 51)

Вологий екваторіальний пояс тоді охоплював південь та схід Північної Америки, Західну та Південну Європу, північний Захід Африки, Малу Азію, південь Китаю, Індокитай. Він добре простежується за смугою вугільних басейнів США (Пенсільванський, Аппалацький, Техаський тощо), Європи (Рурський, Сілезький, Донецький тощо), Китаю, а також за покладами марганцевих руд і бокситів. На північ та південь від екваторіального поясу розміщувались аридні зони, далі — гумідні помірні.

Тривале розташування Гондвани в середніх і високих широтах зумовило виникнення на ній потужного покривного зледеніння. Льодовики поширювались до 45...50° пд.ш. У північній океанічній півкулі зледеніння було морським, як у сучасну епоху. Центр гондванського зледеніння розміщувався в Східній Антарктиді та Південній Африці. Звідси відбувався наступ льодовиків на Австралію, Індостан, Південну Америку (див. рис. 53).

Середньорічні температури в пізньому карбоні знизилась порівняно з раннім на 4...7 °С.

У пермі настає нова тектонічна епоха й аридні зони набувають великого поширення. Континентальні червоноколірні і латунні соленосні відклади — найпоширеніші осадки того часу. Вони фіксують аридні зони на великій території Північно-Американської, Західно-Європейської і Східно-Європейської платформ, а також у Центральній Африці, Південній Америці. Екваторіальний вологий пояс охоплював Центральну Америку, північний захід Південної Америки, західну та центральну Африку. Аридизація клімату протягом пермського періоду зростала. В цілому період виділяється як один із найбільш жарких і сухих у палеозойській ері. Температура води в морях тропічного поясу становила 20...26 °С.

Отже, характерною особливістю клімату палеозойської ери була його набагато менша континентальність порівняно із сучасною епохою. Це було зумовлене, очевидно, великою площею, зайнятою тоді океанічними та внутрішньоконтинентальними басейнами. У пізньому силурі — середньому девоні та пермі фіксуються чітко виражені тектонічні епохи, таласократичний режим характерний для пізнього девону і карбону. Вважають, що аридні зони того часу були мало подібними до сучасних пустель — зберігалась сильна хмарність, знижена випаровуваність та інтенсивний поверхневий стік, на що вказує поширеність се-

ред палеозойських червоноколірних порід алювіальних фацій. Річні суми атмосферних опадів в аридних зонах могли досягати 600...800 мм.

21.3.

Оновлення органічного світу в пізньому палеозої

На рубежі раннього та пізнього палеозою спостерігалися значні зміни в складі органічного світу землі, спричинені процесами, які відбувалися на поверхні планети як наслідок каледонського орогенезу (утворення численних гірських систем, скорочення площі океанічних акваторій і пов'язана з цим аридизація, континенталізація клімату). Зміни у фізико-географічному середовищі планети зумовили істотне оновлення органічного світу.

Розвиток рослинного світу Рослини поступово завойовують суходіл. Таласофітна ера розвитку рослин у пізньому силурі змінилась палеофітною, початок якої знаменується поширенням псилофітів.

Узбережжя ранньодевонських морів заселялись їхніми колоніями. До кінця девону псилофіти повністю вимирають, що було пов'язане з гумідизацією клімату, але ще раніше вони встигли дати початок папоротеподібним, членистостебловим і плаунам. У пізньому девоні особливого поширення набули давні папороті, тому флору цього часу інколи називають *археоптерисовою*, за відповідною назвою роду. У девонських рослин формуються коренева система, стебло, листя. Від трав'янистих, кущистих форм до кінця девону рослини переходять до деревоподібних. Густі зарості поки що розташовуються у найбільш зволжених місцях, значні площі внутрішніх частин континентів залишаються пустельними. Рослинність девону була однорідною, не диференційованою на флористичні області.

У кам'яновугільному періоді склалися надзвичайно сприятливі умови для еволюції рослин — в атмосфері зросла кількість кисню, теплий вологий клімат панував на великих просторах планети, інтенсивні опади призводили до заболочування величезних ділянок, які вкривалися густими тропічними лісами. У лісах карбону росли гігантські плауноподібні — лепідодендрони і сигілярії (завишки

40...50 м, з діаметром стовбура 1...2 м), предки сучасних хвощів — каламіти (заввишки 10...30 м, з діаметром стовбура до 1 м), а також різноманітні папороті, перші голонасінні. На місці тропічних лісів карбону формувалися потужні поклади торфу, які згодом перетворилися на пласти кам'яного вугілля, тому флору раннього карбону іменують ще *антракофітовою* — (від грецького "антракос" — вугілля).

У середньому та пізньому карбоні рослини заселяли вододільні простори, тому на їх розповсюдження почали впливати кліматичні особливості. В середині карбону з'являються перші ознаки термічної диференціації рослинності, а в пізньому карбоні поясна зональність вже досить чітка. Виділяють для цього часу три фітогеографічні зони: вестфальську, або вологу тропічну; тунгуську, або північну помірну; гондванську, або південну помірну.

Вестфальська флора була поширена в Західній і Південній Європі, Середній і Центральній Азії, Південному Китаї, Індонезії, Північній Америці і була подібною до тепло- і вологолюбивої флори раннього карбону. Тут переважали каламіти, сигілярії, лепідодендрони, деревоподібні папороті — рослини без річних кілець, з ознаками гігантизму.

Тунгуська флора (Північна Євразія, Кузбас, Північна Джунгарія) була дрібнішою, низькорослішою. Її основу складала кордаїти — голонасінні великі дерева з річними кільцями, які утворювали кордаїтову тайгу, а також папороті.

Гондванська флора розвивалась на Гондвані в епохи міжльодовиков'їв і позначалась ще меншою, ніж тунгуська, різноманітністю видів, низькорослістю та пригніченістю форм. Поширені були насінні папороті (р. *Glossopteris* — звідси і назва цієї флори — глосоптерієва), трав'янисті хвощі, місцями росла кордаїтова тайга.

У пермському періоді, особливо в другій його половині, в зв'язку з аридизацією клімату, в тропічній зоні вологолюбні плауни, хвощі і папороті поступово витісняються голонасінними рослинами — хвойними, гінкговими, цикадовими. Флора набуває ксерофільного характеру, що проявлялось у зменшенні загального розміру рослин, скороченні площі листя, заміні востогого і соковитого листя тонким, сухим та шкіристим. Величезні ліси кам'яновугільного періоду змінюються дрібними і рідкими оази-

сами, розкиданими по долинах річок. У кінці пермі й у тріасі голонасінні завойовують усі кліматичні зони, останньою змінилась флора помірних зон, що пов'язане, очевидно, із її більшою стійкістю, порівняно з тропічною, та меншою спеціалізацією.

Заселення суходолу рослинами, а також мікроорганізмами, починаючи з кам'яновугільного періоду, зумовило *початок формування ґрунтової оболонки Землі*.

Виникнення кам'яновугільних лісів супроводжувалось одночасним утворенням ґрунтової оболонки.

Розвиток тваринного світу роль *брахіоподи*, які особливо поширились

у карбоні, а також головоногі молюски, корали, найпростіші. Серед коралів у карбоні досягли розквіту чотирипроменеві (ругози), як одиничні, так і колоніальні. Типовий представник колоніальних коралів карбону — рифобудівний рід *Lthostrotion*. В морях карбону і пермі відклались потужні товщі фузулінових та швагерінових вапняків.

Серед хребетних у девоні особливого поширення набули *риби* — девон часом навіть називають "віком риб". Панували в цей час пластиношкірі, або панцирні риби — малорухомі хижі створіння, які вимерли до кінця періоду. До кінця палеозою розвивались акантоди, які дали початок хрящовим та кістковим риbam. Останні під час еволюції розділилися на три гілки: кистопері, дводихаючі і променевопері. З девонських відкладів відомі рештки зубів хрящових (акули, скати). Проте особливий інтерес для палеонтології викликають кистопері і дводихаючі риби, розвиток яких у девоні був зумовлений різким скороченням морських акваторій. Дводихаючі (відомі і нині) у воді дихають зябрами, а при пересиханні водойми загортаються в плівку і засинають, зарившись у намул. Дихання здійснюється легеньми крізь отвір у коконі біля рота. Кистопері риби для переповзання із пересохлих водойм у повноводні використовували грудні плавники, як кінцівки чотириногих, їх вважали повністю вимерлою групою тварин, аж поки у 1938 р. в Індійському океані не було виловлено сучасного представника — рід *Latimeria*. На даний час відомі вже десятки знахідок цих живих викопних організмів, які під час своєї тривалої еволюції (понад

300 млн р.) були витіснені з континентального мілководдя на значні морські глибини і при цьому, на відміну від інших живих нащадків давніх риб, майже не змінилися. Вважають, що саме кистопері риби у пізньому девоні дали початок амфібіям. Це були так звані *стегоцефали* ("дахо-голови") — хижі тварини, які жили переважно рибою і вели земноводний спосіб життя. Кам'яновугільний період був часом розквіту стегоцефалів, які населяли заболочені узбережжя озер, боліт, лісові зарослі. Стегоцефали вимерли до кінця тріасу. В пізньому карбоні і пермі відомі й інші амфібії — так звані *жабоящери* (*батрахозаври*), які, на думку окремих дослідників, можуть бути предками рептилій. Характерні представники — роди сеймурія і котласія.

У кам'яновугільному періоді з'являються перші *рептилії* — *котилозаври*, які мали суцільний череп, подібний до жабоящерів, короткі товсті кінцівки та кістяні пластини на спині. Погіршення клімату в пермі сприяло еволюції рептилій, які протягом цього періоду поступово витісняють амфібій. Рептилії заселяли посушливі пустельні і напівпустельні райони, де в них не було конкурентів, крім того, вони мали цілу низку переваг перед амфібіями — грубу, суху, захищену роговими або кістяними щитками шкіру, розмноження за допомогою яєць, також захищених роговою чи вапнистою оболонкою, й, нарешті, більш розвинутий головний мозок, кровоносну систему тощо. Серед котилозаврів відомі хижі, рослинної дії та комахоїдні форми. Типовий представник — *парейзавр*, або шокастий ящер, рештки якого виявлені в Африці, на півночі Росії. Він сягав у довжину 3 м, шкіра його була вкрита характерними роговими наростами, які відігравали захисну роль. Вважають, що котилозаври були тією групою організмів, яка в подальшому дала початок широкій різноманітності мезозойських рептилій. Зокрема, ще наприкінці карбону від них відділилась водна група рептилій — *мезозаври*, перші плазуни, які перейшли від наземного до водного способу життя.

У пермському періоді із рептилій розвивалися також *черепахи*, *звірозубі ящери* (характерний представник іностраниців — великий шаблезубий хижак), які з'явилися ще в пізньому карбоні.

На суходолі великого поширення набули *комахи* — павукоподібні, скорпіони, таргани, бабки. Деякі з них через

відсутність конкурентів досягали гігантських розмірів, як, наприклад, бабки-меганеври, розмах крил яких сягав 1 м.

Суттєві події в еволюції біосфери пізнього палеозою:

- рослинний світ, який ще в девоні мав амфібійний характер, в кам'яновугільному періоді освоює вододільні ділянки материків, що зумовлює утворення ґрунтової оболонки планети;
- починаючи з середини карбону проявляється термічна диференціація рослинності Землі, а разом із нею — географічна зональність на материках;
- заселення суходолу рослинністю спричинило зростання біогенного кисню в атмосфері планети і зменшення діоксиду вуглецю, що, в свою чергу, призвело до "вибуху" в розвитку тваринного світу материків у карбоні й пермі;
- виникнення рослинного й ґрунтового покривів, а також інтенсивне заселення суходолу тваринами створили умови, за яких різко зросла швидкість міграції хімічних елементів, загальний вплив живої речовини на процеси руйнування, переносу та осадження порід літосфери, тобто, біосфера починає відігравати роль важливої геологічної сили (чинника) в еволюції планети.

21.4.

Корисні копалини пізнього палеозою

Відклади пізнього палеозою особливо багаті на поклади кам'яного вугілля, нафти й газу, заліза, алюмінію, солей, міді тощо.

Найдавніші в історії землі *вугільні* родовища девонського віку відомі на о. Медвежий (Норвегія), на Тіманському кряжі, в Кузбасі (Барзаське). Це здебільшого невеликі родовища, матеріалом (вуглеутворювачем) у них були псилофіти. Втім, основна маса вугільних родовищ та басейнів палеозою формувалася у карбоні й пермі. Каїн яновугільний вік мають такі басейни, як Донецький, Львівсько-Люблінський (Україна), Карагандинський, Екібастузький (Казахстан), Підмосковний (Росія), Рурський, Аахенський, Саарський (Німеччина), Йоркширський, Південно-Уельський, Шотландський (Великобританія), Північно-французький, Бельгійський, басейни США (Аппалацький і Пенсільванський). Зауважимо, що вугілля,

сформоване в кам'яновугільному періоді, становить 27 % всіх світових запасів. Пермо-карбонівий вік мають такі великі басейни, як Тунгуський, Кузнецький, Мінусинський (Росія), пермський — Печорський і Таймирський (Росія).

Протягом пізнього палеозою (девон-перм) формувалися багаті родовища Волго-Уральської **нафтогазоносної** провінції, Тімано-Печорської нафтогазоносної області та Дніпровсько-Донецької западини. В США нафтогазоносні товщі приурочені до Передаппалацького прогину, відомі також у межах Мідконтиненту (штат Канзас). У Канаді девонський вік має унікальне нафтове родовище Атабаска.

Родовища **заліза** магматогенного походження є в Казахстані (Кустанайський басейн, Караджальське), Росії (Качканарське на Уралі), Алжирі (Гара-Джебіле), Німеччині, Австрії.

Девонський вік мають **боксити** Тіманського кряжу та Уралу (Червона Шапочка, Південно-Уральське), ранньокам'яновугільний — Тіхвінське і Північно-Онезьке родовища (Росія), останні нині вже майже відпрацьовані.

З вулканізмом девону пов'язані **мідні** руди Уралу (Блявинське, Сібаївське), в карбоні формувалося велике Джезказганське родовище (Казахстан), з герцинським гранітним магматизмом зв'язане мідне зруднення в Іспанії (Ріо-Тінто), у Великобританії (Корнуел), мідисті пісковики розробляються в Німеччині (Мансфельд), Польщі.

У девоні утворилися **свинцево-цинкові (поліметалічні)** родовища Рудного Алтаю, в карбоні — родовища хр. Каратау. Поліметали верхньопалеозойського віку розробляються також у США, Німеччині, Італії, Канаді.

З гідротермальними процесами пов'язане формування великих родовищ **ртуті**. Микитівського (Донбас, Україна), Хайдаркен (Киргизстан) та унікального за запасами — Альмаден (Іспанія).

Пізньопалеозойські родовища **золота** відомі на Уралі. В аридному кліматі девону сформувалися родовища **калійних солей** у провінції Саскачеван (Канада) та Старобінське (Білорусь), у пермському періоді — Верхньокамський басейн (Росія), Делаверський басейн на півдні США, басейн Верра-Фульда та Стасфуртське родовище у Німеччині.

У пермі відклалися також соленосні товщі Артемівського та Слов'янського родовищ **кам'яної солі** (Україна).

На Кольському півострові розташований дуже великий **анатиторудний** район — Хібінський, утворення якого пов'язане із інтрузивами пізньопалеозойського віку.

у Росії відомі два великих родовища **графіту** (Курейське і Ногінське), утворені внаслідок метаморфізму вугілля Тунгуського басейну.

Контрольні запитання й завдання

1. Охарактеризуйте розвиток у пізньому палеозої Середземноморського поясу.
2. Які геологічні події відбувались у пізньому палеозої на Уралі?
3. Покажіть на Тектонічній карті світу зони герцинської складчастості.
4. Поясніть причини утворення материків Лавразії та Пангеї.
5. Опишіть геологічні процеси, які відбувались в пізньому палеозої в межах Східно-Європейської платформи.
6. Що Ви знаєте про велике гондванське зледеніння?
7. Охарактеризуйте клімат пізнього палеозою.
8. Як відбувалась еволюція рослинності в пізньому палеозої?
9. Що Ви знаєте про тваринний світ пізнього палеозою?
10. За допомогою "Атласу для вчителів" знайдіть перелічені родовища корисних копалин пізньопалеозойського віку та покажіть їх на Тектонічній карті світу.

Глава 22 МЕЗОЗОЙСЬКИЙ ЕТАП

22.1.

Формування мезозойських структур

Мезозойська ера тривалістю 165... 170 млн р. охоплює три періоди:

- тріасовий;
- юрський;
- крейдовий.

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 Середземноморсько-

му 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** 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.

Історію розвитку в мезозої багатьох геосинклінальних систем поясу можна проілюструвати на прикладі добре дослідженого Кавказу.

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 триасі 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. Широке опускання починається 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 пішано-глинисті та карбонатні осадки, в південному осадконагромадження 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 збереглися 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 міogeосинклінальна 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 триасі в прогинах, заповнених палеозойськими осадками, почалось складко- і гороутворення, назване мезозойським, або кімерійським (давньокімерійська, або індосінійська фаза). Сформувалися прьско-складчасті споруди на півостровах Індокитай та

Малакка. Дещо пізніше, в пізній юрі (пізньокіммерійська або невадійська фаза), утворення складчастих структур і вторгнення великих гранітоїдних інтрузій відбулось у Центральному Тибеті, Південно-Східному Памірі, Каракорумі (рис. 54).

У **Західно-Тихоокеанському поясі** в мезозої інтенсивно розвивались Верхояно-Чукотська та Далекосхідна області. У Верхояно-Чукотській області в триасі, ранній та середній юрі в геосинклінальних прогинах відкладалися потужні товщі теригенних осадків (пісковики, алевроліти, аргіліти з прошарками вапняків і туфів). У пізній юрі (пізньокіммерійська 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 Індігірки. 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, андезито-базальтами, 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 (I_3). Особливо інтенсивними були горотвірні процеси в пізній крейді, коли закінчилось оформлення гірських масивів Аляски, Кордильєра 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,

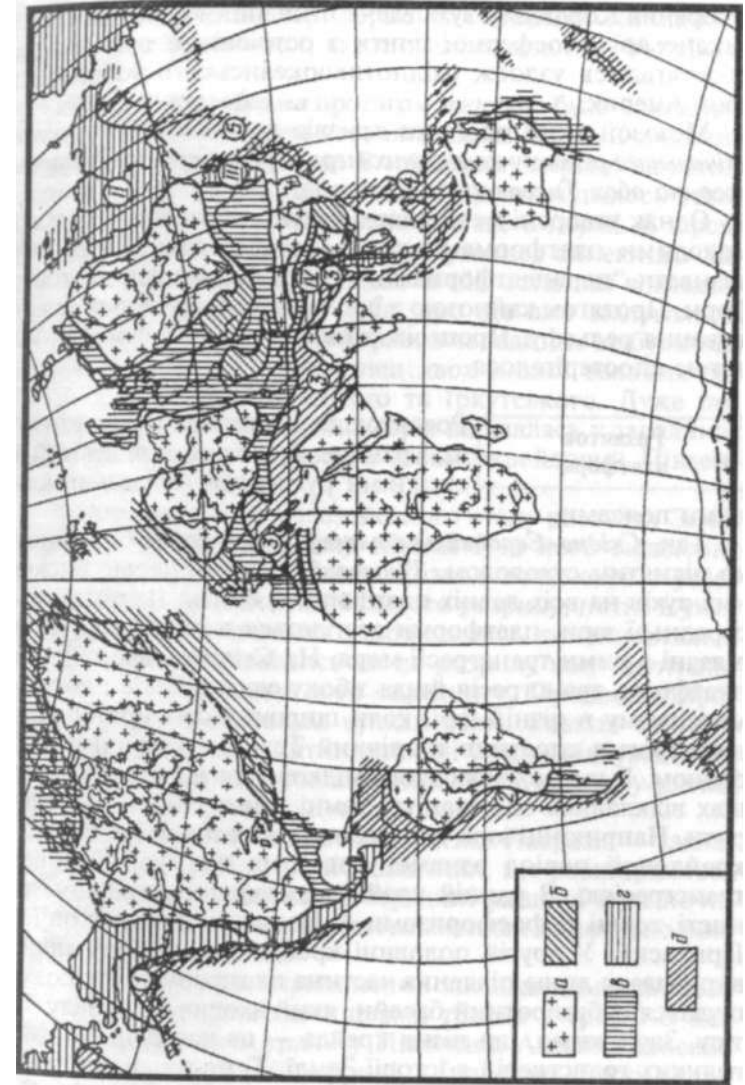


Рис. 54. Схема розташування основних структурних елементів земної кори наприкінці мезозою:
a - докембрійські платформи; *b* - епікаледонські області; *c* - епігерцинські ооласті; *d* - області мезозойської складчастості: *I* - Кордильєрська; *II* - Верхояно-Чукотська; *III* - Далекосхідна; *IV* - Індокитайська; *d* - геосинклінальні ооласті: *1* - Берегових хребтів; *2* - Андійська; *3* - Альпійсько-Гімалайська; *4* - Індонезійська; *5* - Східно-Азіатська

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

Розвиток давніх платформ у мезозої, як і раніше» був тісно пов'язаний із сусідніми рухомими геосинкліналь-

ними поясами.

Так, *Східно-Європейська платформа* в тріасі була високо піднятим суходолом. *Триасовий 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. 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 лишалося лише на Україні й Поволжі.

Сибірська платформа протягом мезозою була припіднятою територією. Морем затоплювались лише її північна та північно-східна окраїни. В триасовому 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. Дуже потужна (до 4,5 км) вугленосна серія відкладалась у западинах Алданського щита — юрсько-нижньокрейдовий Південно-Якутський басейн.

Важливою подією мезозойського етапу розвитку Землі був *розпад суперконтиненту Пангея-2* та його складових частин — *Лавразії і Гондвани*. Розкол починався з утворення підняття 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 розкривається 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. 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 грабенноподібний басейн (типу сучасного Червоного моря), який, поступово розширюючись, формував западину Індійського океану. В крейдовому періоді рифтоутворення зумов-

лює 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 Тетис, 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, триває розвиток Тихого океану і Тетису.

22.2.

Палеогеографічні умови в мезозої

У ранньому та середньому тріасі зберігався встановлений у пермі посушливий континентальний клімат (геократичний режим), спричинений процесами герцинського 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 зaledве досягала 150...200 мм/рік, у рівномірно-зволожених — перевищувала 1500 мм. У пізньому тріасі почалась гумідизація клімату, що було пов'язане з

розвитком морських трансгресій. 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 (рис. 55).

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 помірного 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 приполярних 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 *клімат 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.

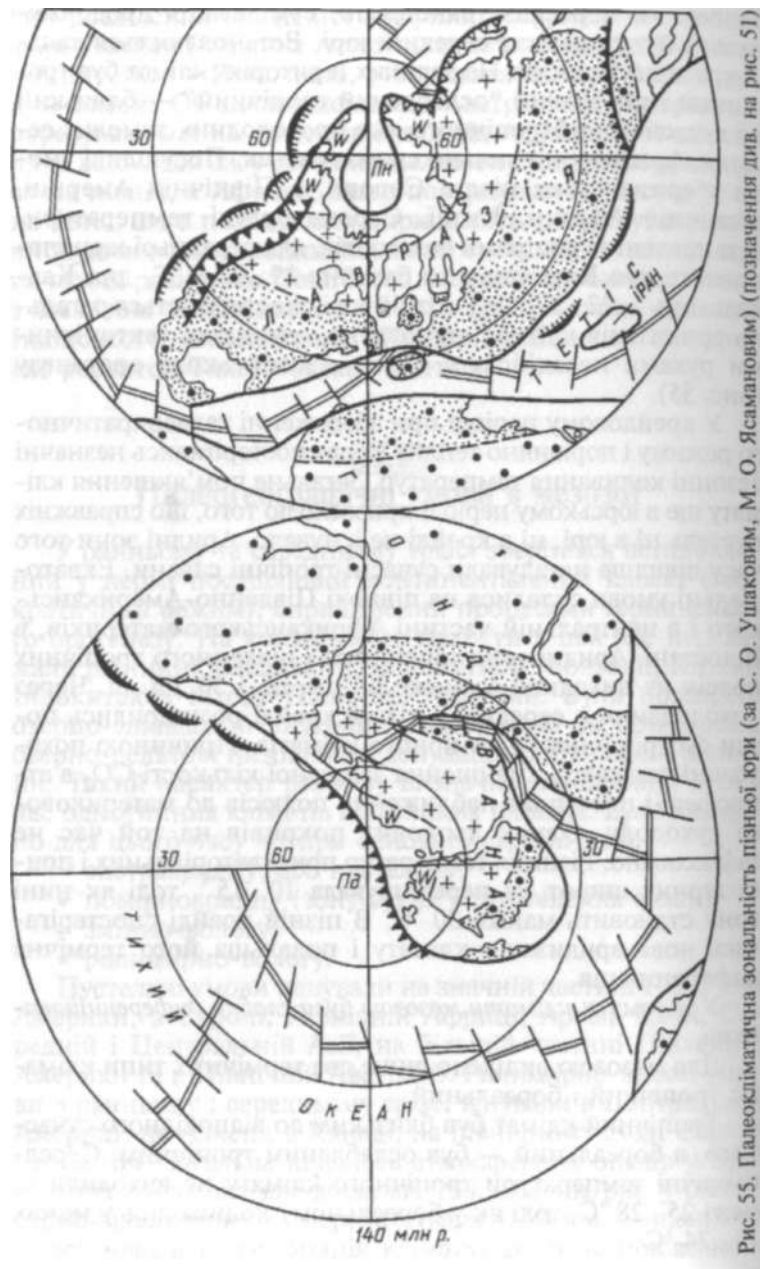


Рис. 55. Палеокліматична зональність пізньої юри (за С. О. Ушаковим, М. О. Ясамановим) (позначення див. на рис. 51)

Атмосфера мезозою містила більше пари води та вуглекислого газу, ніж кайнозойська, а відношення $CO_2:O_2$ періодично змінювалось, зростаючи в аридні епохи і спадаючи в гумідні. Загальна тенденція еволюції клімату виявилась у певному похолоданні й посиленні сонячності.

22.3. Розвиток рослинності й тваринного світу в мезозої

Сприятливі кліматичні умови, які встановилися у мезозойській ері, особливо в юрському та крейдовому періодах, спричинили бурхливий розвиток органічного світу морів і континентів.

Еволюція рослин На суходолі серед рослин панівне становище посідали **голонасінні** (мезозойська 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-хвойно-гінкгових 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 цикадо-

вих, 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-середньоярської 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.

Розвиток Із морських безхребетних в мезозої тваринного світу найвідоміші **головonoгі молюски** — **амоніти** та **белемніти**. Крім них, розвивалися двостулкові і червононогі 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 Тетису, і, навпаки, поширені деякі двостулкові та головonoгі 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 ящірки) (рис. 56). Предковою формою цих трьох гілок рептилій вважають представників підкласу архозаврів — текодонтів, двоногих ящірок (передні кінцівки недорозвинуті),

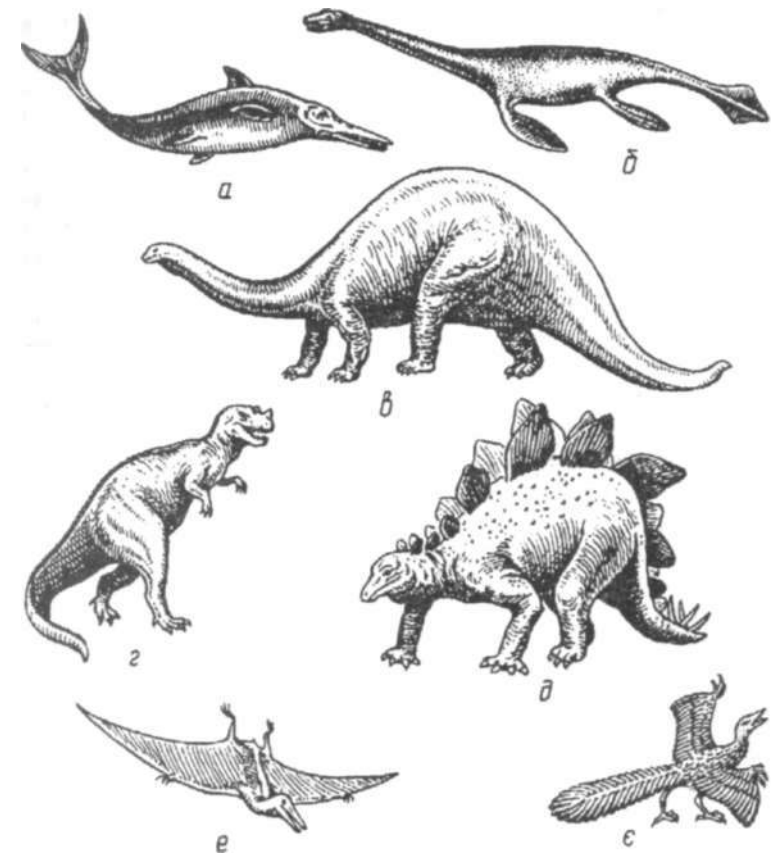


Рис. 56. Основні представники хребетних періоду юри:
а — Ichthyosaurus; б — Plesiosaurus; в — Brontosaurus; г — Coelurosaur;
д — Stegosaurus; е — Pterodactylus; е — Archaeopteryx

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 — жажливі ящери). За будовою таза вони поділялись на ящеротазових і птахотазових. Серед перших були хижі і трав'юїдні форми; птахотазові — суто трав'юїдні. 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 трав'юїдних 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, трицератопс, який жив у крейдовому періоді, був трирогий, а сти-

ракозавр мав півметровий ріг на носі і шість гострих шипів, які розмішувались півколом на краю кістяного коміря.

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. Шелепи були обсажені гострими кинджалоподібними зубами.

Динозаври розмножувались, відкладаючи яйця в пісок, як сучасні крокодили. Деякі представники їх (із трав'юїдних) вели, очевидно, стадний спосіб життя, на що вказу-

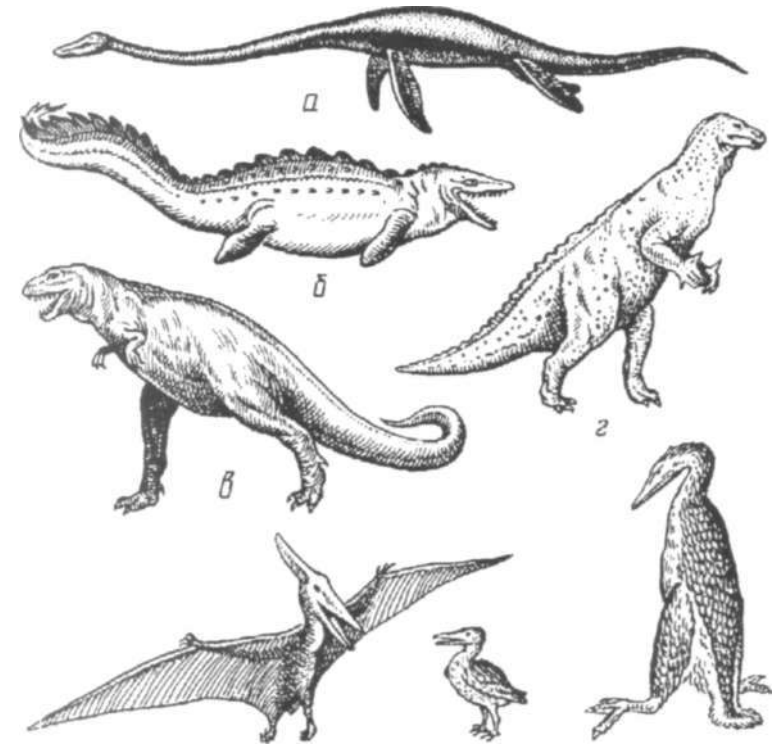


Рис. 57. Основні представники хребетних періоду крейди:
а — Mososaurus; б — Tylosaurus; в — Tyrannosaurus; г — Iguanodon;
д — Pteranodon; е — Ichthyornis; е — Hesperornis

ють 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.

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 пашу. 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: рамфоринх, 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 розміром 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. Завбільшки 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 паша, але скелет був подібний до скелета сучасних птахів (рис. 57).

Перші *ссавці*, як уже було зазначено, відомі з триасу. 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.

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 холоднокровних ящерів. Однак залишається незрозумілим, чому за змінення умов динозаври не змогли мігрувати в теплі тропічні зони, які існували у крейдовому періоді.

Цікавою видається версія, яка пов'язує вимирання мезозойських гігантів зі зміною вмісту мікроелементів у докотишньому середовищі. Так, зовсім недавно фізик каліфорнійського університету Л. Альварес та його син-гео-

лог 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 органігенні 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 сумчастих, 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 регенераційні можливості.

22.4.

Корисні копалини мезозою

Мезозойська ера ознаменувалась утворенням унікальних за запасами покладів нафти й газу, вугілля, залізних, олов'яних, вольфрамових руд, золота, алмазів. Концентруються вони переважно в межах обох Тихоокеанських та Середземноморських поясів, які інтенсивно розвивались у мезозої, а також на платформах.

У тріасі формувалися **нафтові поклади** Аляски, юрський та крейдовий вік мають **нафтогазоносні** провінції Західного Сибіру, Середньої Азії, Північного Кавказу, Прикаспію, Саудівської Аравії, Лівії, Кувейту, Іраку, Нігерії, Габону, Мексиканської затоки, Алжиру, Венесуели.

До юрських відкладів належить 16 % світових запасів **вугілля**. Це такі відомі басейни, як Кансько-Ачинський, Іркутський, Південно-Якутський, басейни Китаю, Австралії, родовища Закавказзя (Ткварчелі й Ткібулі). З континентальними відкладами крейдової системи пов'язано близько 21 % світових запасів вугілля. Найвідоміші басейни: Ленський та Зирянський (Росія), а також басейни заходу Північної Америки (район Скелястих гір) тощо.

До юрського та крейдового періодів приурочена одна з великих **залізорудних** епох в історії Землі. Оолітові залізні руди нагромаджувались у западинах, накладених на герциніди. Великий басейн розташований на південному сході Західно-Сибірської низовини, відомі також Ангаро-Ілімський басейн (Росія), Аятське родовище в Казахстані, Лотарінгський басейн у Франції, Фрондгем і Клівленд у Великобританії, Зальцгіттер і Пейне у Німеччині тощо.

На Сибірській платформі розташоване велике комплексне родовище **міді, нікелю та платини**, генетично зв'язане з ультраосновними інтрузіями, — Норильське.

В мезозої утворилися основні **вольфрамомолібденові** родовища світу — поширені вони в Забайкаллі, Примор'ї, на Північному Кавказі, в Китаї.

Великий "олов'яний" пояс простягається через Малайзію, Таїланд, Індонезію. Значні поклади олова відомі й у Росії (Забайкалля, Примор'я, Республіка Саха).

Родовища мезозойських **бокситів** простягаються у вигляді двох смуг через Урал, Тургайський прогин, Єнісейський кряж і південніше — через Іспанію, південь Франції Туреччину, Іран.

З мезозойськими гранітоїдними комплексами пов'язані дуже багаті родовища **золота** на сході Росії (золоторудні провінції Верхояно-Чукотська, Сіхоте-Алінська, Південно-Забайкальська), а також золотоносні райони Аляски та Каліфорнії.

З кімберлітовими трубками вибуху пов'язуються **алмазні** родовища Якутської алмазонасної провінції, утвореної переважно в триасовому періоді.

На Східно-Європейській платформі дуже поширені та експлуатуються (Україна, Поволжя в Росії) поклади **мергелів і писальної крейди**, сировини для цементної промисловості.

Контрольні запитання й завдання

1. Охарактеризуйте розвиток у мезозої Середземноморського та Тихоокеанського поясів. 2. Які події спричинили розкол Лавразії та Гондвани? 3. Як відбувався розкол Гондвани на окремі континенти? 4. Дайте характеристику кліматичних умов мезозою у зв'язку із тектонічними подіями того часу. 5. Як відбувалась еволюція рослинності в мезозої? 6. Опишіть тваринний світ мезозою, детальніше охарактеризуйте рептилії. 7. Поясніть можливі причини "великого вимирання" тварин, зокрема динозаврів, наприкінці крейдового періоду. 8. За допомогою "Атласу для вчителів" знайдіть родовища корисних копалин мезозойського віку та покажіть їх на Тектонічній карті світу.

Глава 23 КАЙНОЗОЙСЬКИЙ ЕТАП

23.1.

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: короткотривалість 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 культури. Крім того, специфічними особливостями вирізняються й утворені в цей час осадки: майже повсюдне поширення, незначна потужність, швидка фаціальна мінливість по вертикалі 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 супроводжувалось 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 нагромаджувались морські теригенні і карбонатні відклади. Наприкінці палеогену (в олігоцені) почались складко- і горотвірні процеси альпійського орогенезу, які перетворили Альпи на складчасту гірську окраїну — 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 осадково-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, Андалузькі 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 супроводжувалось 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 ізолювано 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 існу-

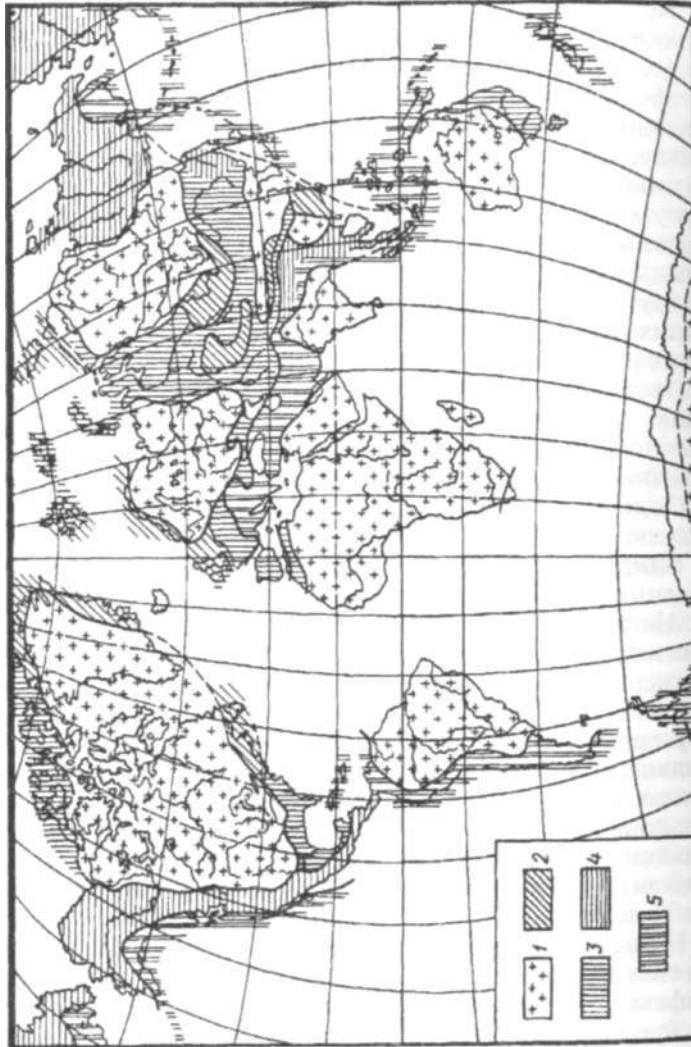


Рис. 58. Сучасна тектонічна схема земної кори:
 1 — докембрійські платформи; 2 — епікаледонські; ? — епігерцинські області; 4 — епімезозойські області; 5 — області альпійської складчастості

ючі 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 острівних 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 острівних 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 кайнозой відклались потужні осадові товщі.

Розвиток платформ Короткочасна регресія наприкінці крейди в палеогені змінилася широкую трансгресією, максимум якої припадає на еоцен. Це була остання велика трансгресія в історії Землі. Морем, яке трансгресувало з боку Тетису, покривалися значні території Західно-Європейської плити, південь Східно-європейської платформи, Скіфська і Туранська плити. Морем було покрито і епігерцинську Західно-Сибірську плиту. Через Тургайську протоку море Західного Сибіру получалось із морськими басейнами Тетису. 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 відклалися 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 мезозойд. 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 формувалася 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 Тетісу і формування Гіма-

лаїв 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, Мертового 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 мезозой, в якій, починаючи з еоцену, інтенсивно розвивався Верхньорейнський рифт тощо.

Отже, протягом альпійського тектонічного циклу, який почався з пізньої крейди і триває й нині, завершуються 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 острівних дуг — окраїнних 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.

23.2.

Зміни палеогеографічних умов протягом кайнозою

Палеогеновий період — це час широких морських трансгресій, коли на значних територіях континентів, покритих мілководними морями, відкладалися переважно карбонатні осади. 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, висота 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, очевидно, 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 °С. Взагалі ж усі кліматичні пояси були розташовані набагато північніше (у північній півкулі), ніж теперішні.

В олігоценову 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 циркулярна 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 (зволжених) 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.

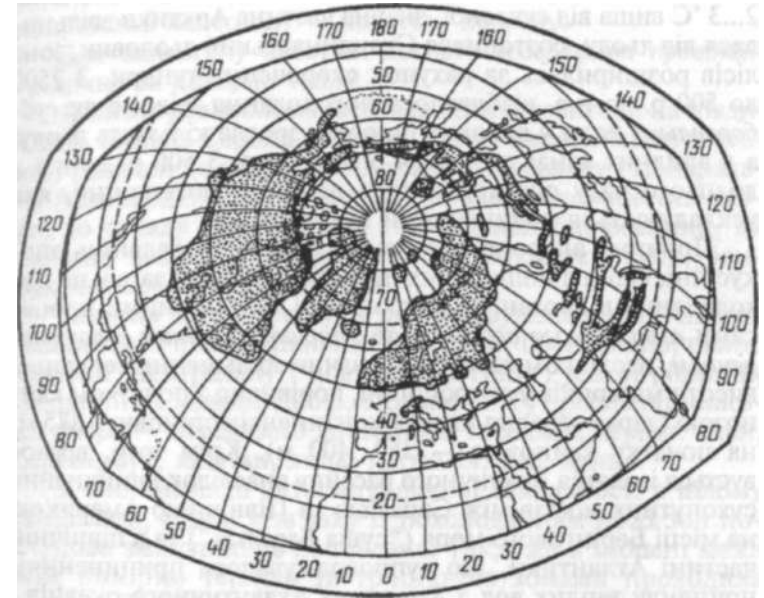


Рис. 59. Зони максимального антропогенового зледеніння

На півдні північного позатропічного простору (який охоплював і льодовикові та перигляціальні зони) розташовувалась північна зона, для якої було характерним зволоження в льодовикові епохи та аридизація клімату в міжльодовиків'я. У північній зоні 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 500 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 вносу льоду з Арктики. Періодичність зледенінь, у свою чергу, можна пояснити астрономічною гіпотезою К. Міланковича.

23.3.

Еволюція біосфери в кайнозої

Протягом кайнозою формувалась сучасний органічний світ морів і континентів, сучасні ландшафти та біоценози.

Рослинний світ Панівне місце серед рослин посідають ще в другій половині крейди *покритонасінні*. В палеогені особливого поширення набувають *трави* — злаки, осокові, лілії, а також морські тра-

ви 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.

Тваринний світ

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 принципів змін не зазнала, лише межі зон зміщувались на південь, ставали складнішими та різкішими.

Кайнозої — 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 бронтотерією 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 аміноданти — масивні, коротконогі болотні тварини завбільшки із середнього чи великого носорога, а також тапіроподібні, 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 склали також свиноподібні — антракотерії (вели напівводний спосіб життя) аміноданти — болотні носороги, тапіроподібні, ріючі 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, пелі, вівцебики, полярні зайці та ін. Ареал холодолюбної фауни досяг максимуму в пізньому плейстоцені, коли мешканці тундрової зони (пелі, 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 на-

прикінці 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 — *пропліонітек*, 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) *дріонітека*. З групи дріонітека близько 12 млн р. тому виділився рід *рамапитека*, знайденого в Індії. Близька до нього форма — *кеніапитек* — з віком 14 млн р. знайдена в Кенії. Рамапитеки і кеніапитеки — найдавніші попередники людини, вони мали вже деякі ознаки, притаманні людям.

Від кеніапитека розвинулись дві гілки: люди і австралопітеки, їх було вперше знайдено в Південній Африці в 1924 р., а пізніше — у Східній Африці. *Австралонітек* ("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.

Еволюція людини Разом із австралопітеками у Східній Африці 2 млн р. тому розвивались і найдавніші достовірні предки людини, об'єднані дослідниками у вид *Homo habilis* (людина вміла), який проіснував у Східній Африці (Танзанія, Кенія, Ефіопія) до 1,6...1,5 млн р. тому. Людина вміла створила культуру гальок, тобто примітивно оброблені камені. Середній об'єм мозку в цих людей становив 642 см³, зріст — 120... 140 см.

Зазначимо, що основні місця знахідок решток як австралопітеків, так і хабілісів у Східній Африці переважно пов'язані з районами Великих Африканських рифтів. Дані історичної антропології дають змогу зробити припущення, що, можливо, саме ці райони Африки і слід вважати прабатьківщиною людини.

Еволюцію людей (гомінід) умовно поділяють на три етапи:

- найдавніші люди, або архантропи, які жили від 2 млн до 300...500 тис. р. тому;
- давні люди (палеоантропи) — від 300 тис. до 30 тис. років тому;
- перші сучасні люди (неоантропи), нижня межа існування яких умовно відповідає приблизно 40 тис. р. тому.

До *архантропів* належать пітекантроп, синантроп, гейдельберзька людина і деякі інші форми, які знайдено в Індонезії, Китаї, Європі, Африці. їх об'єднують однією назвою — *Homo erectus* (людина випрямлена), що, очевидно, нині видається не зовсім точним, оскільки прямо ходили і їхні попередники — хабіліси.

Пітекантроп (в перекладі — мавполюдина) жив 1,9...0,5 млн р. тому, хоча більшість знахідок з острова Ява мають вік 1...0,5 млн р. Середній об'єм мозку становив 860 см³. Пітекантроп, за деякими даними, вмів користуватися вогнем, створив справжні ручні рубила (культура шель).

Синантропа, або людину пекінську, було знайдено поблизу Пекіна, і за своєю морфологією він близький до пітекантропа, хоча й дещо розвинутіший. Об'єм мозку його становив у середньому 1050 см³. Жив синантроп 0,5...0,3 млн р. тому. Створив культуру ашель (грубі, двосторонні рубила), вмів добувати вогонь та підтримувати його на місці стоянок, що дало змогу йому розселитись у перигляціальних районах.

В Європі знайдено рештки *людини гейдельберзької* віком близько 500 тис. р.

Давні люди (палеоантропи) — це вид *Homo primigenius* (людина первісна), або *неандерталець*, за назвою долини в Німеччині, де їх було виявлено в 1856 р. Зараз відомо 400 знахідок кісток неандертальців в Європі, Африці, Азії, що вказує на їхні розселення в різних кліматичних зонах. Неандертальці були невеликі на зріст (155... 165 см), об'єм мозку в них становив 1300... 1600 см³, а пропорції тіла були близькими до сучасних людей. Неандертальці були неоднорідною групою. Цікаво, що більш ранні їхні форми (так звані прогресивні неандертальці) мали більше рис, притаманних людині розумній, ніж пізні форми — класичні неандертальці. Вважають, що в ранньому плейстоцені чи плюцені відбулось розділення роду *Homo* на дві гілки, одна з яких через прогресивних неандертальців привела до су-

часної людини, інша ж завершилася пітекантропами і класичними неандертальцями. Палеоантропи жили стадами (групами), володіли членороздільною мовою. Вони були первісними мисливцями, створили своєрідну культуру мустье — кам'яні рубила, скребки, гостроконечники. Носили одяг, влаштовували теплі житла.

І, нарешті, **неоантропи**, або **кроманьйонці**, знайдені вперше на території Франції, а пізніше й у інших місцях — в Африці, Азії, Австралії, вже майже не відрізнялись від сучасних людей. Їх вважають безпосередніми предками сучасних людей. Кроманьйонці були високі на зріст (180...187 см), мали об'єм мозку — до 1600 см³. Вони займались полюванням, гончарством, рибальством, землеробством, створили дуже різноманітні культури пізнього палеоліту (солютре, ориньяк, мадлен). Жили родовим суспільством. Кроманьйонці перейшли вже від еволюції біологічної до еволюції соціальної.

Крім ссавців, у кайнозої інтенсивно розвивались птахи, кісткові риби. Амфібії та рептилії мали другорядне значення.

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.

23.4.

Корисні копалини кайнозою

З кайнозойськими відкладами пов'язаний дуже різноманітний комплекс корисних копалин. Особливо виділя-

ються багаті родовища нафти й газу, бурого вугілля, солей, поліметалів, марганцю, фосфоритів, алмазів.

Палеоген-неогеновий вік мають родовища **нафти і газу** Західно-Української провінції, Північно-Кавказької, Азербайджанської провінцій, дуже багаті поклади Ірану, Іраку, Саудівської Аравії, Кувейту, Мексики, Венесуели, Каліфорнії (США), узбережжя Мексиканської затоки (США), Західного Туркменістану тощо. Основна частина цих родовищ приурочена до крайових прогинів.

Кам'яне вугілля палеогену відоме на о.Сахалін, в Японії, на сході Китаю. **Буровугільні** родовища мають більше поширення і відомі в Україні (Дніпровський басейн еоценового віку), Росії (Південно-Уральський басейн, олігоцен-міоцен), Німеччині (Рейнський басейн).

Осадові руди **заліза** (бурі залізняки) розробляються в неогеновому Керченському басейні (Україна), палеогеновому Західно-Сибірському басейні (Росія), Лисаківському родовищі (Казахстан). Поширені також залізородні родовища кори вивітрювання, які формувалися в районах вологих тропіків (Південна і Центральна Америка, Індія, Австралія, Гвінея).

З кайнозойською корою вивітрювання пов'язані і дуже багаті родовища **бокситів** Австралії (Уейпа), Гвінеї, Ямайки, Суринама, Гайяни, в яких міститься до 95 % всіх запасів зарубіжжя.

В палеогені утворилися найбільші за запасами родовища **марганцю**. Нікопольське і Великотолкацьке (Україна), Чіатурі (Грузія), Моанда (Габон).

Дуже значні поклади **уранових руд** палеогенового віку відомі в штаті Вайомінг (США), а також в Скелястих горах (Канада).

Майже 4/5 світових запасів **олова** концентрується в двох оловоносних провінціях: Малацькій (Малайзія, Індонезія) та Південно-Американській (Болівія, Аргентина).

В кайнозої сформувалися також унікальні за запасами родовища **ртуті**. Насамперед це Альмаден в Іспанії та Ідрія в Словенії, а також родовища Туреччини, Італії, Перу, Болівії.

Родовища **міді** кайнозойського віку віднайдено в Чилі, Болівії, Перу, південно-західних штатах США (Майямі).

Калійні солі добуваються в Передкарпатському басейні (Калуш, Стебник) та Ельзасі (Франція).

Кайнозойський вік мають родовища Північно-Африканської фосфоритової провінції, в якій міститься 3/4 світових запасів *фосфоритів*. Сюди входять родовища та басейни Марокко, Тунісу, Алжиру, Західної Сахари.

У неогені формувалися дві великі *сірконосні* провінції: Середземноморська та Східно-Азіатська. До першої належать осадові родовища Передкарпатського сірконосного басейну (Львівська область, Україна), а також родовища Італії, Туреччини, Іраку. Друга, вулканогенна, охоплює Курильські та Японські острови, Камчатку.

В Африці залягає більш як 99 % запасів *алмазів* (без Росії), як корінних, так і розсипних, більшість із яких мають палеогеновий та неогеновий вік. Це родовища Конго, Танзанії, Намібії, ПАР, Гани, Анголи, Гвінеї тощо.

Контрольні запитання й завдання

1. Як розвивалась у кайнозой Альпійсько-Гімалайська область Середземноморського поясу? 2. Чим зумовлювалось складко- та гороутворення в межах Альпійсько-Гімалайської області? 3. Опишіть еволюцію океану Тетіс у кайнозой. 4. У чому полягають особливості розвитку в кайнозой Західно-Тихоокеанського поясу? 5. Охарактеризуйте основні геологічні події, які відбувалися в кайнозой на молодих та давніх платформах. 6. Як Ви розумієте процеси епіплатформеного орогенезу? 7. Як змінювався клімат протягом кайнозою? 8. Які причини зміни кліматичних умов у кайнозой? 9. Що Ви знаєте про наземні зледеніння антропогену? 10. Наведіть дані про поширення рослинного світу кайнозою. 11. Дайте характеристику тваринного світу кайнозою. 12. Як проходила еволюція приматів? 13. Які родовища корисних копалин кайнозойського віку Вам відомі? Покажіть їх на тектонічній карті світу.

Глава 24 ЗАГАЛЬНІ ЗАКОНОМІРНОСТІ РОЗВИТКУ ЗЕМЛІ

24.1. Етапи еволюції земної кори

Протягом тривалої геологічної історії в еволюції земної кори спостерігають чітку спрямованість усіх явищ і процесів, поступове ускладнення її структури. Виділяють сім основних етапів у розвитку земної кори.

1. Догеологічний етап (4,6...4,0 млрд р. тому). На стадії догеологічної історії Землі відбувалась її диференціація на внутрішні геосфери: ядро, мантію (з астеносферою) і земну кору базальтоїдного складу. Планета зазнавала інтенсивного бомбардування метеоритами, відбувався потужний вулканізм, внаслідок чого формувался рельєф, подібний до сучасного місячного. Наприкінці етапу внаслідок дегазації мантії сформувалися первісні атмосфера і гідросфера.

2. Катархейський етап (4...3,5 млрд р. тому). В утворених первісних водоймах почалося нагромадження перших осадових порід, які перешаровувались із продуктами вулканічних вивержень. На поверхні планети починаються екзогенні процеси, які поступово змінюють "місячний" рельєф, а утворювані під час фізичного та хімічного вивітрювання продукти руйнування первісної кори зносяться в моря, нейтралізуючи наявні там кислоти. Утворюються перші зародки майбутніх континентів — куполоподібні структури (нуклеари) — ділянки гранітизованої кори.

3. Пізньоархейський етап (3,5...2,6 млрд р. тому). На "сіро-гнейсовому" субстраті, тобто на корі континентального типу в умовах її розтягання і суттєвого потоншення закладаються зелено-кам'яні пояси, які проходять повний Цикл розвитку, що завершується загальним стисненням, складчастістю, вторгненням гранітоїдів та метаморфізмом (біломорська складчастість).

4. Ранняпротерозойський етап (2,6...1,7 млрд р. тому). Це час дроблення первісної протоконтинентальної кори та поділу її на стійкі ізометричні чи округло-овальні блоки-протоплатформи та рухомі зони, які їх розділяли — протогоосинкліналі. Завершення етапу знаменується ка-

рельською епохою складчастості, яка перетворює протогеосинклінали на складчасті гірські країни. Кареліди, об'єднавшись із протоплатформами, утворили великі ділянки континентальної кори (за деякими даними, від 67 до 80 % основної маси кори сучасних континентів) — сформувався фундамент давніх платформ. Існує уявлення, що наприкінці раннього — на початку пізнього протерозою всі платформи об'єднувалися в єдиний континентальний масив Пангея-1.

5. Пізньопротерозойський етап (1,7...0,6 млрд р. тому). У пізньому протерозої за рахунок деструкції континентальної кори платформ починається розвиток таких великих міжконтинентальних геосинклінальних поясів, як Урало-Монгольський, Середземноморський, Північно-Атлантичний. Інші пояси (обидва Тихоокеанські та Арктичний) закладалися по периферії континентів. Наприкінці етапу проявляється потужний байкальський орогенез, який спричиняє завершення геосинклінального розвитку малих поясів (Бразильського та Внутрішньоафриканського), закладених ще на початку протерозою в тілі південних платформ. Значні території в межах великих поясів перетворилися на складчасті гірські країни, приєднавшись до платформ, чи спаявши в єдине ціле їх розрізнені частини. Деякі байкальські структури в палеозої було втягнуто в новий цикл геосинклінального розвитку. Пангея-1 виявилася роздробленою на кілька континентальних брил — великий суперконтинент Гондвана, до складу якого входили сучасні південні платформи, та північні материки Північно-Американський, Східно-Європейський, Сибірський, відділені від Гондвани субширотним океаном Палеотетіс.

6. Палеозойський (геосинклінально-платформений) етап (570...230 млн р. тому). Розвиваються великі геосинклінальні пояси. Внаслідок каледонської орогенії наприкінці силуру — початку девону спостерігають відмирання геосинклінального режиму на значних площах міжконтинентальних поясів та на окремих ділянках Тихоокеанського поясу. Північно-Американська та Східно-Європейська платформи спаялись у єдиний континентальний масив Лавренція, що призвело до закриття північної частини Північно-Атлантичного поясу (океан Япетус). Після герцинської орогенії наприкінці етапу завершився розвиток ще двох великих поясів — Арктичного і Урало-Мон-

гольського. Різко зростають площі, зайняті корою континентального типу. Лавренція, Сибірський материк (Ангарида) та Китайські платформи об'єднуються герцинідами Урало-Монгольського поясу в гігантську брилу — Лавразію яка, очевидно, разом із Гондваною становили єдиний континент — Пангею-2.

7. Мезозойсько-кайнозойський етап утворення нових океанів (230 млн р. до нашої епохи). На цьому етапі розвивалися лише три геосинклінальних пояси: Середземноморський та обидва Тихоокеанські. Скорочення океану Тетіс, розташованого в межах Середземноморського поясу, яке почалося ще в мезозої, в неогені завершилось зіткненням (колізією) континентальних брил Євразії та Гондвани і формуванням поясу молодих альпійських структур від Піренеїв до Гімалаїв. Розпад Пангеї протягом мезозою зумовив розкриття нових океанів — Індійського, Атлантичного і Північного Льодовитого. Тихий океан та геосинклінальні пояси, які розміщувались по його периферії, в мезозої та кайнозої пережили свій активний розвиток. У мезозої в поясах сформувалися складчасті зони в Кордильєрах та в північно-східній Азії. Під дією процесів, що відбувалися в межах Тихого океану та Тетісу, в кайнозої активно проявились рухи епіплатформеного орогенезу в Центральній Азії. Поряд із давніми розвивались і молоді платформи: епібайкальські, епікаледонські, епігерцинські.

З кінця олігоцену континентам відповідає неотектонічний етап — час посилення піднять в орогенах, тектонічної активізації платформ.

Отже, існує певна послідовна закономірність в перебігу еволюції земної кори і літосфери, так званий *"тектонічний кругообіг"*. Такий кругообіг, чи *геодинамічний цикл*, можна уявити наступним чином.

- **Догеосинклінальна (доокеанічна) стадія** починається деструкцією кори континентального типу. Активізація верхньої мантії спричиняє утворення на континентах склепінчастих піднять (аркогенез), які можуть розтріскуватись і переходити в континентальні рифти. Процеси супроводжуються утворенням трапової формації.

- **Геосинклінальна (океанічна) стадія** знаменує вже розкриття океанічного басейну. Спочатку це неширокі міжконтинентальні моря з корою океанічного типу, в яких нагромаджуються глинисті формації на фоні підводних вивержень основних лав. Розширення океанів зумовлює

формування в них серединно-океанічних хребтів з рифтовими долинами, де відбувається нарощування базальтової кори, або спрединг. Характерним є нагромадження вапняків, глибоководних глин, флішу.

Початок переважання процесів субдукції і обдукції над спредингом фіксує і початок закриття океанічного басейну. Відбуваються процеси складкоутворення, згромадження осадових товщ за рахунок підсування літосферних плит одна під одну. Одночасно відкладаються тонкі моласи, фліш, нафтогазонасні формації, відбувається вулканізм кислого та середнього складу, вторгнення гранітних інтрузій та процеси метаморфізму. Закінчення стадії знаменується закриттям океанічного басейну, утворенням на його місці складчастого низовинного суходолу з корою континентального типу.

- **Орогенна (епіокеанічна) стадія** характеризується створенням гірського рельєфу на місці геосинкліналі. В цей час формуються насуви, покрити, шар'яжі, спричинені горизонтальним стисканням, в умовах міжгірних западин, передгірських прогинів відкладаються грубоуламкові моласи.

Затухання тектонічної активності в регіоні, згладження гірського рельєфу, зумовлюють перехід території в **платформену стадію** розвитку. Саме платформений розвиток тих чи інших ділянок земної кори також відбувається в кілька етапів. На початковому, авлакогенному, етапі розтріскується фундамент платформ, просідають лінійні блоки літосфери й утворюються вузькі глибокі грабеноподібні структури — авлакогени, в яких нагромаджуються континентальні уламкові породи, соленосні формації та ефузиви. На наступних етапах еволюції платформи — синеклізному та плитному — загальна тенденція до прогинання спричиняє формування над авлакогенами плоских депресій, заповнення їх осадками, а в подальшому — утворення суцільного осадкового чохла, як наслідок осадконакопичення в умовах великих морських трансгресій.

- **Епіплатформена стадія** настає на окремих ділянках платформ після плитної і виражається у формуванні складчасто-брилових структур, гірського рельєфу, часто аркогенезу, нагромадженні грубоуламкових відкладів У міжгірних западинах. У деяких випадках утворення склепінчастих підняття (як у Східній Африці) зумовлює формування в їх осьових частинах розривів, тоді вже почина-

ються процеси рифтогенезу, який веде до деструкції континентальної кори і знаменує початок геосинклінального процесу (догеосинклінальна стадія).

Отже, спрямований розвиток літосфери і кори має чітко виражений циклічний характер. Кожний тектонічний цикл в історії Землі (байкальський, каледонський, герцинський, мезозойський та альпійський) умовно складається з двох стадій: першої — тривалої еволюційної, яка змінювалась на другу — відносно короткочасну, революційну — стадію інтенсивних тектонічних деформацій, потужного магматизму та метаморфізму осадових товщ. У першому випадку на Землі встановлювався таласократичний режим, у другому — теократичний.

24.2.

Особливості формування атмосфери й гідросфери

Первісна атмосфера Землі, на думку більшості сучасних дослідників, сформувалася з продуктів дегазації мантії ще протягом так званої місячної стадії розвитку планети і, згідно з цими уявленнями, складалася з водяної пари, діоксиду вуглецю, азоту, метану, аміаку, синильної кислоти, сірководню, кислих димів, інертних газів. Вважають також, що вона була безкисневою. Вулканічні гази окутували Землю гарячою оболонкою, яка мала відновні властивості, набагато менші від сучасних густину та потужність. Останні в подальшому поступово зростали.

Зародження гідросфери відносять десь до рубежа близько 4 млрд р. тому, коли процеси остигання земної кори та атмосфери просунулись настільки, що конденсована водяна пара почала заповнювати понижені ділянки рельєфу, утворюючи первісні водойми. Доказом існування гідросфери вже в катархеї є виявлені в Гренландії та Південній Африці осадові породи, вік яких оцінюється в 3,8 млрд р. Склад первісного океану визначався, з одного боку, розчиненими в його воді атмосферними газами, з іншого — сполуками, що входили до складу гірських порід первісних континентів і зносились поверхневими водами у водойми. Тому в океанічних водах того часу помітну роль відігравали розчинені соляна, плавікова, борна кислоти, сірководень, вуглекислий газ, метан та інші вуглеводні. Відомий вислів академіка

О. П. Виноградова: **"Всі аніони морської води виникли**

внаслідок дегазції мантії, а катіони — при вивітрюванні гірських порід". Первісні океани, очевидно, були мілкими. Щодо маси води в них, то існує кілька поглядів, за деякими з яких кількість води, що виділилась під час зонної плавки, дорівнювала сучасному об'єму гідросфери, за іншими — гідросфера раннього архею містила лише близько 10 % об'єму сучасних морів і океанів. До середини архею вода морів поступово набуває характеру хлоридного розчину з невеликою кількістю сульфатів і за відсутності карбонатів. До закінчення архею вода хлоридного типу перетворюється на хлоридно-карбонатну, що пов'язують з інтенсивним зносом із суходолу карбонатів, які нейтралізували кислоти і сприяли формуванню перших карбонатних порід. Водночас у морях починають формуватися своєрідні кременисто-залізисті мули, пізніше перетворені процесами метаморфізму на джеспіліти.

До кінця архею відбуваються значні зміни і в атмосфері — конденсується основна маса пари води, яка поповнює океани, різко спадає вміст кислих димів, аміаку, метану, вуглекислого газу, зростає вміст азоту, з'являється в незначній кількості вільний кисень, утворений, очевидно, у верхніх шарах атмосфери процесами фотолізу (розщеплення молекул води під дією ультрафіолетових променів Сонця).

У протерозої в атмосфері зберігалась тенденція до зростання вмісту азоту та вільного кисню (останній поповнювався за рахунок фотосинтезу первісних рослин), зменшення вуглекислого газу, пари кислот, аміаку, метану, сполук сірки. Основними газами атмосфери стають вуглекислий газ, азот, кисень. У венді (600 млн р. тому) в атмосфері була пройдена так звана **точка Пастера**, коли вміст кисню становив уже 1 % від сучасного. При цьому рівні кисню в атмосфері деякі мікроорганізми переходять до окисних реакцій при диханні замість анаеробного бродіння, а також, на думку деяких дослідників, починає формуватися озоновий шар планети, що зменшує згубний вплив на організми жорсткого ультрафіолетового випромінювання Сонця. Із появою наприкінці протерозою поблизу поверхні планети озону пов'язують екологічний вибух у морях на початку кембрію — масове поширення майже всіх відомих у наш час типів організмів.

Морська вода до кінця протерозою поступово набуває хлоридно-сульфатно-карбонатного складу, солоність її

наближається до сучасної, середовище з кислого змінюється на нейтральне. Підвищення вмісту сульфатів пояснюють активними вулканічними процесами того часу, внаслідок яких виділяються та окиснюються сполуки сірки.

У кембрії атмосфера набувала киснево-вуглекисло-азотного складу. Протягом ордовика й силуру концентрація вільного кисню далі зростала й зменшувалась частка CO_2 . В середині ордовіцького періоду було досягнуто так званої **точки Беркнера—Маршалла**, коли вміст вільного кисню в атмосфері становив уже 10 % від сучасної концентрації. Це був той критичний рівень, що назавжди утверджує кисневу атмосферу. Вважають також, за цих умов зростає ефективність озонового шару, який формується вже на значних висотах, захищаючи поверхню планети. Остання обставина, очевидно, зумовила заселення в силурі суходолу рослинним світом. Сучасний рівень вмісту кисню було досягнуто в атмосфері в середині девонського періоду. В подальшому, однак, концентрація вільного кисню не залишалась сталою. Перше різке підвищення вмісту кисню відбулося в девоні і карбоні (рис. 60), а за раннього карбону навіть було перевищено сучасний рівень. До кінця палеозою маса кисню в атмосфері зменшується і наприкінці пермі — початку тріасу було досягнуто рівень раннього палеозою. Нове зростання кількості кисню починається з середини мезозою і досягає свого піку наприкінці юри, після чого спостерігають його повільне зменшення.

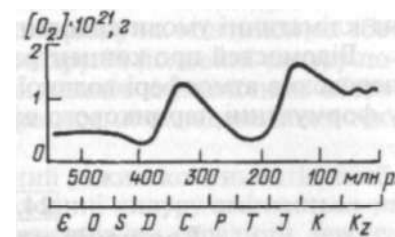


Рис. 60. Зміна вмісту кисню O_2 в атмосфері Землі протягом фанерозою

Кисень, як і вуглекислий газ, суттєво впливає на перебіг біологічних процесів, тому вказані коливання його маси в атмосфері фанерозою добре корелюються з еволюцією органічного світу планети. Так, підвищені значення O_2 в девоні — ранньому карбоні відповідають часу розквіту наземної рослинності, коли освоювалися площі тодішніх континентів, панував морський фітопланктон. Розвиток аридних умов У пермі та тріасі спричинив скорочення територій, покритих рослинністю. Кількість продукованого рослинами кисню зменшилась, що не могло компенсувати витрати його

на процесі окиснення — почалося зменшення його вмісту в атмосфері.

Концентрація іншого важливого компонента атмосфери — вуглекислого газу протягом фанерозою також в окремі моменти набагато перевищувала сучасну, хоча зберігалась загальна тенденція зниження його вмісту від 0,4 до 0,03 %. Епохи максимальної концентрації атмосферного CO_2 характеризуються високим температурним режимом і, навпаки, час різкого зниження вмісту вуглекислоти в атмосфері — це час глобальних похолодань, появи територій із наземним зледенінням (див. рис. 50). Перше істотне зниження загального вмісту CO_2 в атмосфері відповідає ордовіку, що стало, очевидно, однією із суттєвих причин пізньоордовіцького зледеніння. Друге зниження спостерігалось в пізньому карбоні і корелюється з великим гондванським зледенінням. Таке зниження було спричинене, можливо, посиленням споживання атмосферного CO_2 пишною рослинністю раннього карбону та значними витратами його на утворення карбонатних порід і черепашок молюсків. Останнє суттєве зниження вмісту CO_2 відбулося в пліоцені; в сучасну епоху вміст CO_2 в атмосфері є мінімальним за всю історію планети.

Максимуми вмісту CO_2 збігаються з максимумами вулканічної активності Землі, що свідчить про істотний вплив на кліматичні умови ендегенних процесів.

Відомостей про концентрацію в ті чи інші періоди фанерозою в атмосфері водяної пари — важливого чинника у формуванні парникового ефекту — в літературі немає.

24.3.

Еволюція клімату Землі

Достовірних даних про клімат архейської ери немає. Є відомості лише про знахідки подібних до тилітів утворень в архейських товщах Канадського щита, Австралії, Південної Африки.

У протерозої фіксуються сліди чотирьох достовірних зледенінь: віком 2,5...2,4 млрд і близько 2 млрд р. тому, рифейське (900...700 млн р. тому) та вендське (680...660 млн р. тому). Дуже потужним було останнє зледеніння, яке поширювалось на багатьох континентах — у Південній Америці, Африці, Австралії, Північній Європі. Незважаючи на ве-

лики наземній зледеніння, клімат пізнього протерозою в цілому був достатньо теплим та вологим на більшій частині планети. Формуванню слабозонального парникового клімату сприяли слабодиференційований рельєф та висока концентрація вуглекислого газу в атмосфері. Окремі визначення палеотемператур дають середні значення близько 35...45 °С. Кліматичну зональність поки що не виявлено.

Після сильних похолодань у венді на початку кембрію почалося велике потепління. Тропічні умови поширилися майже на всі континенти. Поряд із рівномірно-зволоженими територіями за відкладами солей, сульфатів та карбонатів виділяють і аридні зони. Останні скорочуються до закінчення кембрію. Кліматична зональність у кембрії слабо виражена, що, можливо, пояснюється розташуванням континентів у низьких широтах.

Рівномірно теплий клімат кембрію в ордовіку набуває чіткої зональності і для пізнього ордовіка виділяють уже пояси екваторіального, тропічного, субтропічного, помірного та нівального клімату. Сильне похолодання в пізньому ордовіку зумовило наземне зледеніння на ділянках материків, розташованих поблизу південного полюса (північний захід Африки та Південної Америки). Середньорічні температури в тропіках знизилися на 3...5, у субтропіках — на 10...15 °С.

На початку силурійського періоду на континентах зберігаються прохолодні умови, в другій половині силуру починається потепління та аридизація кліматичних обстановок, що пов'язується із процесами каледонського тектоно-магматичного циклу.

В цілому ж таласократичний режим континентів кембрію та ордовіку в другій половині силуру змінюється на теократичний, який продовжується до середини девону. Аридизація клімату, яка почалась в пізньому силурі, досягла максимуму в ранньому девоні. Аридні умови (пустелі та напівпустелі) встановилися на великих територіях Північної Америки, Євразії та Гондвани. В другій половині девону аридність клімату зменшувалась. У цілому девонський період — це час панування тропічного клімату, чому сприяло розташування материків у низьких широтах та висока концентрація CO_2 в атмосфері.

В ранньому карбоні у зв'язку із широкими морськими трансгресіями, які покривали в цей час значні площі платформ, каледонід та геосинкліналей, устанавлюється таласо-

кратичний режим. На планеті панував тропічний та екваторіальний клімат, аридність — різко ослаблена. Середньорічні температури в Північній Америці становили 27...30, на Уралі 22...24 °С. Навіть поблизу північного полюса на Сибірській платформі клімат був відносно теплим, без наземного зледеніння, із теплолюбною рослинністю. В другій половині карбону спостерігають сильне похолодання і диференціацію кліматичних умов, що було спричинене, очевидно, зниженням вмісту CO₂ в атмосфері (майже вдвоє) та появою поблизу південного полюса великих масивів суходолу. На материках Гондвани розвивається велике гондванське зледеніння, а морський басейн в Арктиці покривається льодом. Середньорічні температури в пізньому карбоні порівняно із раннім знизилися на 4...7 °С. Вологий екваторіальний пояс того часу простежують за покладами кам'яного вугілля, бокситових і марганцевих руд у областях, що оточували Палеотетис (Західна і Південна Європа, Північна Африка, Мала Азія, південь Китаю, Індокитай). Помірні гумідні умови встановлювалися на материках Гондвани (гондванська флора) та на північному сході Євразії (тунгуська флора).

В пермі настала нова теократична епоха, й аридні зони помітно розширились. У них відкладались червоноколірні континентальні і соленосні лагунні осадки, які зафіксовано в центральній частині Північної Америки, на більшій території Європи, в Казахстані, Середній Азії, а також на північному заході Африки та в центральній частині Південної Америки. В пізній пермі аридизація клімату тривала і охопила навіть райони з помірним кліматом. У цілому період є одним із найбільш жарких і сухих у палеозойській ері.

В ранньому та середньому тріасі на материках зберігався посушливий континентальний клімат (теократична епоха), встановлений ще в пермі і зумовлений процесами герцинського орогенезу. Деякі палеокліматологи виділяють для цього часу чотири основні природні зони: екстрааридну, або пустельну, помірно-аридну (зону сухих і опустинених саван), змінно-вологу і рівномірно-вологу. Пустелі з соловим рельєфом (дюни, бархани, такири) розміщувались тоді на значних площах Північної Америки, Африки, Євразії, на півночі Південної Америки та в Австралії. Загальна кількість опадів тут не перевищувала 150...200 мм/рік. Для змінно-вологої зони типовими ландшафтами були лісові савани, у рівномірно-вологій зоні (Південно-Східна Азія, Індія, Антарктида) переважали

лісові та озерно-болотні ландшафти з голонасінними, де-подібними папоротями, плаунами, хвощами. Пізній тріас ознаменувався певною гумідизацією клімату, що було спричинено розвитком морських трансгресій.

Гумідизація тривала в ранній та середній юрі, коли встановився чітко виражений таласократичний режим. За температурним режимом в юрі можна виділити екваторіальний, два тропічних та два субтропічних пояси. У пізній юрі відбувається певна аридизація кліматичних обстановок, пов'язана, очевидно, із тектонічними процесами невадійської фази мезозойського орогенезу.

Таласократичний режим у крейдовому періоді зберігався — тектонічні процеси мезозойського тектоно-магматичного циклу не призвели до геократизації клімату, що можна пояснити розкриттям у цей час нових океанічних басейнів як наслідок розколу Гондвани та Лавразії. Певне похолодання відбулося вже наприкінці ранньої крейди і тривало в середній та пізній крейді. Справжніх пустель ні в юрі, ні в крейді не існувало — пустелі того часу були близькими до сучасних тропічних саван. Не було також льодових покривів біля полюсів. У цілому ж клімат мезозою були слабодиференційовані. Для цього часу виділяють лише два термічні типи клімату: тропічний і бореальний (ослаблений тропічний), із середньорічними температурами, відповідно, 25...28 та 12...24 °С.

У палеогені внаслідок розвитку широких морських трансгресій клімат був рівномірно теплим. Межі між кліматичними зонами були згладжені, не існувало, як і в крейді, справжніх пустель, льодових зон біля полюсів. Тропічна зона охоплювала в той час не тільки приекваторіальні райони, а й південь Європи, Кавказ, Поволжя, де середньорічні температури в морях коливалися в межах 21...26 °С. Досить високі температури відомі й на півночі Європи — 22...26 °С. Однак уже наприкінці палеогену настає значне похолодання, що призводить до скорочення ширини тропічного й екваторіального поясів. Температури в низьких широтах знизилися на 6...8 °С, в середніх і високих широтах таке зниження було ще більшим. Похолодання зумовило початок формування льодового покриву Антарктиди. Кліматичні границі зміщувались до екватора. Через похолодання розширились зони аридизації клімату, і в помірному поясі почали формуватися ландшафти савано-степів та лісостепів.

Процеси альпійського орогенезу були однією із істотних причин дальшого похолодання, яке тривало протягом неогену. Звужувались пояси екваторіального, тропічного та субтропічного клімату, розширювалися аридні зони. З'являються тундрові і тайгові ландшафти, а близько 4,5 млн р. тому — лід у акваторії Північного Льодовитого океану. Близько 2 млн р. тому льодові панцирі покривають уже значні території Антарктиди, Патагонії, Ісландію, острови Арктики.

Антропогеновий період — це час розвитку великих наземних зледенінь у північній півкулі. Чітко проявляється ритмічність у кліматичних процесах — епохи зледенінь змінюються епохами потеплінь (міжльодовиків'ями). Ритмічні коливання клімату спричиняли міграцію кліматичних поясів, зміщення яких досягали 1000...2000 км. Арктичний пояс простягався до 40...50° пн. ш. Тут розташовувались льодовикові щити, тундра та морський лід. Пояси помірного, субтропічного і тропічного клімату звузилися та змістилися в низькі широти. В льодовикові епохи перепад температур між низькими й високими широтами в північній півкулі досягав 70 °С, у міжльодовиків'я — лише 30...35 °С. Перигляціальні зони характеризувались низькими середньорічними температурами, незначною кількістю атмосферних опадів та відносно високою сонячною радіацією. В субтропіках і тропіках льодовикові епохи спричиняли переважно підвищення зволоженості (плювіальні епохи) внаслідок зростання атмосферних опадів, у міжльодовиків'я клімат сушішав, пояси розширювались, природні умови ставали близькими до сучасних.

Історія кліматів фанерозою вказує на їх періодичні коливання, різні за масштабами та природою. Причиною кліматичних змін високого порядку (істотної тривалості) були астрономічні чинники, а менш тривалі зміни в кліматі Землі спричинялись уже тектонічними процесами та процесами в атмосфері (зокрема, зміною концентрації CO₂).

Так, періодичні зміни кліматів найвищого порядку мають тривалість 200...250 млн р. Це так званий галактичний рік, тобто час, протягом якого Сонячна система здійснює повний оберт навколо центра Галактики. За цей час відбувається суттєве оновлення всіх геологічних процесів, зміна характеру й інтенсивності кругообігу речовини між зовнішніми оболонками Землі тощо. З такою періодичністю пов'язують зміну ізотермічного, теплого та в цілому вологого (парникового) клімату раннього й середнього палео-

зою термічно диференційованим, континентальнішим і більш сонячним кліматом пізнього палеозою — кайнозою.

Періодичні зміни другого порядку мають тривалість 40–60 млн р. і пов'язані з переміщенням Сонячної системи в різні зони Галактики, з різними умовами космічного середовища, що, можливо, безпосередньо впливало на процеси у верхніх оболонках планети. Така періодичність зумовлює зміну теократичних епох з поширенням аридних обстановок (пізній силур і ранній девон, пізня перм—ранній триас, пізня юра—початок крейди) таласократичними епохами з переважанням гумідних кліматів (ранній силур, ранній карбон, рання і середня юра, середина крейди). Кліматичні зміни в цьому разі відповідають у часі принципівим змінам у структурі земної кори, які спричиняли і перебудову палеогеографічних обстановок.

Зміни третього порядку мають тривалість десятки—сотні тисяч років. Їх ілюструють події четвертинного періоду, коли льодовикові епохи змінювались міжльодовиків'ями, тобто епохами потеплінь і відповідно чергувались у низьких широтах епохи зволоження та засушення. Така періодичність, очевидно, пов'язана з коливаннями сонячної радіації внаслідок змін параметрів земної орбіти і задовільно пояснюється гіпотезою Міланковича.

Періодичні зміни четвертого порядку тривалістю 1800...2000, 400...600, 60...90, 11...22 років зумовлені причинами локального характеру, зокрема, вулканічними виверженнями, які змінюють вміст у атмосфері вуглекислого газу, сірчистого газу, вулканічного попелу тощо, автоколивними процесами в системі атмосфера—океан—полярний лід та зміною положення Землі в Сонячній системі. Такі зміни фіксуються за коливанням рівня озер, зміщенням снігової лінії, наступом та відступом гірських льодовиків, станом льодовитості полярних морів тощо.

Сезонні зміни клімату характеризують найнижчий порядок періодичності природних процесів.

24.4.

Закономірності розвитку органічного світу Землі

Розвиток органічного світу безпосередньо пов'язаний із еволюцією фізико-географічного середовища Землі, яка, в свою чергу, багато в чому визначалась причинами тек-

тонічного характеру. Тому епохи найбільших орогеній збігаються в часі з великими змінами у складі органічного світу — відбувалися масові вимирання давніх форм, з'являлися нові, адаптованіші до змін у фізико-географічному середовищі. Саме тому етапи еволюції органічного світу відповідають великим геохронологічним підрозділам, останні було виділено на підставі суттєвих змін у складі органічного світу.

Становлення життя на Землі відбувалося в докембрії. Деякі вчені навіть виділяють для цього часу чотири *рубежі в еволюції організмів*:

- поява першої органічної речовини в океанах (чи у внутрішньоматерикових водоймах) — 4 млрд р. тому;
- поява перших живих організмів (прокаріотів) — 3,8 млрд р. тому;
- поява у водоростей примітивного фотосинтезу — 3 млрд р. тому;
- поява еукаріотів, поділ організмів на рослини і тварини — 1,4... 1,5 млрд р. тому. Ці дві гілки живого світу пов'язані між собою в єдину енергетичну систему і еволюція їх була взаємообумовленою.

Проаналізуємо основні етапи розвитку рослин і тварин

Рослинний світ

Родовід рослин починається з морських водоростей. Рештки їх знаходять у найдавніших породах архею.

Продукти життєдіяльності синьозелених водоростей (ціанофітів) — строматоліти — відомі в породах, вік яких перевищує 3 млрд р. Ціанофіти були особливо поширеними в архейських та протерозойських морях, у яких вони тонкою плівкою покривали величезні простори морського дна і, можливо, узбереж. Розквіт їх припадає на рифей.

З архею відомі також і бактерії, які в протерозої стали найчисленнішою групою організмів і брали активну участь у породоутворенні (осадові залізні руди).

Водорості відіграли дуже важливу роль в еволюції складу протерозойської атмосфери: завдяки процесам фотосинтезу поступово зменшувалась частка вуглекислого газу і зростала кількість кисню. Наслідком таких процесів було формування захисного озонового екрану Землі і вибух життя у морях раннього палеозою.

У кембрії та ордовіку рослинний світ представляли водорості: прикріплені до дна зелені і бурі водорості, план-

ктонні синьозелені та золотисті водорості. Однак уже в силурі на прибережних заболочених ділянках материків, чи на мілководді почали селитись своєрідні спорові рослини — псилофіти, — перші наземні мешканці. Походять вони від бурих (за іншими даними — від зелених) водоростей і стали предковою формою для трьох типів рослин: плауноподібних, членистостеблових і папоротеподібних, розвиток яких припав уже на пізній палеозой.

Вважають, що першопоселенцями суходолу могли бути так звані нематофіти — нащадки бурих водоростей, витіснені в силурі досконалішими псилофітами. Вихід рослин на суходіл — можливо, найголовніша подія в біосфері раннього палеозою. Заселення рослинами і бактеріями узбереж морських та внутрішніх водойм спричинило, по-перше, подальше зростання вмісту кисню в атмосфері, а по-друге, дало початок формуванню наприкінці силуру перших ґрунтів. Таласофітна ера розвитку рослин у пізньому силурі змінилася палеофітною.

Пізній палеозой — це час завоювання континентів рослинами, час пишного розквіту флори. В девоні заболочені приморські низовини заселяються псилофітами, які до закінчення періоду вимирають. Поряд із псилофітами існували вже всі основні групи спорових рослин — папоротеподібні, плауни, членистостеблові, у пізньому девоні з'являються і перші насінні рослини (голонасінні). У девонських рослин формуються коренева система, стебло, листя. Еволюція спрямована від трав'янистих форм через куцисті до деревоподібних наприкінці періоду. На Землі з'являються перші ліси. За переважання у них давніх папоротей флору пізнього девону іменують археоптерисовою.

Найсприятливіші умови для розвитку рослинності склались у кам'яновугільному періоді. Величезні простори континентів покриваються в ранньому карбоні вологими тропічними лісами. Переважають гігантські плауноподібні — лепідодендрони, сиглярії; трав'янисті та деревоподібні членистостеблові — клинолистникові і каламітові; деревоподібні папороті та примітивні голонасінні — птеридосперміди. Флору раннього карбону називають антропофітовою, оскільки основу її складали рослини-вуглеутворювачі. В середині карбону ліси поширювались уже на внутрішні частини континентів, заселяли вододіли. Проявляється вперше в історії Землі достатньо чітка термічна диференція рослинності. Виділяють три флористичні зони: тун-

гуську, або північну помірну, в якій переважала так звана кордаїтова тайга; гондванську, або південну помірну, де були поширені насінні папороті (глосоптерієва флора), кордаїди, трав'янисті хвости, і вестфальську, або вологу тропічну з лісами з гігантських плаунів, каламітів, папоротей тощо.

Пишний розквіт рослинності в пізньому палеозої (особливо в карбоні) спричинив різке зростання вмісту кисню та зменшення вуглекислоти в атмосфері, що, в свою чергу, зумовило вибух розвитку тваринного світу карбону і пермі. Посилене споживання атмосферного CO₂ рослинами в ранньому карбоні та витрати його в морській воді на побудову черепашок моллюсків і на формування карбонатних відкладів, можливо, було однією із важливих причин загального похолодання і виникнення наземного зледеніння в пізньому карбоні.

У пермському періоді загальна аридизація зумовлює поступове витиснення з тропіків вологолюбної флори плаунів, хвощів і папоротей голонасінними — хвойними, гінкговими, цикадовими. Ліси кам'яновугільного періоду змінюються дрібними і рідкими оазами в долинах річок. Протягом пермі-тріасу голонасінні завойовують всі кліматичні зони планети. Найстійкішою виявилась рослинність помірних зон, де тривалий час разом розвивалися голонасінні та релікти кордаїтових, глосоптерієвих тощо.

У мезозої настає мезофітна ера розвитку рослин — ера панування голонасінних. Особливого поширення набувають гінкгові, а також цикадові, бенетитові, хвойні. Бенетитові вимерли наприкінці крейди. Вважають, що в юрському періоді в них міг бути спільний предок з покритонасінними. Для ранньої та середньої юри в Євразії виділяють три флористичні зони: Сибірську, або зону хвойно-гінкгових лісів; Перехідну, або зону мішаних цикадофіто-хвойно-гінкгових лісів, і Південну, або тропічну і субтропічну — зону максимального розвитку цикадових, теплолюбних папоротей, бенетитових, хвощових.

Наприкінці юрського періоду з'являються перші покритонасінні рослини, з другої половини крейди вони посідають вже домінуюче місце серед наземних рослин (кайнофітна ера розвитку рослин). У крейді серед покритонасінних відомі магнолії, лаври, платани, евкаліпти, дуби тощо.

У морях крейдового періоду особливого поширення набувають також деякі водорості, зокрема золотисті, які

брали участь у формуванні карбонатних осадків (писальна на крейда тощо).

У кайнозої в рослинному світі переважають покритонасінні, які становлять понад 90 % всіх рослин. У палеогені домінує деревна рослинність, але вже в олігоцені зміна кліматичних умов спричиняє поширення трав'янистої рослинності. В палеогеновій флорі Євразії виділяють тропічну полтавську флору вічнозелених лісів, в яких поширені були пальми, бананові, сандалові, хлібні дерева, а також лаври, мірти, кипариси, секвойї, араукарії тощо, і тургайську помірно-теплу флору, де розвивались листопадні форми — каштан, бук, клен, береза, липа, магнолія, з хвойних — тис, ялина, піхта, кедр, сосна. Наприкінці палеогену склад обох флор різко збіднів, посилилась роль хвойних, розширилися ареали розселення таких дерев, як береза, вільха, тополя. Через похолодання в помірному поясі формується рослинність савано-степів та лісостепів.

У неогені трави розселились по всій планеті (велике остепніння рівнин). Розквіту досягає злакова рослинність, що сприяло швидкій еволюції копитних. Наприкінці неогену з представників тургайської флори сформувалася рослинність тайги, лісотундри і тундри.

Протягом антропогену завершувалося формування сучасної широтної зональності і вертикальної поясності рослинного світу.

Тваринний світ

Перші достовірно встановлені представники тваринного світу протерозою відомі під загальною назвою "едіакарська фауна" і знайдені в південній Австралії в пісковиках віком 650...700 млн р. Аналоги відомі також із інших захоронень планети. Представлені вони медузоподібними, кільчастими червами, безпанцирними трилобітами і петаноламами (кишковопорожнинні). Характерною особливістю цієї фауни є повна відсутність будь-яких скелетних мінеральних утворень, тому у викопному стані трапляються лише відбитки, чи зліпки. Вважають, що едіакарська фауна, хоча й була попередником скелетної фауни, прямого продовження в палеозойській ері не мала і, можливо, була побічною гілкою еволюції організмів. У протерозойських морях розвивались також губки, корали, погонофори, примітивні голкошкірі, гідроїдні поліпи.

Як уже було зазначено, в морях кембрію відбувся справжній "біологічний вибух". З'явилися майже всі відомі типи безхребетних. Якщо у венді налічувалось декілька десятків видів тварин, то в кембрії їх уже близько 2 тис, а в силурі — понад 15 тис. Організми заселяють мілководні ділянки морів та внутрішніх водойм. Дуже важливою подією у біосфері на початку палеозою була поява величезної кількості організмів із твердим зовнішнім чи внутрішнім скелетом — кремнієвим, фосфатним, карбонатним або хітиновим, що пов'язують зі зменшенням концентрації вуглекислоти у морській воді. Дуже поширені такі скелетні тварини, як трилобіти, брахіоподи, гастроподи, губки, археоціати, радіолярії тощо. Утворилися перші представники наутилоїдей. В ордовіку виникли і дістали широкого розвитку граптоліти — напівхордові колоніальні морські тварини із зовнішнім хітиновим скелетом. Останні їх представники дожили до раннього карбону.

Провідну роль серед морських безхребетних в ордовіку і силурі відігравали наутилоїдеї. Великими хижаками були ракоскорпіони, відомі з кембрію.

В силурі відомі також перші безхребетні — мешканці суходолу. Це були павукоподібні тварини, близькі за будовою до нинішніх скорпіонів, та багатоніжки, які заселяли прибережні ділянки водойм разом із бактеріями та псилофітами. З раннього ордовіку в морях з'являються і перші хребетні — безщелепні рибоподібні тварини, покриті кістяними лусками, які вимерли до кінця девону. З силуру відомі і перші щелепороті риби — акантоди та панцирні, або пластиношкірі риби.

Девонський період називають віком риб. Панівною групою серед останніх були панцирні риби, багато з яких вимерли до закінчення періоду. Крім того, значне поширення мали хрящові риби — акули, скати, а також дводихаючі та кистопері. Існує думка, що саме останні в пізньому девоні дали початок амфібіям. Із амфібій, які набули поширення в карбоні та пермі, відомі стегоцефали, вимерлі до кінця палеозою, а також батрахозаври (жабоящери), які могли бути предками рептилій. Появі рептилій сприяло погіршення кліматичних умов у пізньому карбоні. Протягом пермського періоду відбувалося поступове витіснення ними амфібій. З верхньокарбонівих відкладів відомі й рештки перших рептилій — котилозаврів. Вважають, що вони були тією групою організмів, яка дала в майбутньому

дуже велику різноманітність форм. У пермі розвивались також інші групи рептилій — черепахи, звірозубі ящери.

Серед морських безхребетних у пізньому палеозої поширеними були брахіоподи, корали, найпростіші, головоногі молоски (гоніатити і цератити), на суходолі — комахи.

Сильна аридизація ландшафтів пізньої пермі і тріасу призвела до вимирання багатьох груп організмів — деяких брахіопод, наутилоїдей, гоніатитів, табулят і чотирипроменевих коралів, фузулінід серед найпростіших, частини риб, амфібій. З'явилися нові численні групи тварин — амоніти та белемніти, двостулкові, шестипроменеві корали, кісткові риби, наземні, повітряні та водні форми рептилій. Останні переживають у мезозої розквіт. Предковою формою трьох перелічених віток рептилій вважають тріасових текодонтів — нащадків котилозаврів. Особливо важливу роль серед мезозойських рептилій відігравали динозаври — дуже різноманітна група тварин, що, як і більшість великих рептилій, вимерли у другій половині крейди. В тріасі вимирають звірозубі рептилії, давши початок першим примітивним ссавцям. Із юрського періоду відомі перші представники давніх птахів — археоптерикс, а також нащадок текодонтів. У крейді жили вже нові птахи — іхтіорніс та гесперорніс.

Із ссавців протягом мезозою розвивались терії (примітивні ссавці), невеликі тваринки, які в крейді дали початок еутеріям (плацентарним ссавцям), розвиток яких у кайнозої зумовив формування сучасної фауни ссавців. Терії дали також початок метатеріям, представники яких, сумчасті, відомі з крейди.

Наприкінці крейдового періоду відбулася криза фауни. Вимирає величезна кількість родів і видів — як наземних, так і морських — тварин (амоніти, белемніти, багато брахіопод, динозаври, морські та літаючі ящери тощо). Водночас у морях крейдового періоду дуже широкого розвитку набули найпростіші та золотисті водорості. Завдяки їм відбувалося нагромадження потужних товщ карбонатів, що, можливо, було причиною різкого зменшення вмісту CO₂ в атмосфері та, як наслідок, погіршення умов існування, зміни флори голонасінних покритонасінними. Зміна характеру рослинності, можливо, негативно вплинула на Умови існування трав'янистих ящерів.

У палеогені серед морських безхребетних дуже поширювались теплолюбні форамініфери — нумуліти, шести -

променеві корали, губки, голкошкірі. Кайнозой — час розквіту двостулкових та черевоногих молюсків, кісткових риб.

Ссавці в палеогені переживають стадію еволюційного вибуху і розселяються в різних фізико-географічних зонах. На ізольованих континентах (Австралія, Південна Америка) розвивалась фауна архаїчних форм, зокрема сумчасті. В Євразії в палеогені розвивалась спочатку бронтотерієва фауна заболочених низовин та вологих лісів, потім — індрикотерієва фауна саван і болотистих ландшафтів.

У міоцені розвивалась анхітерієва фауна лісових і саванних форм. Її склали предки коней, носорогів, свиней, оленів, антилоп, мавп тощо. Із середини неогену швидко прогресувала гіпаріонова фауна відкритих степових просторів та лісостепів. У її складі переважали антилопи, верблюди, жирафи, страуси, однопалі коні.

У міоцені північної півкулі виділяють дві зоогеографічні провінції: північноамериканську і євразійську. У першій було багато ендемічних видів, копитні, не було хоботних, мавп, мало хижих форм. У другій — навпаки, переважали хоботні, носороги, примати, хижаки. Наприкінці міоцену по сухопутному мосту (суша Берінгія) змішувалися фауни обох континентів.

У палеогені з'являються та інтенсивно еволюціонують протягом усього кайнозою примати. Наслідком їх еволюції була поява гомінід — предків сучасної людини.

Отже, короткий огляд розвитку органічного світу Землі виявляє, насамперед, прогресивний характер еволюції — в цілому такий розвиток відбувався від нижчого рівня організації живої речовини до вищого, завойовуючи та обживаючи щоразу нові райони планети, організми множились та вдосконалювались. Поступова еволюція, однак, час від часу порушувалась екстремальними явищами — епохами вимирання великої кількості організмів, інтенсивного утворення нових видів, що в цілому спричиняло докорінне оновлення флори і фауни планети. Як уже було зазначено, такі критичні моменти в еволюції біосфери збігаються з межами геохронологічних підрозділів — ер, періодів, епох — найбільші зміни в органічному світі позначають зміну найбільших геохронологічних одиниць. Вище вже вказувалося на очевидний зв'язок таких явищ у біосфері із тектонічними процесами і змінами кліматичних умов, які ними спричинялись. Інша річ, що було першопричиною періодичності тектонічної активності пла-

нети — деякі дослідники схильні шукати такі причини в космосі, у сонячних ритмах, русі Сонця по галактичній орбіті тощо. Вказується також, наприклад, на кореляцію критичних епох у розвитку біосфери з епохами інтенсивного кратероутворення на планеті, процесами рифтогенезу, інверсіями магнітного поля.

Російський геолог, проф. С. Г. Неручев, який вивчав вплив рифтогенезу на біосферу Землі, показав, що внаслідок рифтогенезу до поверхні планети виносяться магматичні розсоли, збагачені ураном, ванадієм, молібденом, нікелем та іншими елементами. Підвищені концентрації цих хімічних елементів та радіоактивність урану призводять до токсичних і мутагенних впливів на організми, появи нових форм життя. Він вважає, наприклад, що процеси рифтогенезу, які спричинили надходження урану в гідросферу, 500 млн р. тому зумовили появу перших хребетних — безшелепних панцирних риб, а одна із наступних фаз рифтогенезу (320 млн р. тому) — появу перших четвероногих — іхтіостегів; рифтогенез, що відбувався 290 млн р. тому, зумовив появу перших ящерів тощо. Численні знахідки предків людини в районі Великих Африканських рифтів також нашовають на думку, що процеси рифтогенезу могли відіграти суттєву роль у мутагенному перетворенні людиноподібних мавп на гомінід.

У періоди інверсій магнітного поля різко спадає його напруженість, що призводить до порушення радіаційних поясів Землі і, як наслідок, потоки сонячного вітру і космічних частинок досягають поверхні планети.

Крім того, під час інверсій, на думку деяких дослідників, руйнується озоновий екран, що відкриває доступ до планети ультрафіолетовому випроміненню. Спільна дія вказаних чинників веде до мутацій у живих організмах.

Багато фактів свідчать також про те, що зазначені явища (кратероутворення, рифтогенез, інверсії магнітного поля) взаємозумовлені. Падіння на планету крупних космічних тіл (астероїдів, комет) спричиняє не тільки забруднення пилом атмосфери і пов'язану з цим зміну клімату, а й, можливо, активізує тектонічні процеси, зокрема, рифтогенез, вулканізм, землетруси, призводить до інверсій геомагнітного поля тощо. Сумісний вплив усіх цих чинників на біосферу і спричиняє в ній екстремальні ситуації, так звані критичні епохи. Отже, хоча еволюція біосфери відбулась за внутрішніми, притаманними їй зако-

нами, різкі зміни зовнішнього середовища, очевидно, стимулювали стрибкоподібні переходи органічного світу з одного рівня розвитку на інший, досконаліший і адаптованіший до змінених умов.

Контрольні запитання й завдання

1. Охарактеризуйте основні етапи розвитку земної кори. 2. Як Ви розумієте поняття "тектонічний кругообіг"? 3. Що Ви знаєте про склад первісних атмо- і гідросфери? 4. Що таке точка Пастера? 5. Як змінювався склад атмосфери у фанерозої? 6. Проаналізуйте зміну кліматів у фанерозої. 7. Що спричиняло періодичні зміни кліматичних обстановок протягом геологічної історії Землі? 8. Виділіть основні етапи розвитку рослинного світу планети. 9. Як відбувалась еволюція тваринного світу? 10. Що зумовило значні зміни в складі органічного світу Землі? Які причини його еволюції?

РОЗДІЛ V СУЧАСНИЙ ЕТАП РОЗВИТКУ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА

Глава 25 ТИПИ КОРИСНИХ КОПАЛИН

25.1.

Загальні відомості про корисні копалини

Корисною копалиною називають природне мінеральне утворення, яке використовують у господарській діяльності людини безпосередньо або після певної переробки. На різних етапах розвитку продуктивних сил людство використовувало як корисні копалини різні мінеральні агрегати. Так, у зв'язку з розвитком атомної енергетики в останні часи цінною корисною копалиною стали сполуки урану та інших радіоактивних елементів, що на початку минулого століття корисними копалинами ще не вважали. З іншого боку, цілу низку гірських порід, які містять у своєму складі певні хімічні елементи, зараз не використовують. Однак зі зростанням технічних можливостей у майбутньому вони можуть стати корисними копалинами. Так, скажімо, граніти нині використовують переважно як будівельний та декоративний матеріал. Водночас, за підрахунками, в 1 км³ гранітної маси міститься: ніобію — 84 тис. т, міді — 250 тис. т, літію — 112 тис, урану — 10 тис, олова — 6 тис, молібдену — 25 тис т, золота — 12 т.

У вченні про корисні копалини широко використовується таке поняття, як *руда* — твердий мінеральний агрегат з певним вмістом корисних компонентів, які роблять економічно доцільним їхній видобуток на сучасному Рівні матеріального виробництва. Найчастіше рудами називають металічні корисні копалини, але останнім часом 'міст цього поняття розширився (наприклад, агрономічними рудами вважають такі неметалічні сполуки, як апатит, сильвініт тощо).

Корисні копалини, добуті з надр, називають *мінеральною сировиною*.

Розрізняють такі типи корисних копалин: металічні неметалічні і горючі.

Серед *металічних корисних копалин* виділяють шість груп (за класифікацією М. А. Биховера):

- руди чорних і легуючих металів (заліза, марганцю, хрому, титану, ванадію, нікелю, кобальту, вольфраму, молибдену, цирконію, танталу, ніобію);
- руди кольорових металів (міді, свинцю, цинку, олова, ртуті, стибію, арсену тощо);
- руди легких металів (алюмінію, магнію, літію, берилію);
- руди благородних металів (золота, срібла, платини);
- руди рідкісних і розсіяних металів (індію, кадмію, селену, телуру, галію, талію, скандію, цезію, германію, гафнію, рубідію тощо);
- руди радіоактивних металів (радію, торію, урану);

Неметалічні корисні копалини поділяють на:

- хімічну і агрономічну сировину (мінеральні солі, сірка, фосфорити, апатити, гіпс, мінеральні пігменти, борати);
- технологічну сировину — флюси і вогнетриви (вапняк, доломіт, кварцит, вогнетривкі глини, флюорит, магnezит);
- будівельні матеріали (глини, піски, пісковики, гіпс, ангідрит, магматичні і метаморфічні породи);
- індустриальну сировину (алмази, азбест, графіт, п'єзокварц, слюди, ісландський шпат, тальк);
- дорогоцінні та декоративні камені (агат, гранати, аметист, опал, смарагд, малахіт, нефрит, чароїт тощо).

Горючі корисні копалини — це торф, буре і кам'яне вугілля, горючі сланці, нафта і газ.

Важливою корисною копалиною є вода (питна, технічна, мінеральна).

Родовище корисних копалин — це ділянка земної кори, на якій унаслідок певних геологічних процесів відбулося нагромадження мінеральної речовини, що за кількістю, якістю й умовами залягання придатна для промислового використання. Дрібні скупчення корисних копалин У

надрах, які за кількістю не відповідають поняттю родовищ, називають *рудопроявами*.

Родовища корисних копалин характеризують поняттям *кондиції* (умови, вимоги). Показники кондицій — це мінімальний промисловий вміст корисного компонента в руді, запаси корисної копалини в родовищі, гірничогеологічні параметри родовищ (потужність, максимальна глибина залягання рудного тіла, вміст шкідливих домішок тощо). Кондиції змінюються з часом, тобто залежать від рівня розвитку продуктивних сил. Так, якщо на початку ХІХ ст. розроблялися мідні руди із вмістом 10 % міді, то зараз промисловими вважаються поклади із вмістом міді в руді 0,4...0,5 %.

Кількість корисної копалини в даному родовищі називають *запасами*. Запаси для родовищ різних корисних копалин бувають найрізноманітнішими. Наприклад, для кам'яного вугілля — це десятки й сотні мільйонів тонн, для залізних руд — сотні тисяч тонн, для золота — кілограми тощо. За запасами родовища поділяють на дуже великі, або унікальні, великі, середні, дрібні і дуже дрібні (табл. 9).

Запаси класифікують за групами і категоріями.

За господарським призначенням запаси поділяють на дві групи:

- *балансові*, тобто запаси родовищ, які на даний час економічно вигідно використовувати;
- *позабалансові*, тобто запаси, які можна експлуатувати в майбутньому.

Категорії запасів встановлюються залежно від ступеня розвіданості родовища, вивчення його гірничогеологічних умов, якості руди. Оцінюють тверді корисні копалини за чотирма категоріями: A , B , C_1 і C_2 . Крім того, виділяють *прогнозні*, або *геологічні*, *запаси*.

До категорії A належать повністю (детально) розвідані запаси, до категорії B — запаси переважно вивчені, C , — вивчені у загальних рисах (вірогідні), C_2 — попередньо вивчені (чи можливі).

Запаси категорій $A+B+C_1$ правлять за основу для проектування та будівництва гірничих підприємств (кар'єрів, Рудників, шахт тощо), запаси категорії C_2 є можливим Резервом родовища. Прогнозні запаси вказують на перспективи виявлення промислових запасів та визначають Доцільність пошукових робіт.

Таблиця 9. Запаси деяких корисних копалин в промислових родовищах, т*

Корисна копалина	Родовища				
	дуже дрібні	дрібні	середні	великі	унікальні
Викопне вугілля	$10^5 \dots 10^6$	$10^7 \dots 10^8$	$10^8 \dots 10^9$	$10^9 \dots 10^{10}$	$10^{10} \dots 10^{12}$
Залізні руди	$10^5 \dots 10^6$	$10^6 \dots 10^7$	$10^7 \dots 10^8$	$10^8 \dots 10^9$	$10^{10} \dots 10^{11}$
Марганцеві руди	$10^4 \dots 10^5$	$10^5 \dots 10^6$	$10^6 \dots 10^7$	$10^7 \dots 10^8$	$10^9 \dots 10^{10}$
Мідні руди	$10^4 \dots 10^5$	$10^5 \dots 10^6$	$10^6 \dots 10^7$	$10^7 \dots 10^8$	$10^8 \dots 10^9$
Свинець, цинк, нікель	$10^3 \dots 10^4$	$10^4 \dots 10^5$	$10^5 \dots 10^6$	$10^6 \dots 10^7$	$10^7 \dots 10^8$
Олово, молібден	$10^2 \dots 10^3$	$10^3 \dots 10^4$	$10^4 \dots 10^5$	$10^5 \dots 10^6$	$10^6 \dots 10^7$
Уран, торій, ртуть, кобальт	$10 \dots 10^2$	$10^2 \dots 10^3$	$10^3 \dots 10^4$	$10^4 \dots 10^5$	$10^5 \dots 10^6$
Золото	$10^{-2} \dots 10^{-1}$	$10^{-1} \dots 1$	$1 \dots 10$	$10 \dots 10^2$	$10^2 \dots 10^3$
Мусковит	$10 \dots 10^2$	$10^2 \dots 10^3$	$10^4 \dots 10$	$10 \dots 10$	$10^7 \dots 10^8$
Апатит	$10^5 \dots 10^6$	$10^6 \dots 10^7$	$10^7 \dots 10^8$	$10^8 \dots 10^9$	$10^9 \dots 10^{10}$
П'єзокварц	$10^{-2} \dots 10^{-1}$	$10^{-1} \dots 1$	$1 \dots 10$	$10 \dots 10^2$	$10^2 \dots 10^3$

* Кількість запасів вказано приблизно.

У практичній діяльності геологи використовують класифікації родовищ за їхнім генезисом. Є ціла низка таких класифікацій, розроблених у різні часи американськими, німецькими, російськими дослідниками. Широко використовують, наприклад, класифікацію В. І. Смирнова, наведену в табл. 10 з деякими скороченнями.

Таблиця 10. Генетична класифікація родовищ корисних копалин

Серія	Група	Клас
Ендогенна	Магматична	Ліквацийний Ранньомагматичний Пізньомагматичний
	Пегматитова	Простих пегматитів Перекристалізованих пегматитів Метасоматично заміщених пегматитів
	Карбонатитова	Магматичний Метасоматичний Комбінований
	Скарнова	Вапнисті скарни Магнезіальні скарни Силікатні скарни
	Альбітит-грейзенова	Альбітитовий Грейзеновий
	Гідротермальна	Плутогенний Вулканогенний Телетермальний
	Колчеданна	Метасоматичний Вулканогенно-осадовий Комбінований
	Екзогенна	Вивітрювання
Розсипна		Елювіальний Делювіальний Пролювіальний Алювіальний Латеральний Гляціальний
Осадова		Механічний Хімічний Біохімічний Вулканогенний
Метаморфізована		Регіонально-метаморфізований Контактово-метаморфізований
	Метаморфічна	

25.2.

Металічні й неметалічні корисні копалини

Металічні корисні копалини Науку, яка вивчає закономірності розподілу металічних корисних копалин у часі й просторі, називають

металогенією. Встановлено, що кожен із тектонічних циклів тривалої геологічної історії Землі (каледонський, герцинський тощо) характеризується певними умовами рудоутворення. Відповідно виділяють цілу низку металогенічних епох, під час яких переважало формування тих чи інших генетичних груп родовищ. Академік В. І. Смирнов виділяє дев'ять металогенічних епох: 1) архейську; 2) ранньо-; 3) середньою 4) пізньопротерозойські; 5) рифейську; 6) каледонську; 7) герцинську; 8) кіммерійську і 9) альпійську.

Водночас протягом металогенічних епох рудоутворення охоплювало різні структурні елементи земної кори — геосинклінальні області, платформи. Такі дуже великі рудоносні площі називають **металогенічними провінціями**, особливістю їх є спільність геологічної будови й розвитку, а також певна специфіка мінералізації (наприклад, альпійська металогенічна провінція Кавказу з мінералізацією міді, олова, молібдену, вольфраму тощо).

Російським ученим Ю. О. Білібіним уведено в геологію поняття **металогенічного поясу** — це рудоносні площі планетарного масштабу, які збігаються з великими геотектонічними поясами Землі, простягаються на десятки тисяч кілометрів і охоплюють зв'язані між собою металогенічні провінції. Формування таких поясів відбувалося протягом кількох металогенічних епох. Виділяють, зокрема, Тихоокеанський та Середземноморський металогенічні пояси.

У складі Тихоокеанського поясу, за С. С. Смирновим, існує дві зони — внутрішня, розміщена безпосередньо з боку океану, і зовнішня, яка прилягає до платформи. Зони характеризуються специфікою розвитку та металогеніями. Пізніше такі самі зони було виділено Ю. О. Білібіним і для Середземноморського поясу. Провідними хімічними елементами внутрішніх зон є Cu, Fe (колчедани), Mo, Sg, характерні також Pt, Fe (магнетит), Ti, Au, As, Hg, Ba, Al, S, P (апатит). У зовнішній зоні Тихоокеанського поясу переважають Sn, W, Au, Be і характерні також Pb, Zn, Mo, As, Sb; в Середземноморському поясі провідними є такі

елементи, як Zn, Pb, Ag, Ba, Si, характерними елементами — Sn, Fe (гематит, сидерит), Co, As, Sb, Hg, Sr.

Однотипне зруденіння в межах металогенічних провінцій можна називати **рудними поясами, чи басейнами**, а окремим ділянками рудних поясів, де концентруються основні поклади руд, — **рудними районами**.

Неметалічні корисні копалини

Група неметалічних корисних копалин поєднує всі види мінеральної сировини, яку використовують без видобування з неї металів у чистому вигляді і яка не є енергетичною (горючою), класифікацію неметалів за використанням у промисловості наведено вище. Для них характерні ті самі закономірності формування й розташування, що й для металічних родовищ — у певні геологічні епохи утворювалися ті чи інші групи неметалів, розподіл їх тісно пов'язаний з еволюцією окремих структурних елементів земної кори.

Україна багата на нерудну сировину. Тут віднайдено великі поклади графіту, каоліну, кварцитів, калійних солей, мрамурів, лабродоритів, гранітів, сірки, бентонітових глин, будівельних матеріалів тощо.

25.3.

Горючі корисні копалини

Вугілля

У практиці вугільної геології найчастіше використовують термін **вугленосний басейн**, який позначає велику територію суцільного, часто неперервного розвитку вугленосних відкладів з підпорядкованими їм пластами вугілля, утворену внаслідок єдиного геолого-історичного процесу.

Родовище вугілля — це будь-яка частина басейну (наприклад, Забузьке родовище Львівсько-Волинського басейну) або окрема невелика за площею і запасами ділянка, наприклад, Кременецьке родовище бурого вугілля. Площі вугленосних басейнів становлять десятки й сотні тисяч квадратних кілометрів.

Іноді виділяють також **вугленосні провінції**, або провінції **вугленакочення**, тобто великі ділянки земної поверхні, де в одні й ті самі геологічні епохи спостерігались при-

близно аналогічні, сприятливі для вугленагромадження умови.

Відомий геолог-вугільник П. І. Степанов встановив (1937 р.), що в історії Землі існувало три максимуми і три мінімуми нагромадження вугілля. Максимальна кількість світових запасів вугілля утворилась у верхньому карбоні і пермі — 39,1 %, в юрі — 4 і палеогені та неогені — 54,4 %.

Зауважимо, що сучасні дослідники наводять дещо інші цифри щодо розподілу вугільних запасів у стратиграфічному розрізі, наприклад: кайнозой — 27 %, мезозой — 32, палеозой — 41 %. Мінімуми вугленагромадження збігаються з раннім карбоном, тріасом і крейдою. Максимуми вугленагромадження пов'язуються з епохами складчастості та орогенезу, мінімуми — з періодами широких морських трансресій і послаблення складчастості.

П. І. Степановим розроблено основи вчення про *пояси вуглеутворення* — зони земної кори, в яких у той чи інший геологічний період інтенсивно нагромаджувались вугленосні відклади. На земній поверхні ним виділено три площі, або пояси:

- з переважанням карбонового вугленагромадження — пояс охоплює східну частину Північної Америки, Європу, північну частину Африки й західну частину Азії (Аппалацький, Пенсільванський, Південно-Уельський, Рурський, Сілезький, Львівсько-Люблінський, Підмосковний, Донецький, Кизеловський, Карагандинський та інші басейни);

- з переважанням пермського та юрського вугленагромадження — пояс охоплює східну частину Азії, Австралію, південні й полярні райони, південно-східні частини Африки та Південної Америки (Печорський, Таймирський, Тунгуський, Ленський, Кансько-Ачинський, Іркутський, Кузнецький, Мінусинський, Алданський, Буреїнський та інші басейни); загальне простягання пермського поясу вуглеутворення наближається до меридіонального на відміну від широтного напрямку карбонового поясу;

- з переважанням верхньокрейдогого і палеоген-неогенового вуглеутворення — пояс охоплює східні узбережжя Азії та Австралії, архіпелаги Океанії та західні узбережжя Північної та Південної Америки.

Легко помітити, що вік вугленосних басейнів омолоджується в напрямку із заходу на схід.

У поясах вугленагромадження виділяють *вузли вуглеутворення*, тобто ділянки, на яких даний процес відбувався найінтенсивніше. Так, вузлом пермського вуглеутворення є Кузнецький басейн, юрського — Ленський басейн, палеоген-неогенового — о. Сахалін тощо.

За умовами формування було класифіковано вугленосні басейни на геосинклінальні, платформені і перехідні. Вуглеутворення в цих структурних зонах має свої характерні особливості.

Для вугленосних басейнів, сформованих у прогинах геосинклінальних зон, типовими є великі потужності вугленосних товщ, велика кількість вугільних пластів незначної та середньої потужності, величезні запаси вугілля (сотні мільярдів тонн). Вугілля таких басейнів паралічного, рідше лімнічного типів. Вугленосними басейнами є Кузнецький, Донецький, Печорський, Карагандинський тощо.

Внаслідок платформеного вуглеутворення формуються вугленосні товщі, переважно незначної потужності з невеликою кількістю вугільних пластів, які, проте, можуть досягати великих потужностей (десятків метрів). Вугілля здебільшого слабометаморфізоване — буре. Приклади басейнів такого типу: Підмосковний, Тунгуський, Іркутський.

Для вугленосних басейнів перехідних зон характерні середні показники між геосинклінальними і платформеними басейнами.

Палеозойські вугільні басейни належать переважно до крайових і внутрішніх прогинів геосинклінальних зон. Басейни мезозойського віку формувалися переважно в міжгірних тектонічних западинах, кайнозойські — в платформених умовах.

Загальною закономірністю вугленагромадження в часі є зміщення його поясів від геосинкліналей (палеозой) до платформ (неоген), від морських умов до внутрішньоконтинентальних.

Нафта й газ

В основу нафтогеологічного районування територій покладено уявлення про нафтогазоносні провінції, або нафтогазоносні басейни, причому частіше використовують перше поняття.

Нафтогазоносна провінція — це велика за розмірами, відокремлена територія, пов'язана з будь-якою великою

тектонічною структурою (синеклізою, антеклізою, крайовим прогином, авлакогеном тощо), яка має одновікові нафтогазоносні товщі.

За тектонічними ознаками всі нафтогазоносні провінції поділяють на платформні, складчасті та перехідні.

За віком формування нафтогазоносних горизонтів виділяють провінції кайнозойського нафтогазонагромадження (Закавказька, Далекосхідна, Каліфорнійська тощо), мезозойського (Західно-Сибірська, Передкавказька, Аравійська тощо), палеозойського (Волго-Уральська, провінції Північно-Американської платформи тощо), венд-кембрійського (Східно-Сибірська, Балтійська).

Відомі також морські нафтогазоносні провінції (наприклад, Північноморська).

У межах окремих нафтогазоносних провінцій виділяють нафтогазоносні області, тобто території, що пов'язані з одним великим структурним елементом (склепіння, западина тощо), а також райони, зони, родовища.

На території України розташовані три нафтогазоносні провінції: Карпатська, Дніпровсько-Донецька і Кримсько-причорноморська.

25.4.

Рациональне використання мінеральних ресурсів

Щороку з надр Землі добувають понад 100 млрд т різноманітних руд, горючих копалин, будівельних матеріалів та інших видів мінеральної сировини. Принагідно під час видобутку корисних копалин переробляють і так звані пусті породи, які залишаються на місці розробок. За прогнозами вчених в недалекому майбутньому потреба в різних видах сировини досягне 500...600 млрд т на рік.

Господарська діяльність людини набула глобального характеру і стала сумірною з геологічними процесами, які беруть участь у формуванні ландшафтів Землі. Тривале споживацьке ставлення до природи призвело до різкого скорочення запасів багатьох видів мінеральної сировини, посилення негативного впливу техногенних процесів на довкілля. Порушення природного середовища під час розвідки та експлуатації родовищ корисних копалин зумови-

надання особливої актуальності питанням раціонального використання природних багатств і охорони надр.

Охорона надр — це комплекс заходів, який передбачає:

- забезпечення повного і комплексного геологічного вивчення надр;
- найповніше вилучення з надр і раціональне використання запасів як основних, так і супутніх корисних копалин, а також компонентів, що містяться в них і мають промислове значення;
- недопускання самовільного користування надрами;
- недопускання шкідливого впливу робіт, які виконуються під час розробки надр, на збереженість запасів тих чи інших корисних копалин або на погіршення їхньої якості;
- охорону родовищ від затоплення, обводнення, забруднення та забудовування площ залягання корисних копалин;
- охорону заповідників, пам'яток природи і культури від шкідливого впливу робіт, пов'язаних із користуванням надрами*.

Поряд із поняттям *моніторингу*, широко вживаним у географії, використовують також термін *літомоніторинг*, який означає контроль, оцінку стану і прогноз зміни геологічних, гідрогеологічних та інженерно-геологічних умов під дією техногенних чинників. Своєчасне фіксування навіть незначних змін на поверхні Землі та в її надрах дасть змогу прогнозувати події і за необхідності не допускати негативних наслідків господарської діяльності. Літомоніторинг передбачає створення спостережних пунктів та експериментальних полігонів для вивчення поверхневих геологічних процесів і режиму ґрунтових вод. Такими спостережними пунктами мають бути природні заповідники зі збереженими еталонами не порушеної літосфери, експериментальні ж полігони правитимуть за базу для відпрацювання охоронних заходів. Подібний полігон уже діє в Криму.

Геологи, проектувальники й будівельники мають оцінювати кожне родовище як комплекс корисних копалин. справді, поряд із основною сировиною (вугіллям, заліз-

* Правові основи користування надрами визначаються Кодексом України про надра, прийнятим Верховною Радою України (липень 1994 р.).

ними, мідними рудами тощо) всі складові речовини (як у рудному тілі, так і в розкритих та вмісних породах) можуть бути корисними для народного господарства. Адже супутні компоненти (будівельні, хімічні тощо) за вартістю часто рівноцінні основній корисній копалині. Водночас розкриті та вмісні породи часто вважають відходами гірничодобувних підприємств і їх здебільшого складають у відвали. Площі під відвалами бувають набагато більшими, ніж площі кар'єрних розробок. За деякими оцінками, при видобуванні корисних копалин щороку на поверхню Землі виймають 150 млрд т так званих "пустих" порід. На початку XXI ст. загальна кількість піднятих на поверхню порід зросте у 4...6 разів. Із цієї величезної маси реалізується у вигляді продукції не більше як 5 %. Це демонструє потенційні можливості добувної промисловості в разі комплексної експлуатації родовищ.

За рахунок комплексної розробки покладів в Україні виготовляють вапнякові добрива, формувальні матеріали для лиття, шляховий і будівельний щебінь, цеглу тощо. В разі комплексної оцінки деякі родовища, що раніше вважались непромисловими, переводять в економічно рентабельні, оскільки вони містять певні дефіцитні для України супутні компоненти — апатити, фосфорити, боксити.

Однак повною мірою використовувати відвали як сировинні ресурси при сучасному рівні розвитку науки і виробництва неможливо, тому площі під відвалами, як і всі землі, порушені гірничими роботами, треба рекультивувати.

Рекультивация — це повернення земельних ділянок у той стан, коли їх можна використовувати в сільському господарстві або для лісових насаджень, будівництва чи створення зон відпочинку. Іноді — це створення штучних ландшафтів, які гармонійно доповнюють природні. Розрізняють гірничотехнічну та біологічну рекультивацию.

Гірничотехнічна рекультивация — це гасіння териконів, формування плоских відвалів, виположування схилів, згладжування терас, засипання понижень. Вирівняні ділянки вкривають шаром глинистих порід чи лесом, супіском і власне ґрунтом. Гумусовий горизонт ще до початку гірничих робіт зрізають і зберігають у спеціальних відвалах.

Біологічна рекультивация охоплює заходи щодо оновлення ґрунту або створення на породних відвалах умов,

що забезпечують їх родючість. Для цього добирають найвитриваліші види рослин і створюють стійкі біоценози.

Однією з основних вимог до розробки родовищ корисних копалин є застосування найраціональніших та ефективніших методів вилучення сировини з надр. Річ у тім що через не досить досконалі методи видобування частка розвіданих запасів корисних копалин залишається в забоях і кар'єрах. Серед них — кам'яне і буре вугілля, залізні руди, калійні солі та інші види сировини. Боротьба за зменшення цих втрат є важливою ланкою охорони надр. Цьому сприяють такі заходи, як удосконалення організації робіт, впровадження нових технологій видобутку.

Скажімо, за розробки нафтових родовищ велика кількість нафти лишається в надрах. Застосування нових фізико-хімічних і теплових методів підтримування пластового тиску під час експлуатації нафтових родовищ дало змогу збільшити видобуток нафти на 10...25 %. Здійснюють також вторинне добування нафти на старих, відпрацьованих родовищах за допомогою обводнення, нагнітання газу, пари, теплових методів впливу на шіасть (вогневе витиснення нафти) тощо.

Більшість видів мінеральної сировини багатокомпонентні. Це, зокрема, руди чорних і кольорових металів, нафта, газ, вугілля, горючі сланці, солі тощо. Іноді трапляється, що загальна цінність супутніх елементів перевищує вартість основної сировини. Повнота вилучення супутніх компонентів визначає ступінь комплексності використання даної сировини.

Прикладом комплексного використання сировини є утилізація супутнього нафтового газу. Відомо, що з кожною тонною нафти добувають до 150, а іноді і до 200 м³ нафтового газу — цінної енергохімічної сировини. Донедавна утилізація супутнього газу не перевищувала 65 %, велика кількість його спалювалась у факелах. Нині на окремих нафтопромислах України утилізацію газу доведено до 92...93 %.

Унікальні за складом і кількістю солей розсоли Сиваської затоки. Комплексна переробка ропи Сиваша дає змогу добувати оксид магнію та його солі, бром, кухонну сіль тощо.

Ще один приклад можливості комплексного використання — менілітові (бітумінозні) сланці Карпат. Запаси їх

майже необмежені. Окрім безпосереднього використання як низькосортної енергетичної сировини, можна також переробляти їх для одержання різноманітних будівельних матеріалів (керамзиту, щебеню, кам'яного литва, асфальтобетону, сланцевої смоли тощо).

Із сірчаних руд Прикарпаття принагідно можна вилучати целестин — сировину для стронцію.

Довгополуменеві типи донецького вугілля можуть бути джерелом германію, германієносні типи — це також окремі вугільні пласти південної частини Львівсько-Волинського басейну. Крім того, у Львівсько-Волинському басейні цінною енергетичною й хімічною сировиною є сапропеліти, які залягають разом із гумусовим вугіллям і після видобутку останнього залишаються в надрах.

І, нарешті, ще одним, дуже важливим аспектом охорони надр є виявлення, реєстрація та охорона геологічно цінних об'єктів, еталонів літосфери.

Нагляд за основними вимогами щодо охорони надр, комплексної розробки родовищ, охороною навколишнього середовища при експлуатації родовищ корисних копалин здійснює Держтехнаглядохоронпраці, Міністерство екології та природних ресурсів, місцеві Ради та органи виконавчої влади у межах своєї компетенції.

Контрольні запитання й завдання

1. Що називається корисною копалиною? 2. Що таке руда? 3. Які Ви знаєте типи корисних копалин? 4. Що таке родовище корисних копалин? 5. Як Ви розумієте поняття "кондиції"? 6. Що таке запаси корисних копалин та як поділяються родовища за запасами? 7. Які Ви знаєте категорії запасів? 8. Які серії та групи родовищ виділяються в генетичній класифікації В. І. Смирнова? 9. Як Ви розумієте металогенічні провінції та металогенічні пояси? 10. Назвіть основні вимоги щодо охорони надр. 11. Як Ви розумієте поняття "літомоніторинг"? 12. Що таке рекультивация земель? 13. Що Ви розумієте під раціональним використанням мінеральних ресурсів?

Глава 26

МЕТОДИ ПОШУКІВ ТА РОЗВІДКИ

РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

26.1.

Стадії геологорозвідувальних робіт на тверді корисні копалини

Перш ніж розробляти родовища корисних копалин, їх треба знайти, оцінити, підрахувати запаси мінеральної сировини в них. Цей процес передбачає цілий комплекс різноманітних пошукових і геологорозвідувальних робіт від регіональних геологозйомочних і геофізичних у масштабах 1:1 000 000 — 1:500 000, які охоплюють великі площі металогенічних провінцій (зон), до пошуково-оцінювальних, які виконуються на локальних площах конкретних рудопроявів або родовищ.

На підставі багаторічного досвіду виробничих організацій геологорозвідувальні роботи на тверді корисні копалини поділяють на чотири стадії:

- регіональні геологозйомочні і геофізичні роботи;
- загальні пошуки;
- детальні пошуки;
- пошуково-оцінювальні і розвідувальні роботи.

Кожна з цих стадій має: предмет досліджень, методи, завдання та кінцеву мету. Загальний напрям пошуків родовищ теоретично обґрунтовує наука: вона вказує, в яких районах, серед яких гірських порід і за якими ознаками слід шукати скупчення корисних копалин. Під час пошуків родовищ у конкретному районі велику допомогу геологові надає *геологічна карта*, яка містить дані щодо гірських порід, їхнього віку в тому чи іншому місці, умов їхнього залягання тощо. Карту складають за даними обстежень *відслонень*, тобто виходів на поверхню корінних порід (наприклад, в ярах, ущелинах, на крутих гірських схилах), і так званих опорних свердловин, за допомогою яких отримують зразки гірських порід з глибини в десятки, сотні й тисячі метрів.

Крім основних геологічних карт, складають *спеціальні прогнозні карти*. На них нанесено всі, навіть найменші знахідки корисних копалин, а також різні опосередковані

дані, які можуть вказати на місця скупчення рудних багатств. З аналізу прогнозної карти дістають інформацію про перспективніші для пошуків руд райони, в яких здійснюють детальні пошукові роботи.

Шукаючи корисні копалини, звертають увагу на форми рельєфу, характер рослинності, зміну кольору ґрунту тощо. Треба добре знати пошукові ознаки того чи іншого виду корисних копалин, нагромаджені багатьма поколіннями розвідників надр або визначені наукою. Наприклад, за парагенетичними асоціаціями та за одним мінералом можна знайти інші. Часто на рудних родовищах змінюється забарвлення гірських порід під дією гарячих мінералізованих розчинів, які циркулюють по тріщинах у земній корі. Деякі рудні тіла змінюють своє забарвлення внаслідок вивітрювання. Все це треба враховувати.

На особливу увагу заслуговують давні гірничі виробки. На місця залягання корисних копалин часто вказують старі назви населених пунктів (наприклад, Рудня, Гута тощо).

26.2.

Спеціальні пошукові методи

Суть *геологічних методів* полягає в тому, що пошуки руд здійснюють через уважне обстеження уламків гірських порід, які нагромаджуються в руслах і на берегах річок та схилах гір, оскільки, руйнуючись разом із гірськими породами, шматочки руди розсипаються на схилах, зносяться в ріки і переміщуються по дну на великі відстані. Пошуки руд за уламками в руслах річок називають *уламково-річковим методом*. Його застосовують у тому разі, коли в руслі річки і на схилах гір трапляються уламки у вигляді більш-менш великих шматків. Якщо ж уламки рудних мінералів дуже дрібні, розсіяні в піску, то використовують так званий *шліховий метод*. Суть його полягає в тому, що в спеціальний лоток, схожий на корито, набирають із річища пухкий осадок і промивають його водою. Під час промивання легкі мінерали виносяться водою, а важкі рудні залишаються на дні. Серед них можуть бути золото, платина, мінерали олова, титану, вольфраму та інших елементів. Іноді трапляються алмази.

Зазначені методи використовують лише для пошуків хімічно стійких і твердих мінералів. Мінерали м'які або легко розчинні, потрапляючи в бурхливу гірську річку, розчиняються або розтираються в порошок. У цьому разі використовують *геохімічні і біохімічні методи пошуків*. Зокрема, здійснюють хімічний аналіз підземних вод, аби виявити в них ті чи інші метали. Висока концентрація їх у розчині може вказувати на те, що десь поблизу в породах є скупчення цих металів. З такою самою метою здійснюють хімічний аналіз зразків гірських порід.

Крім хімічного аналізу, для визначення хімічного складу зразків широко використовують *метод спектрального аналізу*. Для цього зразок породи розтирають у порошок та спалюють у полум'ї вольтової дуги спеціального приладу — спектрографа. За лініями спектра визначають, які хімічні елементи містить досліджувана порода та в якій кількості. Цей метод хоч і менш точний, але дає змогу швидше дістати результати.

Від покладів вугілля, нафти й природних газів, що глибоко залягають, по тріщинах до поверхні Землі часто піднімаються вуглеводневі газові сполуки, які нагромаджуються в ґрунті. Інколи гази скупчуються і над родовищами деяких металів (наприклад, над ртутними родовищами концентруються ртутні гази, над урановими — газ радон). Їх виявляють за допомогою спеціальних приладів і наносять на карту місця виявлення підвищеного вмісту того чи іншого газу.

Вбираючи воду з ґрунту разом із розчиненими в ній мінеральними речовинами, рослини концентрують у собі різні хімічні елементи. Зібравши за певною схемою проби листя, кори дерев чи трав'яних рослин, спаливши їх і здійснивши хімічний або спектральний аналіз золи, можна виявити ділянки з підвищеним вмістом того чи іншого металу.

Крім того, окремі рослини розвиваються на ґрунтах з підвищеним вмістом певних хімічних елементів. І навпаки, певні види рослин над родовищами не ростуть, хоча в Даному районі вони поширені. Рослини, за якими можна судити про підвищений вміст будь-яких речовин, називають *індикаторами*. Відомі індикатори міді, цинку, свинцю тощо.

Геофізичні методи пошуків ґрунтуються на вивченні фізичних властивостей гірських порід. Найважливішими

з цих методів є магнітометричний, гравіметричний, електрометричний, сейсмометричний і радіометричний.

Магнітометричний метод пошуків ґрунтується на вивченні магнітних властивостей порід за допомогою приладів аеромагнітометрів. Цей метод застосовують для пошуку тих порід, які мають сильні магнітні властивості (наприклад, залізних руд).

Гравіметричний метод базується на вимірюванні зміни прискорення сили тяжіння в різних точках Землі. Сила тяжіння діє на Землі всюди, але значення її неоднакове. Чим важчий предмет, тим сильніше він до себе притягує. Руди металів переважно важчі, ніж звичайні гірські породи, які їх оточують. Відповідно вони притягують до себе сильніше, ніж ці породи. Отже, за зміною сили притягування можна шукати родовища металів. Для цього створено спеціальний прилад, який визначає силу ваги, — гравітаційний варіометр.

Електрометричний метод пошуків заснований на вимірюванні електропровідності гірських порід. Руди багатьох металів кращі електропровідники, ніж оточуючі їх гірські породи (граніти, мармури, глини, піски тощо), тому можна припустити, що на ділянках, де сила струму фіксується більшою, залягає руда. Отже, в цих місцях можна вести пошуки руди за допомогою надійніших методів.

Сейсмометричний метод пошуків заснований на різній швидкості проходження сейсмічних хвиль у породах різної щільності. Для цього використовують штучні землетруси, спричинені вибухами в заданих точках. Від місця вибуху сейсмічні хвилі поширюються гірськими породами вглиб доти, доки не зустрінуть щільніші породи іншого складу. В цьому разі частина хвиль, заломившись, прямує далі вглиб, а частина відіб'ється від межі цих порід і надійде до поверхні землі, де і фіксується чутливими приладами — сейсмографами. Визначивши час проходження цих хвиль, можна обчислити, на якій глибині і від порід якої щільності вони відбилися. За допомогою сейсмічного методу відкрито цілу низку родовищ нафти і деякі родовища інших корисних копалин.

Радіометричний метод застосовують для пошуків радіоактивних руд, які випромінюють дуже активні гама-промені. Їх виявляють спеціальні прилади — радіометри, які реєструють удари цих частинок і подають про них сигнали.

В останні десятиріччя для прогнозу і пошуків корис-

них копалин широко використовують матеріали дистанційного зондування. Космічні засоби допомагають ефективніше прогнозувати і відшукувати нові родовища нафти газу, підземних вод та руд різних металів. Найбільший ефект дає застосування космічних методів у комплексі з іншими способами індикації територій, сприятливих відносно до тих чи інших корисних копалин. Насамперед йдеться про комплексний аналіз та пошук перспективних геологічних структур і формацій.

26.3.

Пошуково-розвідувальні роботи

На ділянках, де виявлено ознаки корисних копалин, здійснюють пошуково-розвідувальні роботи. Якщо вони підтвердили наявність значних скупчень цих копалин, то розпочинають наступний етап робіт — **розвідку**.

Розвідка необхідна для того, щоб визначити форму і розміри рудних тіл, вміст у них корисних копалин, розподіл рудних мінералів, підрахувати середній вміст корисних компонентів і загальні запаси, тобто загальну масу (в тоннах або кілограмах) кожного металу в родовищі.

Розвідкові роботи починають зі складання детальної геологічної карти родовища. Потім здійснюють гірничі роботи і буріння розвідкових свердловин.

Якщо рудні тіла розташовані близько до поверхні і покриті лише тонким шаром наносних порід і ґрунту, то копають на певній відстані одна від одної канали завглибшки 1...3 м, іноді й більше; якщо товщина наносів становить 5... 10 м і більше (до 30...40 м), то копають вертикальні виробки прямокутної форми — **шурфи**.

Розвідка глибших горизонтів рудних тіл здійснюється за допомогою великих вертикальних виробок — шахт. Якщо рудне тіло розташоване на крутому схилі, то його розвідують за допомогою горизонтальної гірничої виробки, яка має вихід на поверхню, — **штольні**.

Для розвідки найглибших частин родовищ використовують переважно буріння свердловин спеціальною (колонковою) трубою з коронкою, зміцненою на кінці алмазами або твердими сплавами. Обертаючись, труба поступово заглиблюється в породи, а всередині труби залишається круглий стовпчик породи — **кери**. За ним визначають, які

породи є на тій чи іншій глибині, вміст у них корисних компонентів тощо. На рудних родовищах свердловини бурять до глибини 1000 м і більше. В разі розвідки нафтових і газових родовищ вони досягають 3...4 км і більше.

На підставі проведених досліджень обчислюють запаси мінеральної сировини в родовищі і вирішують питання про можливість і способи його розробки.

Контрольні запитання й завдання

1. Які Ви знаєте стадії геологорозвідувальних робіт на тверді корисні копалини? 2. У чому полягає суть геологічних методів пошуків корисних копалин? 3. Назвіть геофізичні методи пошуків корисних копалин. У чому їх суть? 4. Для чого здійснюють розвідку родовищ корисних копалин і в чому її суть?

Глава 27 ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

27.1. Тектонічне районування території

В основу виділення великих геологічних регіонів (тектонічного районування) покладено *принцип районування за часом прояву головної чи завершальної складчастості*, після чого регіон припиняє свій геосинклінальний розвиток. За цим принципом у межах України виділяють давню Східно-європейську платформу із добайкальською складчастою основою, молодшу Західно-Європейську платформу із байкальським та каледонським фундаментом, молодшу Скіфську платформу з герцинським фундаментом, а також складчасті споруди, що облямовують платформи — Карпати, гірський Крим, Донбас, Чорноморську глибоководну западину (рис. 61). Наведена схема тектонічного районування України, складена в 1988 р. колективом авторів (С. С. Кружлов, А. К. Ципко, Ю. А. Арсірій та ін.), дещо відрізняється від класичної схеми (1976 р.) В. Г. Бондарчука.

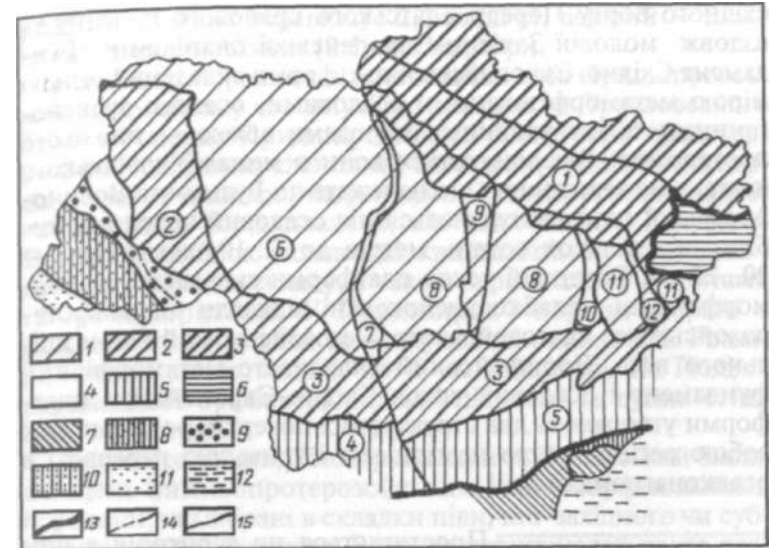


Рис. 61. Схема тектонічного районування України:
Платформені області: 1-3— Східно-Європейська (1— Український щит; 2— Руська плита; 3— Волино-Азовська плита); 4— Західно-Європейська; 5— Скіфська; складчасті споруди: 6— Донбас; 7— Гірський Крим; 8— східне продовження Гірського Криму; 9— Передкарпатський прогин; 10— Карпати; 11— Закарпатський прогин; 12— Чорноморська глибоководна западина; 13, 14, 15— межі платформених і складчастих областей, блоків щита.
Цифри в кружечках: 1— Дніпровсько-Донецький авлакоген; 2-3— Волино-Азовська плита; 4-5— Скіфська плита; 6-12— блоки і шовні зони Українського щита (блоки: 6— Волино-Подільський; 8— Центрально-Український; 11— Приазовський)

27.2. Великі геологічні регіони України

Східно-Європейська платформа Значна частина України (див. рис. 61) розташовується в межах південно-західного сектора дорифейської Східно-Європейської платформи. На півдні України Східно-Європейська платформа межує із розташованою в північній частині Середземноморського складчастого поясу молодшою Скіфською платформою, яка охоплює рівнинний Крим. Межа проходить від гирла Дунаю через північно-західну частину Чорного моря, Перекопський перешийок і північну частину Азовського моря. На заході України межу платформи проведено вздовж північно-

східного борту Передкарпатського крайового прогину та вздовж молоді Західно-Європейської платформи. Фундамент Східно-Європейської платформи складений різною мірою метаморфізованими осадовими, осадово-вулканогенними та інтрузивними породами архею — нижнього протерозою. Відслонюються вони в межах Українського щита, а на територіях, що належать до Руської та Волино-Азовської плит, занурюються під осадовий чохол на глибину від кількох сотень метрів до 5...10, а місцями — 20...22 км. Осадовий чохол платформи складають неметаморфізовані і слабко дислоковані відклади пізньопротерозойського, палеозойського, мезозойського й кайнозойського віку. Дорифейський складчасто-метаморфічний фундамент і осадовий чохол Східно-Європейської платформи утворюють два структурних поверхи, розділені між собою регіональною незгідністю і тривалою перервою в осадконагромадженні.

Український щит Простягається ця територія з північного заходу на південний схід від Рівненської області до Азовського моря на відстань понад 1000 км. Найбільша ширина між Дніпром і Дністром становить 250 км, а загальна площа перевищує 250 тис. км². Щит обмежений на півночі та північному сході Прип'ятським прогином та Дніпровсько-Донецькою западиною, на південному сході — Донецькою складчастою спорудою, на півдні й заході — Волино-Азовською плитою. Суміжні із щитом блоки фундаменту опущені по серії східчастих скидів на значні глибини і перекриті осадовими та вулканогенними утвореннями — фанерозою. Зауважимо, що глибина ерозійного зрізу на щиті різна — в одних місцях на поверхні відслонюються найдавніші породи, в інших спостерігається сформована в мезо-кайнозойській час потужна кора вивітрювання давніх осадків та осадовий чохол (піски, глини, вапняки) палеогену і неогену (нечасто — юри та крейди), а також алювіальні та делювіальні відклади антропогену.

Нині структуру Українського щита уявляють двоярусною, складчасто-блоковою. Виділяють шість великих мегаблоків (Волинський, Подільський, Білоцерківський, Кіровоградський, Придніпровський і Приазовський), розділених складно побудованими міжблоковими зонами. Нижній ярус складений найдавнішими архейськими по-

родами, вік яких перевищує 2,6 млрд р., верхній — нижньопротерозойськими (2,6... 1,9 млрд р.).

Архейські породи складають майже весь Придніпровський блок і значну частину Подільського та Приазовського блоків. У межах Придніпровського блоку вони представлені амфіболітами, сланцями, гнейсами, гранітами, перидотитами та іншими утвореннями. Тут встановлені одні із найдавніших порід планети, вік яких сягає 3,7 млрд р. Подільський блок складений кристалічними сланцями і гнейсами різного складу, а також чарнокітами, діоритами та гранодіоритами. У Придніпров'ї породи зібрані в своєрідні куполи, вали та міжкупольні синклінали. Розміри куполів сягають від 20 до 40 км у діаметрі. На Поділлі переважають брахіантиклінальні підняття та вузькі стиснені синклінали.

Кіровоградський, Білоцерківський та Волинський блоки складені нижньопротерозойськими метаморфізованими породами, які зібрані в складки північно-західного чи субширотного простягання. В ядрах антикліналей часто розміщуються масиви гранітів та мігматитів, в осьових частинах синкліналей — гнейси і кристалічні сланці. В межах Волинського блоку відомий Коростенський, а в Кіровоградського — Корсунь — Новомірогородський плутони, складені гранітоїдами з віком від 1,7 до 1,2 млрд р.

Геосинклінальний режим території охоплював архей та ранній протерозой, а починаючи з пізнього протерозою щит перебував у платформеному режимі.

З нижньопротерозойськими метаморфічними породами щита пов'язані великі поклади залізних руд — Криворізький залізорудний басейн та Кременчуцький залізорудний район з кайнозойськими відкладами осадового чохла — родовища бурого вугілля та марганцю — Дніпровський басейн та Нікопольський басейн.

Дніпровсько-донецька западина Ця територія відповідає українській частині Руської плити і розміщена на Лівобережній Україні. Розмір її становить приблизно 250x500 км². На півночі вона обмежена Воронежською антеклізою, на півдні — Українським Щитом, на південному сході — складчастими спорудами Донбасу і на північному заході — Прип'ятським прогином. Западина є двоповерховою структурою. Нижній структурний поверх — пізньодевонський рифт, верхній — накла-

дена на нього синекліза. Дніпровсько-Донецький рифт по поверхні докембрійського фундаменту має ширину від 65 км західніше м. Чернігова до 140 км по меридіану м. Полтави. В межах рифту виділяють Прип'ятську западину (на території Білорусі) та Дніпровську западину (на території України), між ними — Брагінсько-Чернігівську сідловину. Остання складена з двох поперечних піднять, розділених досить глибокою Деснянською западиною. Брагінсько-Чернігівську сідловину можна вважати горстом, який східчасто зчленовується із сусідніми грабенами (Прип'ятським і Дніпровським). Дніпровська западина загальною протяжністю до 400 км має глибину від 5... 10 км у західній частині до 15... 17 км у східній.

Дніпровсько-Донецьку западину вповнюють кілька структурно-стратиграфічних комплексів порід, розділених структурними незгідностями. Девонський та кам'яновугільно-нижньопермський комплекси (пісковики, аргіліти, вапняки, доломіти, кам'яна сіль, мергелі, ефузивні породи) загальною потужністю від 5 км на заході до 10 км на сході вповнюють рифтову зону, середньокам'яновугільні та частково нижньокам'яновугільні породи (пісковики аргіліти, вапняки, доломіти) вкривають бортові зони. Верхньопермсько-мезозойський та кайнозойський комплекси загальною потужністю 1...3 км (піски, глини, крейда, мергелі) залягають повсюдно, перекриваючи осадові породи рифта і кристалічний фундамент на бортах западини і формуючи плоску та широку (300...400 км) депресію, накладену на рифт — Українську синеклізу.

Із відкладами Дніпровсько-Донецької западини генетично пов'язані великі поклади кам'яного вугілля, солі, нафти і газу (Дніпровсько-Донецька нафтогазоносна область), будівельних матеріалів.

Волино-Азовська платформа На схемі тектонічного районування України (див. рис. 61) ця територія виділяється як єдина структура, розташована на південно-західній околиці Східно-Європейської платформи. На півдні вона межує зі Скіфською платою, на південному заході — із фрагментом Західно-Європейської платформи, на півночі Ратненським горстом відділяється від Брестської западини, на сході контактує із Українським щитом. У зв'язку з певними відмінностями в геологічній будові південно-західної окраїни

платформи (відомої також як Волино-Подільська плита) та південної окраїни (відомої як Причорноморська западина) розглянемо їх окремо.

Волино-Подільська плита Ця територія поділяється на геоструктурні райони: західний схил Українського щита, Львівський прогин та Поліський, чи Ковельсько-Ратненський виступ фундаменту. Плита має двоярусну (двоповерхову) будову. Нижній структурний поверх — фундамент, складений метаморфічними та магматичними породами архей — середньопротерозойського віку. Верхній структурний поверх — осадовий чохол, тобто породи верхньопротерозойсько-фанерозойського віку.

Поверхня фундаменту плити полого занурюється за системою східчастих скидів меридіонального та субмеридіонального простягання на захід та південний захід від Українського щита, поступово перекриваючись все молодшими комплексами осадових відкладів. Глибина залягання фундаменту змінюється від десятків та сотень метрів на північному сході до 5000...6000 м на південному заході. Структура фундаменту є блоковою.

Осадовий чохол плити формувався протягом дуже тривалого часу й тому представлений потужною товщею осадків. Нижню частину його складають теригенні відклади рифею (поліська серія) потужністю 600...900 м, осадово-ефузивний комплекс венду (волинська та валдайська серії) потужністю 300...600 м та переважно карбонатні породи нижнього палеозою (кембрій, ордовик, силур) потужністю 500...2000 м. Девонські та кам'яновугільні осадки (пісковики, аргіліти, алеволіти, вапняки, кам'яне вугілля) загальною потужністю до 3000 м, а також теригенно-карбонатні відклади нижньої юри (до 300 м) переважно вповнюють Львівський палеозойський прогин. Карбонатні породи крейдової системи (вапняки, мергелі, крейда) потужністю в декілька сотень метрів майже суцільним чохлам перекривають відклади рифею — нижньої юри. Палеогенові відклади не відіграють суттєвої ролі в осадовому чохла плити — вони відомі лише на крайній півночі та північному сході території. Неогенова система, представлена вапняками, пісками, пісковиками, гіпсами потужністю 25... 120 м, має значне поширення. Неогеновий вік мають, зокрема, такі унікальні утворення природи Поділля, як Подільські Товтри

(викопний риф, складений органогенними вапняками) та найбільші в світі гіпсові печери.

Антропогенові відклади (льодовикові, флювіогляціальні річкові, озерно-болотні тощо) покривають територію Волино-Поділля чохла невеликої потужності (до 50 м).

З породами осадового чохла плити пов'язані переважно родовища будівельних матеріалів, а також кам'яного вугілля, торфу. Виявлено два газових родовища і здійснюються подальші пошуки нафти й газу.

Причорноморська западина

Розглянемо цей район лише як південну окраїну Східно-Європейської платформи, хоча деякі вчені поширюють її й на територію Скіфської плити. Отже, північною межею її є Український щит, на півдні вона межує із Скіфською плитою по глибинному розлому вздовж осевої зони так званої Причорноморської групи прогинів (Переддобруджинського, Каркінітсько-Північно-Кримського і Північно-Азовського). За структурою це — монокліналь (Південно-Українська монокліналь), верхньопротерозойський фундамент якої і осадові утворення мезокайнозойського віку занурюються в південному напрямку. За цих умов потужність осадового покриву поступово зростає і біля затоки Сиваш досягає 3000 і більше метрів. Прогини, розташовані на межі зі Скіфською платформою, уявляються як сформовані в мезозої субширотні грабени та депресії, заповнені переважно юрськими та нижньокрейдовими породами, і захоронені під молодими осадами кайнозою. З прогинами пов'язані промислові родовища природного газу, кам'яної солі, мінеральних вод і будівельних матеріалів.

Скіфська молода платформа охоплює територію рівнинного Криму, прилеглу до неї частину шельфу Чорного моря та більшу частину Азовського моря. Південна межа її відповідає системі розломів вздовж північного схилу Кримських гір.

Фундамент плити, на думку більшості дослідників, гетерогенний, складений трьома структурно-формаційними комплексами: байкальським, герцинським і кіммерійським. Герцинський орогенез, очевидно, був основним, за цих умов і сформувалися головні ознаки фундаменту плити. Кіммерійський комплекс (тріас-юрські породи) виповнює вузькі, протяжні субширотні прогини, накладені на більш

давні складчасті комплекси. Платформений чохла плити представлено породами від нижньої крейди до антропогену. Нижня крейда досягає потужності 2500 м і складає теригенно-глинистими породами, верхня крейда — еоцен представлені типовою карбонатною формацією (3000...4500 м), відклади олігоцену, міоцену та антропогену переважно глинисті, строкатоколірно-карбонатні.

У структурі плити виділяють Центральнокримське підняття, Азовський вал, Альминську западину.

З відкладами осадового чохла плити пов'язані родовища горючого газу, залізних руд, кам'яної солі, мінеральних вод, будівельних матеріалів.

Західно-європейська платформа

На території України розташований лише невеликий фрагмент молоді Західно-Європейської платформи, який вклинюється між Східно-Європейською платформою та альпійською структурою Карпат на крайньому північному заході. У складі молоді платформи виділяють у межах України чотири тектонічні зони: епібайкальську Розтоцьку зону, Лежайський епібайкальський масив та складчасті зони — Кохановську і Рава-Руську. На карті показано лише північно-західну частину Рава-Руської зони та Розтоцьку зону, а інші тектонічні масиви перекриті утвореннями Передкарпатського крайового прогину та Карпат.

У межах Розтоцької зони фундамент опущений на глибину 7...11 км і сформований складчастим комплексом рифею. Платформений чохла складають осадово-ефузивні утворення венду (понад 500 м), теригенні породи кембрію (1200...1700 м), теригенно-карбонатні та вугленосні відклади верхнього девону і карбону (до 2500 м), юрські та крейдові теригенно-карбонатні формації (1200...1400 м). У цілому ж Розтоцьку зону розглядають як блок байкалід, що нарощує Волино-Подільську окраїну давньої платформи. Вік консолідації фундаменту Рава-Руської зони визначають як каледонський.

Донецький басейн

Донецька складчаста споруда на північному заході обмежена Дніпровсько-Донецькою западиною, на півночі — Воронежським масивом, на південному заході — Українським щитом, на південному сході виходить за межі

України. Дехто з дослідників розуміє складчастий Донбас як внутріплатформений грабеноподібний прогин, закладений у пізньому протерозої на добайкальській основі і деформований герцинською складчастістю. Існують й інші погляди на природу Донбасу.

У будові складчастого Донбасу спостерігають чітку зональність. Центральна зона великих лінійних складок поділяє регіон на дві майже рівні частини: північну та південну зони дрібних складок. У Центральній зоні виділяють Головний антиклінал Донбасу, Головну та Південну синклінали. Складки орієнтовані з північного заходу на південний схід. У багатьох місцях вони розірвані й окремі їхні частини зміщені по площині розлому. Поперечним Ровеньківським підняттям Головна синкліналь розділяється на Боково-Хрустальську та Довжансько-Садкинську мульди, а Південна — на Чистяківську та Несвітаївсько-Шахтинську улоговини. Характерною особливістю будови північної і південної зон дрібної складчастості є асиметричні поперечні складки, що на значній відстані переходять у флексури.

У геологічній будові Донбасу є породи від докембрію до кайнозою. Складчасті породи палеозою залягають на кристалічному докембрійському фундаменті, поверхня якого опущена на великі глибини (глибина окремих депресій досягає 20...24 км). Розріз палеозою починається з девону (пісковики, аргіліти, вапняки, гіпси, ангідрити, ефузивні породи), який залягає в центральній і південно-західній зоні прогину і досягає потужності 3500 м. Відклади кам'яновугільної системи становлять основну масу осадової товщі Донбасу, розріз вирізняється виключною повнотою і надзвичайно великою потужністю (15000... 18000 м), у зв'язку з чим його можна розглядати як еталонний для цього віку. Карбон у Донбасі представлений трьома відділами, проте здебільшого це — осадки середнього і верхнього карбону — нескінченне одноманітне перешарування аргілітів, алевролітів, пісковиків з підпорядкованою кількістю пластів та пропластків кам'яного вугілля і вапняків. Налічується до 300 прошарків вугілля. Пермські відклади поширені переважно на північному заході території, в Бахмутській котловині. Це глини, аргіліти, алевроліти, гіпси, кам'яна сіль загальною потужністю до 3000 м. Мезозойські породи залягають по периферії Донбасу: тріасові пісковики та глини потужністю 200...300 м, юрські

глини, пісковики, алевроліти (300...400 м), крейдові осадки (писальна крейда, мергелі, піски, пісковики, конгломерати загальною потужністю до 600 м). Палеогенові та неогенові породи мають обмежене поширення, а відклади антропогену утворюють майже суцільний покрив (лесо-видні сулинки, піски, супіски), потужність становить іноді до 20...30 м.

Основні корисні копалини Донбасу: кам'яне вугілля, ртуть, крейда, вогнетривкі глини, будівельні матеріали, кам'яна сіль.

Карпати

Карпатська складчаста система, яка належить до Альпійської (чи Альпійсько-Гімалайської) області Середземноморського геосинклінального поясу в межах України, простягається на 270 км з північного заходу на південний схід уздовж західних кордонів країни. Вона містить Карпатську покривно-складчасту споруду, Передкарпатський та Закарпатський прогини.

Складчаста споруда Карпат сформована на докембрійському і палеозойському фундаментах, які залягають на глибинах 9... 15 км. Особливістю тектонічної будови її є широкий розвиток гребенеподібних антиклінальних і широких синклінальних складок, витягнутих у північно-західному напрямку на десятки кілометрів і перекинутих та насунутих у північно-східному напрямку в бік Передкарпатського прогину, який інколи частково перекритий насунутими покривами із складчастої зони. Покриви (чи скиби) групуються в структурно-фаціальні зони різних рангів. Виділяють такі великі структурно-фаціальні зони (з північного сходу на південний захід): Скибова, Кросненська, Дуклянська, Чорногорська, Магурська, Свидовецька тощо.

Всі тектонічні одиниці складчастих Карпат складені крейдово-палеогеновим флішем, давніші породи відомі лише на Закарпатті в районі м. Рахова. В цій місцевості відслонюються докембрійські та палеозойські відклади представлені гнейсами, кристалічними сланцями, мармурами, вапняками, доломітами (Мармароський масив). Тріасові та юрські відклади поширені по периферії Мармароського масиву і представлені вапняками, пісковиками, ефузивами. Площа поширення їх незначна. Крейдові та палеогенові породи потужністю 5...9 км утворюють флішову

формацію, тобто ритмічне перешарування кількох різновидів порід (пісковиків, алевролітів, аргілітів).

Неогенові відклади поширені в Передкарпатському та Закарпатському прогинах.

Передкарпатський прогин, розміщений між Карпатською складчастою спорудою і Волино-Подільською плитою, виповнений неогеновими моласами. Розрізняють нижні і верхні моласи. Внутрішня зона прогину складена повною серією молас, які залягають на фліші. Вони представлені піщано-глинистою соленосною товщею. З цією зоною пов'язані родовища нафти, кам'яної та калійної солей. До складу Зовнішньої зони прогину входять лише верхні моласи — піщано-глинисті товщі потужністю 1...4,5 км, що залягають на краю платформ. З ними пов'язані родовища газу і самородної сірки.

Закарпатський прогин по поверхні збігається з площею поширення неогенових та вулканогенних порід і простягається вздовж Карпат смугою завширшки 25...35 км. У ньому виділяють Чопсько-Мукачівську та Солотвинську западини і Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо. В будові прогину беруть участь неогенові моласи потужністю 2...3 км, які містять соленосну товщу. Вулканічне пасмо також формувалось у неогені і складене потужною товщею базальтів, андезитів, туфів, туфобрекчій тощо. Приурочене воно до зони глибинного Закарпатського розлому, який відповідає межі складчастих Карпат.

З породами прогину пов'язані родовища горючого газу (Солотвинське, Русько-Комарівське), кам'яної солі (Солотвинське), поліметалічних руд (Біганьське, Берегівське), бариту (Берегівське), ртуті (Вишківське), мармурів, мінеральних вод, цеолітів, туфів тощо.

Гірський Крим

Як і Карпати, цей регіон входить до складу Альпійсько-Гімалайської геосинклінальної складчастої області Середземноморського поясу. Мезокайнозойські породи, які складають цю гірську систему, утворюють три гірські пасма, витягнуті паралельно до Південного берега Криму. Найвищим є перше пасмо, яке утворює південне узбережжя.

У тектонічному розумінні Гірський Крим є мегантиклінорієм, південна частина якого опущена по розломах і занурена в Чорне море. Тому він має пологі північне кри-

ло і обривистий південний край. Північна межа мегантиклінорія простягається вздовж глибинного розлому і геоморфологічно збігається з Передгірним пасмом. Мегантиклінорій охоплює також південно-західну частину Керченського півострова. До складу мегантиклінорія входять дрібніші складчасто-брилові структури: антиклінорії (Качинський, Південнобережний, Туацький, Балаклавський), розділені прогинами чи синкліноріями (Південно-Західним, Східно-Кримським, Судацьким тощо).

Ядро мегантиклінорія складене інтенсивно дислокованими породами тріасу та юри. На північному крилі поширені крейдові та палеогенові породи, полого нахилені на захід та північний захід. Найдавніші породи верхнього тріасу—нижньої юри утворюють дуже потужну (понад 2500 м) товщу флішу, відому під назвою таврійської серії. Відклади серії складені ритмічним перешаруванням пісковиків, алевролітів, аргілітів, мергелів, вапняків, конгломератів. Породи середньої юри незгідно залягають на таврійських відкладах і дуже різноманітні за складом: в одних місцях це піщано-глинистий фліш, в інших — потужна товща лав базальтового складу та їхніх туфів. Серед порід середньої юри багато інтрузивних утворень: габродіабазів. Ними, зокрема, складені такі масиви, як Аюдаг, Кагель, Урагу, Чамни-Бурун тощо. Потужність середньої юри досягає 2000 м. Верхньоюрські породи відіграють важливу роль у будові першого південного пасма Кримських гір. Потужність їх досягає тут 4000...5000 м і складені вони глинами, пісковиками, мергелями, конгломератами, вапняками або вулканічними утвореннями. Верхньоюрськими вапняками складені всі найвищі вершини першого пасма, що круто обривається до Південного берега.

Породи нижньої та верхньої крейди складають друге пасмо Кримських гір та його передгір'я. Це пісковики, глини, вапняки, мергелі потужністю понад 1000 м, які полого спадають на північний захід.

Палеогенові відклади покривають північний схил другого пасма, підніжжя третього пасма і складені вапняками та мергелями загальною потужністю в декілька сотень метрів.

Неогенові породи найповніше представлені на Керченському півострові, покривають також третє пасмо. Ці породи різноманітні за складом — глини, піски, мергелі і

вапняки. Майкопська серія Керченського півострова (олігоцен — міоцен) складена одноманітною глинистою товщею і досягає потужності 3000 м.

Корисні копалини представлені переважно будівельними матеріалами: цементними мергелями, пиловими вапняками, глинами, гравієм, піском тощо.

Чорноморська глибоководна западина Ця територія - велика внутрішньоматерикова депресія, північна частина якої розташована на території України. Геофізичними дослідженнями встановлено, що в межах шельфу та континентального схилу продовжуються структури Східно-Європейської платформи, Скіфської плити та Гірського Криму. Внутрішня частина западини, тобто обширна абісальна рівнина, також за геофізичними даними, має двоярусну будову. Згори залягає дуже потужний осадовий шар (8... 10 км у східній частині котловини і 12... 15 км у західній), під яким розташований базальтовий шар з потужностями відповідно 14... 16 і 5...6 км. Отже, кора внутрішньої частини Чорноморської западини позбавлена "гранітного" шару і за будовою може класифікуватись як субокеанічна. Процеси опускання дна западини та заповнення її теригенними осадками тривають і нині.

Шельфові ділянки Чорного моря перспективні на нафту і газ.

Контрольні запитання й завдання

1. Які структурні елементи виділяють на території України? 2. Який принцип покладено в основу тектонічного районування? 3. Як побудована Східно-Європейська платформа? 4. Охарактеризуйте основні риси (тектонічна структура, стратиграфія, корисні копалини) геологічної будови Українського щита, Дніпровсько-Донецької западини, Волино-Азовської плити, Скіфської плити, фрагменту Західно-Європейської платформи, Донецької складчастої споруди, Карпат, Гірського Криму та Чорноморської глибоководної западини.

Глава 28 ЕТАПИ ГЕОЛОГІЧНОЇ ІСТОРІЇ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

28.1.

Докембрійський етап становлення структури території України

Вміст у геологічній будові України наперсвствувать порід від найдавніших архейських аж до наймолодших антропогенових свідчить про складний і тривалий шлях розвитку її території. Виділяють декілька головних етапів, протягом яких сформувалися основні риси її геологічної будови, оформились сучасні структурні елементи.

Найдавніший етап становлення території України можна розшифрувати, досліджуючи будову Українського кристалічного щита. Розвиток його розпочинається ще в "місячній" стадії розвитку Землі, тобто перевищує 4,0 млрд р., а головні етапи формування охоплюють інтервал геологічного часу від 4 до 1,6 млрд р. Два структурних яруси щита (архейський та нижньопротерозойський) можна трактувати як доплатформений період у його розвитку: починаючи з 1,9 млрд р. Український щит розвивався вже в платформеному режимі.

На початку архейської ери неоднорідність вихідного матеріалу зумовила розвиток різної за складом гранітної кори. В Середньому Придніпров'ї виникли умови, що сприяли утворенню гранітно-зеленокам'яного поясу, на заході ж щита формувалася базальтовий шар, у пізньому архейі перетворений процесами метаморфізму на грануліти. Рельєф у цей час був слабовиражений, земна кора — тонкою. Понижені ділянки заповнювались водою — утворювались перші морські басейни, як правило, мілководні, розділені слабоборбистими ділянками суходолу. Атмосфера була безкисневою, збагаченою сірководнем, вуглекислим газом, інертними газами, кислими димами, тобто кислотами в газоподібному стані (НС1, HF тощо).

Перші осадові породи виникли в морських басейнах Середнього Подніпров'я близько 3,8 млрд років тому. Разом із ними відклалися також потужні ефузивні та фума-

рольні продукти. Вулкани діяли в цей час як на суходолі, так і під водою.

Перші граніти утворилися на щиті приблизно 3,2...3 млрд р. тому. Гранітизація сприяла інтенсивному метаморфізму уламкових, глинистих та вулканогенних порід. У Середньому Подніпров'ї останні були перетворені на зелені сланці.

У західній частині щита та в Приазов'ї в пізньому архейі сформувалися *чарнокіти* як продукти ультраметаморфізму базальтів та інших ефузивів основного складу. Взагалі ж породи західної частини щита перебували в цей час в інтенсивніших термобаричних умовах, ніж зеленокам'яні породи Середнього Подніпров'я. Тектонічний режим земної кори цього часу визначають як *нуклеарний*. Характерним було формування структур типу граніто-гнейсових куполів.

Отже, 2,8...2,6 млрд років тому утворився *найнижчий архейський шар земної кори* на території щита.

На початку протерозою архейський фундамент роздробився на ряд тектонічних блоків, що зміщувалися як по вертикалі, так і по горизонталі. Наслідками таких переміщень були глибинні розломи синкліналі та западини, в яких розпочалося інтенсивне нагромадження осадово-вулканогенних товщ. Морські басейни раннього протерозою були неглибокими, ділянки суходолу, які їх розділяли, були рівнинними чи у вигляді горбкуватих плато, невисоких гір. Уламковий матеріал з них зносився в прилеглі водойми.

Рубіж 2 млрд р. тому ознаменувався на планеті підвищенням теплового режиму. Теплові потоки по глибинних розломах проникали у нижньопротерозойські товщі, перетворюючи їх на метаморфічні утворення. В цей же час утворився Кіровоградсько-Житомирський комплекс гранітів та мігматитів. Одночасно сформувалась і складчастість Українського щита.

Уже близько 1,9...1,7 млрд р. тому на щиті встановився режим нестабільної платформи. На початку пізнього протерозою (1,7...1,5 млрд р. тому) щит становить стабільну, сильно еродовану структуру. На вирівняній поверхні платформи сформувався потужний осадовий покрив і, напевне, рельєф плосогір'я. В північно-західній частині структура покриву була ускладнена інтрузіями типу Овруцького плутону. З цього часу та до початку палеозою на південному заході платформи процеси денудації перева-

жали над акумуляцією. З кінця протерозою схили щита почали занурюватись по крайових розломах.

У мезо-кайнозойський час на поверхні щита формувалася потужна кора вивітрювання та осадовий чохол, представлений відкладами палеогену, неогену, алювіальними та делювіальними осадками антропогену.

28.2.

Розвиток геологічної структури території України у фанерозі

Каледонський етап

Палеозойська ера ознаменувала новий етап розвитку геологічної структури території України.

Відклади нижнього палеозою відомі в Україні лише в західних та південно-західних областях. Вони тягнуться смугою завширшки до 200 км від Волинської до Одеської області. Східна ж частина України в ранньому палеозої входила до складу Сарматської суші, де переважали процеси розмивання.

Перикратонні опускання південно-західної околиці Східно-Європейської платформи призвели до розвитку в каледонському циклі Дністровського перикратонного прогину, який виповнювався осадками венду, кембрію, ордовіку, силуру та нижнього девону. На захід від нього, в межах сучасних Карпат, у цей час розміщувалася Галицька геосинкліналь (рис. 62).

Верхньовендські та кембрійські товщі в Дністровському прогині утворили морську теригенну платформну формацію. Морська трансгресія тривала до середини кембрію, осадки відклалися до 600 м. Море трансгресувало з боку Галицької геосинкліналі. В другій половині пізнього кембрію осадконакопичення на південній околиці Східно-Європейської платформи повністю припинилося. В цілому ж кембрійський період для території України був теократичним. Більша її частина, за винятком Волино-Поділля та Прикарпаття, була невисоким континентом з дещо вищими позначками, ніж, скажімо, в межах сучасних Подільської та Придніпровської височин.

В ордовіку переважна частина України залишалась суходолом. Мілководне ордовіцьке море було поширене



Рис. 62. Схема палеотектонічного районування території України:
1 — Фенно-Сарматський щит; 2, 3 — Дністровський перикратонний прогин;
4–8 — Галицька геосинклінальна область

лише на південний захід від лінії Рівне — Хмельницький — Одеса, вздовж околиці Східно-Європейської платформи. Глибоководні осадки могли відкладатись в пра-Карпатах та пра-Добруджі, які входили, очевидно, до складу так званого Середньоевропейського палеобасейну — перехідної ланки між Палеотетісом та Япетусом.

Протягом силурійського періоду Східно-Європейська платформа перебувала в приекваторіальній частині північної півкулі. Тому клімат того часу визначають як тропічний або теплий, помірно зволожений. Рівнинний суходіл був прорізаний повноводними річками, які постачали мілководні шельфові та лагунні ділянки прісною водою, потрібною для осадження доломітових та доломітово-уламкових мулів.

Силурійські осадки на території України відкладались у зоні зчленування Фенно-Сарматської суші, яка повільно підіймалася, та Середньоевропейської герцинської геосинклінальної області, що занурювалась. Відкладались типові осадки шельфової зони (аргіліти, доломіти, домерити, вапняки з тропічною фауною), відомі в Середньому Придністров'ї, та пелагічні осадки материкового схилу, представлені товщею мергелів і проверстками вапняків, аргілітів,

алевролітів, скупчених у Львівському палеозойському прогині. На схід від лінії міст Костопіль—Хмельницький—Могилів-Подільський—Одеса в силурі був суходіл.

У ранньому девоні морський басейн поступово мілів, берегова лінія відступала на захід, і морські осадки в Придністров'ї змінилися червоноколірними пісковиками, аргілітами, алевролітами — відкладами, сформованими в умовах низовинної акумулятивної рівнини з добре розвинутою річково-озерною мережею.

На рубежі раннього і середнього девону завершилась перебудова структурного плану південного заходу Східно-Європейської платформи, що призвело до відмирання Дністровського перикратону та поділу його на окремі прогини: Львівський та Придобруджинський. На сході України почала формуватися Дніпровсько-Донецька западина. Це свідчить, очевидно, про завершення каледонського та початок герцинського циклу геологічної історії території України.

Герцинський етап

В середньому девоні на території Львівського прогину утворився залишковий Львівсько-Люблінський прогин, який проіснував до середини карбону, заповнюючись карбонатними, уламковими та вугленосними осадками. З кінця середньокам'яновугільної епохи Волино-Подільська плита пережила обширні підняття. Континентальні умови зберігалися тут аж до середини мезозойської ери.

З пізньої юри й до наших днів на плиті синхронно відбивалися рухи в сусідній Карпатській геосинкліналі, тобто чергувалися підняття та опускання і, відповідно, розподілялись на її території мезокайнозойські відклади. Зокрема, можна виділити значні крейдову та неогенову трансгресії, осадки яких тут дуже поширені.

Пізньопалеозойський етап розвитку структури території України найяскравіше проявився в центральній частині платформи, де у цей час формувалися Дніпровсько-Донецька западина та Донбас.

За матеріалами глибинного сейсмічного зондування можна припустити, що в розвитку Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) основну роль відігравали пульсаційні розширення і стиснення мантіяного діяпіру. Розширення останнього почалося ще до середнього девону. Починаючи з середнього девону, область набуває рифтогенної стадії свого розвитку. На дні рифта відкладаються потужні

тової глинисто-карбонатних та ефузивних порід (місцями до 1700 м і більше), а також поклади кам'яної солі. При цьому максимальний об'єм вулканогенних продуктів формувався в період максимальних занурень брил земної кори в межах рифта.

У ранньому карбоні ДДЗ вступає в синклінальну стадію розвитку. У гумідному кліматі при чергуванні морських і континентальних умов відкладаються вугленосні утворення, теригенні та карбонатні породи. В аридному кліматі пермського періоду вдруге склалися умови, сприятливі для нагромадження солей (зокрема, в Бахмутській котловині).

Донецький басейн, який у ранньому палеозої був гірською складчастою країною, в середньому девоні разом із ДДЗ був втягнутий у занурення та покритися морем. Вважають, що з цього часу він вступив у режим геосинкліналі. Стійкий морський басейн з переважно карбонатним накопиченням утримувався до середини раннього карбону, коли на тлі загального занурення в ньому розпочалися ритмічні коливальні чи пульсивні рухи незначної амплітуди, що спричинило нагромадження дуже потужної вугленосної товщі. У ній морські осадки чергуються із континентальними, що безперечно вказує на часту зміну фізико-географічних обстановок у цей час — морське мілководдя змінювалося низовинним заболоченим суходолом з річками, приморськими озерами тощо. Клімат того часу був вологий, тропічний. Такі умови зберігались у Донбасі до кінця кам'яновугільного періоду.

Зміна клімату розпочалась в пізньому карбоні і тривала в напрямі аридизації і в пермі. Змінився характер басейнів — поряд з морськими із нормальною солоністю виникли й почали переважати водойми, в яких відклалися хемогенні осадки: гіпси, ангідрити, доломіти, кам'яна сіль. Протягом пермі відбувалося поступове осушення Донбасу.

Горотвірні процеси герцинського тектонічного циклу розпочалися ще в пізньому карбоні та особливо посилились в середині та наприкінці пермського періоду, приблизно 260...225 млн р. тому. Як наслідок, потужна товща нагромаджених геосинклінальних відкладів карбону-пермі була інтенсивно пофалдована, піднята й перетворена на гірську країну. Магматизм проявлявся тільки на початкових фазах горотворення.

Мезокайнозойський етап У мезокайнозої територія Донбасу була переважно суходолом (за винятком околиць). Остання трансгресія

проникла на цю територію в міоцені.

На межі палеозойської та мезозойської ер на території України протягом тривалого часу (пермський та тріасовий періоди) переважають континентальні умови, процеси денудації. В аридному кліматі формувалися потужні товщі строкатоколірних відкладів, які, очевидно, мали повсюдне поширення, а зараз збереглися в Донбасі, ДДЗ та інших місцях.

В юрському періоді проявилися значні опускання та пов'язані з ними морські трансгресії. Зокрема, значні занурення спостерігались у межах Причорноморської западини, південна частина якої в цей час розвивалась як геосинкліналь, у якій нагромаджувався фліш таврійської серії (кінець тріасу — рання юра). В пізній юрі тут починається гороутворення, яке супроводжувалося потужним вулканізмом. Кіммерійський орогенний етап завершив формування різновікового фундаменту молоді Скіфської платформи і, починаючи з крейдового періоду, на ній нагромаджуються горизонтально-верстуваті відклади чохла. З того часу й досі платформа переживала лише епейрогенічні коливання земної кори, що зумовлювали на ній періодичні трансгресії та регресії морів з області Тетису.

Крейдовий період в історії розвитку геологічної структури України був новим етапом розширення морських умов. Моря покривали майже всю її територію, причому відклалися переважно карбонатні осадки — вапняки, мергелі, писальна крейда, що може вказувати на тропічний характер тодішніх морів. Потужні товщі цих осадків покривають такі території, як Волино-Поділля, Причорномор'я, Північний Крим, Дніпровсько-Донецьку западину (рис. 63).

У палеогеновому періоді площі, зайняті морями, скорочуються. В середині еоцену Український щит підіймається над рівнем моря, в його межах створюються обстановки, сприятливі для вивітрювання, а також для формування буровугільних родовищ Дніпровського басейну. Морські умови в палеогені утримувалися в Карпатській та Кримській геосинкліналях.

Гірський Крим інтенсивно занурювався в пізньому тріасі і ранній юрі. Вже з середини юрського періоду тут починаються підняття, підводні вулканічні виверження та



Рис. 63. Схема палеогеографії крейдового періоду:
 1 — море; 2-6 — осадкові породи (вапняки, мергелі, пісковики, піски, аргеліти, алевроліти); 7 — фосфорити; 8 — кремені; 9 — фліш; 10 — суша

утворення потужних ефузивних товщ (мис Фіолент). Водночас утворюються великі інтрузивні тіла: гори Аюдаг, Карадаг, Кастель, Урагу та ін. У палеогені, як уже згадувалось, значна частина сформованого Кримського мегантиклінорю вкривалася морськими водами. Орогенна (завершальна) стадія розвитку цієї території припала на олігоцен — початок міоцену. Отже, починаючи з пізнього тріасу і до нашого часу область Гірського Криму перебувала на геосинклінальній стадії свого розвитку. До початку олігоцену тут переважали низхідні рухи, нагромадження осадків значної потужності, вторгнення магматичних інтрузій. Це була перша фаза (етап) геосинклінального розвитку. Починаючи з олігоцену і до нашого часу продовжується орогенна, завершальна фаза розвитку, з висхідними тектонічними рухами, складкоутворення ми тощо.

Чорноморська западина, розташована поряд з Гірським Кримом, продовжує поглиблюватися й заповнюватися теригенними осадками, потужність яких уже перевищує 7000 м. Вважають, що вона переживає початкову фазу геосинклінального розвитку.

У Карпатах до виникнення геосинклінального флішового басейну існувало пізньоюрське море, у значній час-

тині якого відкладались карбонатні породи, здебільшого вапняки. Зародження геосинкліналі та осадження флішових товщ почалося в ранньокрейдову епоху та тривало далі протягом крейдового та палеогенового періодів. В історії розвитку флішової Карпаської геосинкліналі умовно виділяють чотири основні стадії: ранньокрейдову, пізньокрейдову, палеоцен-еоценову та олігоцену. В цей час відбувалося формування флішових трогів, розділених підняттями (Кордильєрами). В троях відкладались потужні товщі одноманітних, переважно теригенних, осадків. Басейн поступово поглиблювався і заповнювався осадками. Занурення мало осциляційний характер, тобто на тлі загального прогинання відбувалися дрібні коливні рухи, що, очевидно, зумовило ритмічність флішових товщ.

Перша карпаська фаза складчастості проявилася наприкінці олігоцену. Це був переломний момент в історії Карпат — розпочалася орогенна стадія розвитку. Одночасно із підняттям складчастих Карпат відбувалося занурення сусідньої з ними області — Передкарпатського передового прогину. Останній почав заповнюватись потужною товщею молас. У прогині вирізняється Внутрішня зона, що прилягає до Карпат, та Зовнішня, яка межує з Волино-Подільською плитою. Як наслідок другої міоценової фази складчастості виникає сучасна структура Карпат: Карпати були насунуті на Передкарпатський прогин. Відклади Внутрішньої зони інтенсивно дислокувались і, в свою чергу, насунулись на Зовнішню зону, причому амплітуда насувів перевищила 20 км.

На останній неотектонічній стадії відбулося загальне підняття власне складчастих Карпат, перерізаних численними долинами, а також області Передкарпатського прогину.

Формування Закарпатського прогину, на відміну від Передкарпаття, супроводжувалось інтенсивними вулканічними процесами. Верхні моласи відкладались там ще в міоцені та пліоцені, а наприкінці орогенної стадії відбулися потужні виливи базальтів, андезито-базальтів, сформувалися туфи і туфобрекчії, якими складений Вигорлат-Гутинський (чи Вулканічний) хребет. У цей час відбувалося і вторгнення інтрузій, з якими пов'язані металічні корисні копалини Закарпаття. На неотектонічному етапі пройшло загальне підняття території.

У неогеновому періоді морем вкривалися лише південно-західна та південна частини території України, де відкла-

дались переважно теригенні (піски, пісковики, глини), карбонатні (вапняки) породи та гіпси. Інколи із узбережної зоною неогенових морів пов'язувалося утворення рифів, як це можна спостерігати на Поділлі на прикладі Товтр (Медоборів). Товтровий кряж сформувався в неглибокому тропічному морі з решток літотамнієвих водоростей, черепашок двостулкових та черевоногих моллюсків, червів роду *Serpula* та коралів і після відступу останнього сарматського моря (орієнтовно 14 млн р. тому) залишився у рельєфі у вигляді невисокого горбкуватого пасма, яке з північного заходу на південний схід перетинає дві області України — Тернопільську та Хмельницьку.

Розвиток геологічної структури території країни завершився у неогені встановленням континентального режиму на всьому її просторі.

Антропогенний етап

Антропогенний етап ознаменувався різкою зміною фізико-географічних умов, пов'язаною зі зволоженням та похолоданням клімату. Із центрів наземного зледеніння, які розміщувались на півночі Євразії, на Україну насунулися маси материкового льоду. Епохи потеплінь чергувалися з епохами похолодань. У міжльодовикові епохи встановлювався теплий клімат, у ранньому антропогені — близький до субтропічного. Епохи похолодань супроводжувались наступом льодовикових мас, які на рівнинну територію України поширювались, очевидно, двічі.

У середині антропогену льодом вкривалися значні площі Придніпров'я, де розвивався так званий дніпровський льодовиковий язик (рис. 64). Під час покривних зледенінь існувала кліматична зональність, яка зумовила формування специфічної морфоскульптури: льодовикової, воднольодовикової і лесової. В такий спосіб формувалися моренно-зандрові, зандрові та лесові рівнини. Утворення їх відбувалося в умовах льодовикових та перигляціальних зон, які простягалися вздовж переднього краю льодовика далеко на південь. В перигляціальних зонах основними процесами були морозне вивітрювання, еолова діяльність (нагромадження потужних лесових товщ), соліфлюкція та формування річкових долин, які поглиблювали русла в льодовикові епохи та розширювались в епохи потеплінь. Чергування таких умов приводило до утворення терасових рівнів таких річок, як Дніпро, Дністер та інші.

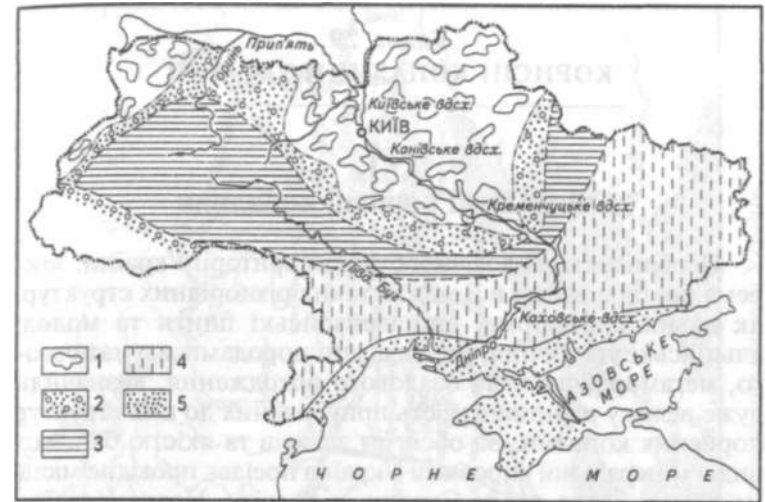


Рис. 64. Схема палеоландшафтів дніпровського часу:
1 — льодовиковий покрив; 2 — водно-льодовикові і озерні відклади; 3 — перигляціальний лісостеп; 4 — перигляціальний степ; 5 — ксеротичний степ

Ритм кліматичних змін спричинив евстатичні коливання рівнів Чорного та Азовського морів. Порівняно із сучасним ці рівні знижувалися на 70...80 м. Чорне море то перетворювалося на озеро (Чаудинське та Давньоєвксинське раннє) в льодовикові епохи, то знову ставало морем і з'єднувалось із Середземним за рахунок опускання суходолу на місці Егейського моря з утворенням Босфору та Дарданелл. Приблизно 30 тис. років тому рівень водойми різко знизився, й утворилося Новоевксинське море. Саме тоді зникло Пращовське море, і лише близько 5 тис. років тому утворилися сучасні Чорне та Азовське моря.

У післяльодовиковий час фізико-географічні умови території України поступово наближаються до сучасних.

Контрольні запитання й завдання

1. Які особливості становлення геологічної структури території України? 2. Назвіть етапи формування геологічної структури території України. 3. Як і коли формувалися морські умови на території України? 4. Яку роль відіграв клімат на антропогенному етапі геологічного розвитку території України?

Глава 29 КОРИСНІ КОПАЛИНИ УКРАЇНИ

29.1. Металічні корисні копалини

Особливості геологічної будови території України, зокрема розташування в її межах таких різномірних структур, як давня платформа, епіпалеозойські плити та молоді альпійські утворення, що складені породами магматичного, метаморфічного та осадового походження, визначили дуже велику різноманітність приурочених до цих структур корисних копалин. За обсягом запасів та якістю багатьох видів мінеральної сировини Україна посідає провідне місце не тільки серед країн Європи, а й світу. Надра України багаті на металічні корисні копалини (руди заліза, марганцю, титану, нікелю, ртуті, алюмінію), неметалічні — сировину для чорної металургії (вогнетривкі глини, вапняки, доломіти), сировину для хімічної промисловості (сірка, полімінеральні солі, барит, апатит, фосфорит, солі йоду і броду, мінеральні фарби), будівельні матеріали; паливно-енергетичні (кам'яне вугілля, нафта, природний газ, горючі сланці, торф).

Нижче наведено коротку характеристику найважливіших корисних копалин України (рис. 65, 66).

Залізо Промислові поклади заліза в Україні сформувалися протягом кількох металогенічних епох — в докембрії та кайнозої.

Докембрійська залізородна провінція в Україні охоплює Криворізький залізородний басейн, Кременчуцький, Білозерський залізородні райони та Приазовську залізородну область. Провінція приурочена до метаморфічних утворень Українського щита і формувалася в архей та ранньому протерозої. Залізні руди представлені тут переважно двома генетичними групами: метаморфічною і гіпергенною (поверхневою). До першої групи належать залістисті кварцити (тонке перешарування кварциту з гематитом чи магнетитом), магнетитові руди, до другої — залізні руди

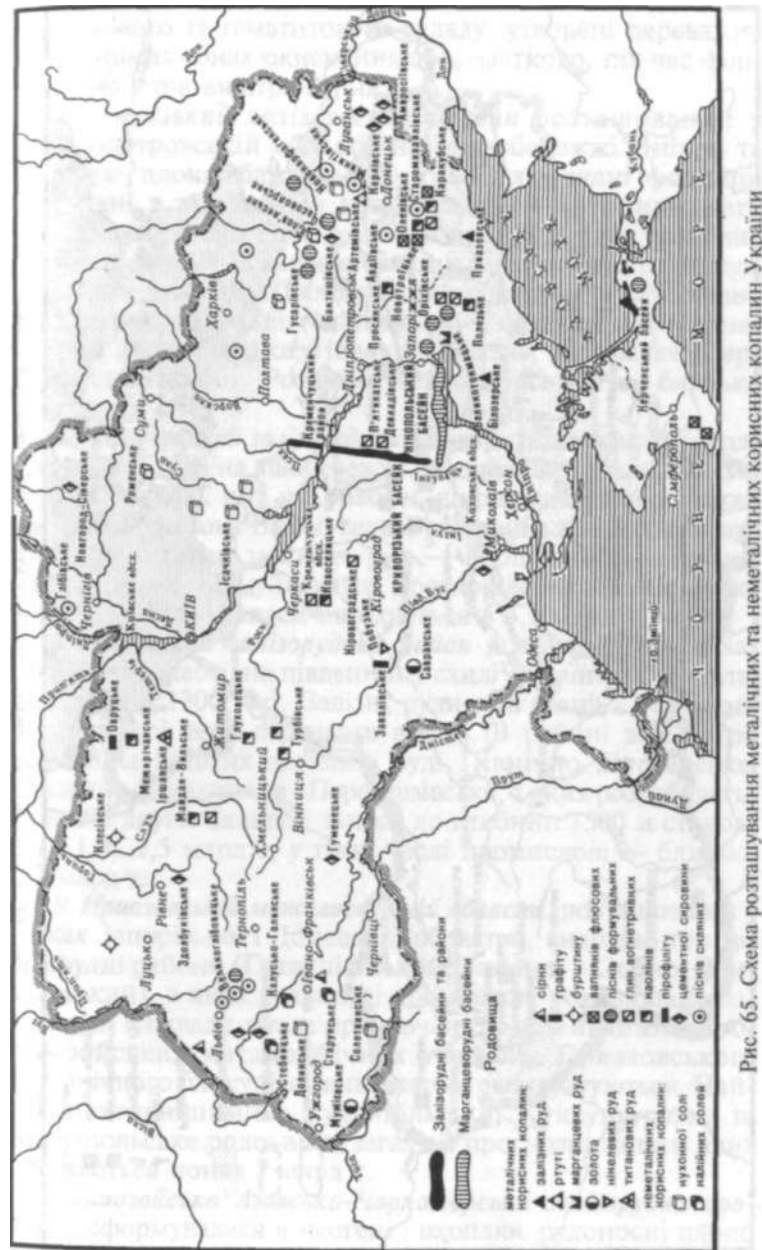


Рис. 65. Схема розташування металічних та неметалічних корисних копалин України

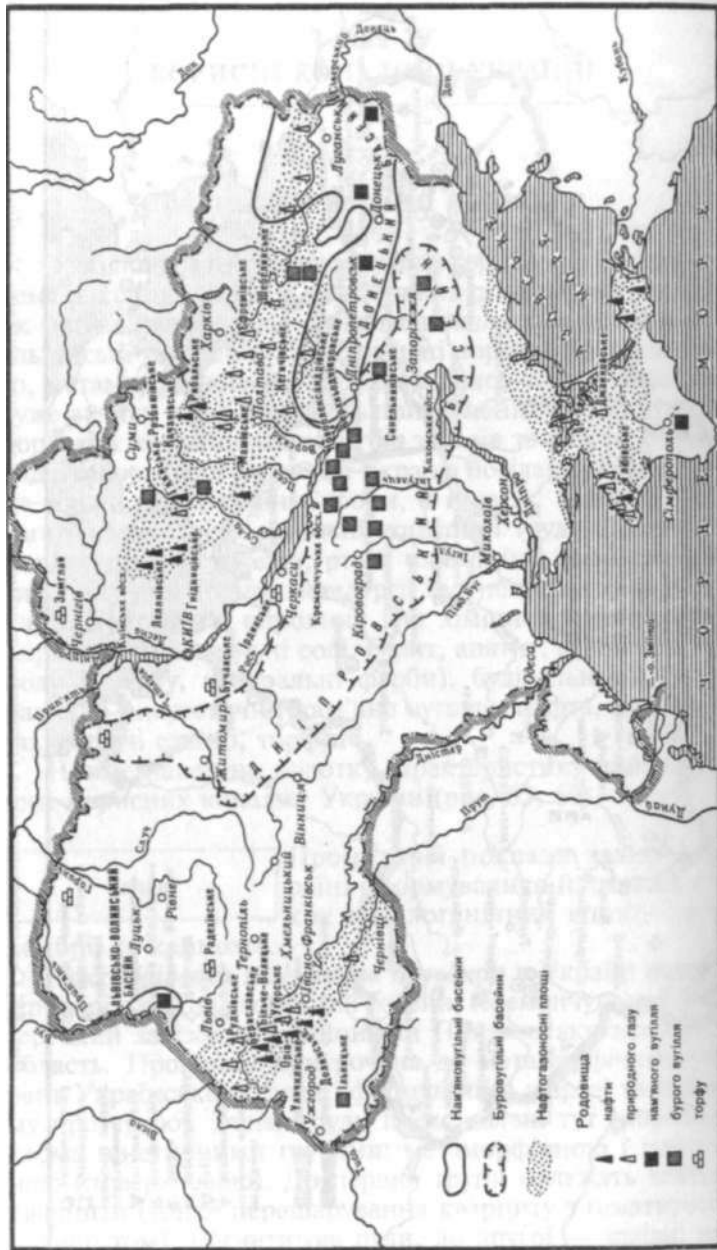


Рис. 66. Схема розташування горючих копалин України

мартитового та гематитового складу, утворені переважно в глибинних зонах окиснення або, частково, під час формування кори вивітрювання.

Криворізький залізорудний басейн розташований у Дніпропетровській області, на правобережжі Дніпра та охоплює площу близько 300 км². Залізорудні формації пов'язані з так званою криворізькою серією нижнього протерозою. В басейні відомо близько 300 рудних покладів, не менш ніж 90 % запасів багатих залізних руд розвинуті на Саксаганському (Головному) рудному полі. Розвідано цілу низку родовищ (Інгулецьке, Скелеватсько-Магнетитове, Валявкинське, Новокриворізьке, Аннівське, Первомайське тощо). Розвідані запаси басейну — близько 18 млрд т.

Кременчуцький залізорудний район розташований у Полтавській області на лівобережжі Дніпра і має площу 150 км². Продуктивною, як і в Кривбасі, є криворізька серія нижнього протерозою. Відомі великі родовища залізистих кварцитів та багатих залізних руд — Горішньоплавненське, Лавриківське, Мануйлівське, Броварківське, Галещинське тощо. Розвідані запаси оцінюються в 4,5 млрд т.

Білозерський залізорудний район розташований у Запорізькій області, на південному схилі Українського щита, має площу 1300 км². Залізні руди пов'язані з породами білозерської серії верхнього архею. В районі відомі три родовища багатих залізних руд: Північно-Білозерське, Південно-Білозерське і Переверзівське, з яких розробляється лише друге. Загальні запаси до глибини 1500 м становлять 1,4...1,5 млрд т, у тому числі промислові — близько 0,7 млрд т.

У **Приазовській металогенічній області**, розташованій у межах Запорізької і Донецької областей, виділено три залізорудні райони (Гуляйпільський, Західно- і Східно-Приазовський), в яких розвинуті промислові родовища залізних руд. Поклади заліза приурочені до архей-нижньопротерозойських метаморфічних утворень Приазовського тектонічного блоку. На даний час не експлуатуються. Найперспективнішими є Гуляйпільське, Куксунгурське та Маріупольське родовища, загальні прогнозні запаси яких оцінюються понад 7 млрд т.

Кайнозойська Азовсько-Чорноморська залізорудна провінція сформувалася в неогені і охоплює рудоносні площі Керченського півострова, Присивашья, Херсонської об-

ласті, Приазов'я, а також, можливо, рудні поклади в Азовському і Чорному морях. Основні запаси залізних руд концентруються в Керченському басейні і приурочені до великих брахісінклінальних складок (мульд) Керченського півострова. Промислові запаси залізних руд концентруються в таких родовищах, як Яниш-Такильське, Катерлезьке, Комиш-Бурунське, Ельтиген-Ортельське, Чегене-Салинське, Чегерчинське тощо. Руди представлені переважно бурими залізняками (оолітовими) осадового походження. Запаси їх у перелічених родовищах становлять близько 18 млрд т. Перспективи приросту запасів залізних руд на Керченському півострові пов'язують із подальшим вивченням так званих вдавнених синкліналей, яких відомо близько 40. Розвідані в них запаси оцінюють у 200 млн т (родовища Новоселівське, Узунларське, Реп'ївське тощо). Перспективним у плані рудоносності вважають також Азовське море, яке є географічним центром Азовсько-Чорноморської залізорудної провінції.

Марганець

Процеси концентрації марганцю в окремих районах України відбувались протягом майже всієї геологічної історії, однак промислові запаси відомі лише в *Нікопольському марганцево-рудному басейні*. Басейн розташований на території Дніпропетровської і Запорізької областей, має площу понад 5 тис. км². Рудна площа поділяється на окремі поклади, об'єднані в родовища: Зеленодольське, Орджонікідзевське, Марганецьке і Великотокмацьке. Формування родовищ відбувалось у палеогені в умовах морського мілководдя (шельф). Руди представлені великою різноманітністю мінеральних видів: піролюзит, манганіт, псиломелан, манганокальцит тощо. Генетичний тип марганцеворудних покладів — осадово-діагенетичний. Сумарні запаси обчислюються в 2,2 млрд т.

Серед інших осадово-діагенетичних родовищ марганцю виділяють *Буритинське родовище* неогенового віку, розташоване в Івано-Франківській області. Руди представлені тут манганокальцитом, родохрозитом, вернадитом. Родовище потребує подальших досліджень.

В *Азовсько-Чорноморській залізорудній провінції*, яку часто називають також марганцево-залізорудною провінцією, відбувалось спільне нагромадження заліза, марганцю та інших хімічних елементів (арсену, фосфору, ванадію, ніке-

лю, кобальту тощо). В Керченській групі родовищ середні кларки концентрації марганцю становлять 20...30, а в окремих рудах — 60... 70.

Осадово-метаморфізоване *Чивчинське родовище* палеозойського віку розташоване у верхів'ях річок Білий і Чорний Черемош (Карпати). Руди представлені переважно родонітом та родохрозитом. Промислове значення родовища не встановлене, за деякими даними, запаси можуть становити до 30 млн т.

Хоцеватське родовище розташоване на лівому березі р. Південний Буг у Вінницькій області і приурочене до кори вивітрювання архейських порід. За деякими оцінками, запаси його становлять близько 3 млн т. Родовище потребує детального вивчення.

З корою вивітрювання архейських кристалічних порід пов'язані також численні рудопрояви марганцю в Побужжі, Приазов'ї, Середньому Придніпров'ї.

Титан

Титанові руди в Україні дуже поширені на Українському щиті та його схилах. Відомі магматичні, залишкові й розсіпні родовища та рудопрояви титану. Магматичні родовища титанових руд сформувалися в протерозої. Розташовані в Житомирській області (Стремигородське, Торчинське тощо). Руди комплексні — апатит — ільменітові. Залишкові родовища титану розташовані на Волині та в Приазов'ї і пов'язані з корою вивітрювання основних та ультраосновних порід щита. Розсіпні родовища (Іршанське) також відомі в Житомирській області. Вони сформувалися за рахунок розмивання магматичних порід Коростенського плутону. Рудоносний титано-цирконієвий район відомий у Дніпропетровській області (Середньопридніпровське родовище).

Нікель

Рудні концентрації нікелю в Україні генетично пов'язані із магматичними, гідротермальними та гіпергенними процесами. Нікелева мінералізація розвинута в ультраосновних породах Українського щита, а також в аналогічних породах Лужансько-Теребовлянського рудного району Закарпаття. Десять відносно невеликих за запасами родовищ зосереджено на Середньому Побужжі та Середньому Придніпров'ї. Із шести побужзьких родовищ,

більшість яких розташована в Кіровоградській області, розробляється лише єдине — Деренюське родовище. Родовища Середнього Придніпров'я (Дніпропетровська область) перебувають у стані вивчення. Найбільші з них — Девладівське, Тернівське — виявлено також Ново- і Південно-Нікопольське, Сухохутірське родовища. Попередні дослідження вказують на можливість їхнього промислового освоєння.

Ртуть і стибій

Ці метали утворюють здебільшого парагенетичні асоціації, формуючі спільні родовища. В Україні найбільшим є стибієво-ртутне Микитівське родовище, яке разом із іншими, дрібнішими, покладами становить Микитівське рудне поле, розміщене в межах Головної антикліналі Донбасу. Ртутні зруднення відомі й у інших районах Донецького басейну — вони разом із Микитівським рудним полем утворюють Донецьку ртутно-рудну провінцію. Походження ртутних і стибієвих руд гідротермальне. Представлені вони такими мінералами, як кіновар, антимоніт, арсенопірит. Формування їх відбувалось у герцинську епоху рудоутворення.

Певні рудопрояви ртуті відомі в межах Вишківського рудного поля, яке входить у Закарпатську металогенічну провінцію. Тут промислове значення має родовище Боркут. У північно-західній частині Закарпаття відомі Перегинський і Свалявський, а в центральній — Углянський рудні райони. Рудопрояви і родовища ртуті в Закарпатті генетично пов'язані з молодим кайнозойським вулканізмом.

Алюміній

Поклади бокситів, пов'язаних із ко-рою вивітрювання метаморфізованих вулканічних порід, виявлено в Інгuleцько-Дніпровському бокситоносному районі. Промислові запаси тут виявлено у Високопільському родовищі Дніпропетровської області.

Перспективними для майбутньої експлуатації можна розглядати запаси алунітів в Біганському та Берегівському родовищах Закарпаття, а також нефелінові сієніти Приазов'я, що, як і алуніти, вважаються високоякісною сировиною для виробництва алюмінію.

Зауважимо, що Біганське та Берегівське родовища, окрім алунітів, містять такі компоненти, як руди свинцю,

міді, а також барит, каолін, тобто експлуатація їх може бути комплексною.

Золото

Золоторудна мінералізація в Україні формувалася в різні часи від архею до кайнозою (неогену).

Особливо перспективний на золото Український щит, де золотоносними є зеленокам'яні структури архейського віку в Середньому Придніпров'ї (Дніпропетровська, Кіровоградська області) та в Приазов'ї. Рудопрояви золота виявлено на деяких залізородних родовищах (Північно-Білозерське та Переверзівське). Велике за запасами Савранське родовище віднайдено на північному сході Одеської області. Родовище приурочене до південно-західної околиці Українського щита, формувалося одночасно із Завалівським родовищем графіту, розташованим неподалік. Перспективи Савранського родовища оцінено дуже високо.

Друга головна золотоносна провінція (герцинська) приурочена до Нагольного кряжу Донецького басейну. Золото тут асоціює із поліметалами і перспективи його промислового освоєння поки що не з'ясовано.

До Закарпатської металогенічної провінції неогену належить розвідане нещодавно Мужіївське родовище золота. Запаси його становлять десятки тонн і затверджені Державним комітетом по запасах. Родовище експлуатується.

Рудопрояви золота відомі також у Чивчинських горах (на пограниччі із Румунією) та в межах Рахівського масиву. Останні потребують подальшого вивчення.

29.2.

Неметалічні корисні копалини

Сірка

Всесвітньовідомим є Передкарпатський сірконосний басейн неогенового віку, який входить у Середземноморську провінцію. Тут виявлено понад 20 родовищ самородної сірки. Пов'язані вони із зоною зчленування Східно-Європейської платформи та Передкарпатського крайового прогину. Родовища з балансовими запасами сірки розташовані переважно в Львівській області (Роздольське, Немирівське, Язівське, Любінське, Сороцьке,

Гуменецьке, Жидачівське, Подороженське), в Івано-Франківській області розташоване Тлумацьке родовище. Сірконосна смуга простягається вздовж Карпат у напрямку північний захід — південний схід і виходить у межі Польщі та Румунії. Сірку видобувають як кар'єрним способом, так і методом підземної виплавки.

Прояви самородної сірки відомі в Криму, де вони пов'язані з неогеновими карбонатно-гіпсонними породами Керченського півострова, та в Дніпровсько-Донецькій западині, де приурочені до солянокупольних структур.

За умовами та часом утворення всі родовища мінеральних солей поділяють на типи: 1) викопні осадові; 2) сучасні соляні; 3) соляні джерела і розсоли; 4) морські і океанічні осадки.

Викопні осадові родовища представлені тілами пластовими, лінзоподібними, куполоподібними. Пластові поклади солей поширюються на десятки і сотні квадратних кілометрів і мають велике промислове значення. Соляні куполи утворюються при повільному і поступовому піднятті соляних мас із соляних пластів у зону пониженого тиску, ближче до поверхні. Соляні джерела і розсоли утворюються внаслідок вилуговування підземними водами покладів солей на глибинах. Сучасні соляні родовища — це відклади сучасних солеродних басейнів — лагун, озер тощо.

В Україні соленосні формації приурочені до структур Дніпровсько-Донецької западини, Передкарпатського та Закарпатського прогинів. Відомо 18 родовищ кам'яної солі.

У Дніпровсько-Донецькій западині виявлено дві соленосні формації: верхньодевонську і нижньопермську. Кам'яну сіль — в солянокупольних структурах. Відомі родовища: Роменське (Сумська область), Єфремівське (Харківська область), Каплинцівське (Чернігівська область), Луговиківське і Солоницьке (Полтавська область). У соленосних формаціях Дніпровсько-Донецької западини виявлено також прояви калійних солей.

З потужною нижньопермською соленосною формацією північно-західного Донбасу пов'язані промислові поклади пластових кам'яних солей Артемівського, Слов'янського та Новокарфагенського родовищ (Донецька та Луганська області), які інтенсивно експлуатуються. Існують

сприятливі передумови для подальшого приросту запасів солей в описуваному регіоні.

До неогенових відкладів Передкарпатського крайового прогину приурочені родовища калійних солей Передкарпатського соленосного басейну в Львівській та Івано-Франківській областях. Численні пластові поклади калійних та кам'яної солей формувалися в лагунних умовах. Експлуатуються найбільші Калусько-Голинське та Стебницьке родовища. Відомі також Доброгостівське, Бориславське, Нинівське, Уличнянське родовища в Львівській області та Тростянецьке, Туро-Велицьке й інші — в Івано-Франківській області. Дрогобицьке, Долинське і Болехівське родовища є природними розсолами кам'яної солі, які також експлуатуються.

У Закарпатському внутрішньому прогині міоценова соленосна формація пов'язана з піщано-глинистими моласовими відкладами так званої тереблянської світи. Розробляється єдине Солотвинське родовище кам'яної солі, яке є штокоподібним покладом солі великої потужності. Розвідане також Тереблянське (Олександрівське) родовище з великими запасами.

Значні ресурси кам'яних солей містяться в соляних водоймах Азовсько-Чорноморського узбережжя й Криму. Із родовищ ропи можна зазначити такі, як Генічеське, Сасик-Сиваш, Сиваші Східні тощо.

Графіт З докембрійськими осадово-метаморфічними комплексами Українського щита пов'язані родовища графіту, яких разом із рудопроявами в Україні налічується кілька сотень. Концентруються вони в чотирьох районах: Прибузькому, Криворізькому, Приазовському і Волинському. Експлуатується унікальне за якістю і запасами графіту Завалівське родовище Прибузького району (Кіровоградська область).

Фосфатна сировина Ресурси фосфатної сировини в Україні представлені фосфоритом і апатитом.

Велике поширення мають фосфорити платформеного типу у відкладах верхньої крейди і палеогену, так звані платформені глауконіто-фосфоритові субформації. Всього в Україні відомо близько 20 родовищ фосфоритів,

однак вміст P_2O_5 , у них порівняно низький. Промислові запаси сеноманського віку має досить велике Незви́ське родовище в Івано-Франківській області. Цілу низку родовищ Івано-Франківської та Чернівецької областей (Нижнівське, Ломачинсько-Ожевське тощо) на даний час вивчено ще недостатньо. Деякі родовища сеноманського віку із балансовими запасами віднайде-но в Харківській області (Малокомишуватське, Синичено-Яремівське, Ізюмське), на Донбасі (Слов'яно-Бахмутське, Нижньо-Біленське), у Вінницькій області (Жванське). Кролевецьке родовище палеогенового віку відоме на Чернігівщині.

Апатит генетично пов'язаний із основними і ультра-основними магматичними і метаморфічними породами Українського щита. У Коростенському плутоні (Житомирська область) скупчення апатиту і ільменіту перебувають у парагенетичному зв'язку. В комплексному Стремигородському родовищі зосереджена більшість розвіданих в Україні запасів апатиту. Перспективними вважають також такі комплексні родовища, як Словечанське, Паромівське, Рижанівське, Торчинське тощо, які на даний час розвідано попередньо.

Каолін

За генезисом розрізняють первинні і вторинні каоліни. Первинні каоліни утворюються через вивітрювання або гідротермальне перетворення гранітів і залягають у верхньому шарі кори вивітрювання. Вторинні — виникають унаслідок руйнування й перевідкладання первинних каолінів. В Україні каоліни виявлено на значних площах Українського щита. Відомо понад 1000 родовищ та проявів каолінів. Основний видобуток зосереджено на Глуховецькому (Вінницька область) та Присянському (Дніпропетровська область) родовищах. Великими за запасами є Велико-Гадоминецьке (Вінницька область), Біляївське (Запорізька область), Богородицьке (Донецька область) родовища первинних каолінів, Мурзинське (Черкаська область), Володимирське (Донецька область), Кіровоградське (Кіровоградська область), Полозьке (Запорізька область) родовища вторинних каолінів та багато інших. Запаси каолінів в Україні майже необмежені.

Будівельні матеріали

За сировину для виробництва зв'язувальних матеріалів (цемент, алебастр, вапно) правлять такі породи, як вапняки, мертелі, крейда, гіпс, ангідрит, достатньо поширені на території України.

Вапняки, мергелі, які можна використовувати для виробництва різних видів цементу, а також вапна, залягають переважно серед порід крейдової, палеогенової та неогенової систем у межах Львівської, Тернопільської, Хмельницької, Івано-Франківської, Рівненської, Харківської, Донецької областей.

Окрему групу складають *пиляльні вапняки*, що добре розпилюються на окремі блоки. їх використовують як стіновий матеріал. Для таких потреб придатні черепашкові вапняки неогенової системи, поширені на Волино-Поділлі, в Причорномор'ї.

Флюсові вапняки можна використовувати як сировину для чорної металургії. Найбільші родовища таких вапняків розробляються на півдні Донецької області (Каракубське, Оленівське тощо), а також у Криму (Керченський півострів та біля м. Севастополя).

В Україні налічують 61 родовище *крейди* з балансовими запасами понад 450 млн т. Крейду застосовують у цементній, хімічній, скляній, гумовій промисловостях, сільському господарстві. Найбільші поклади її зосереджені в східних областях України, в околицях міст Слов'янськ, Ізюм, Лисичанськ, Глухів, Новгород-Сіверський тощо. Відомі також родовища в Тернопільській, Волинській, Рівненській областях.

Гіпс та ангідрит використовують як будівельні матеріали (штукатурні розчини, гіпсоблоки тощо), а також у керамічній, фарфоро-фаянсовій, хімічній промисловості, медицині. Основні родовища розташовані в Донбасі, відомі також на Поділлі.

Бетонні піски, що використовують як заповнювач бетону, пов'язані із сучасними і давніми алювіальними та прибережно-морськими відкладами і достатньо поширені в Україні (Харківська, Донецька, Херсонська, Дніпропетровська області).

Скляні піски, які призначені для виготовлення скла, повинні мати максимальний вміст кремнезему, рівномірну зернистість. Родовищ таких пісків відомо понад 100. Основні запаси пов'язані із олігоценними морськими відкла-

дами в Донецькій (Авдіївське, Новомихайлівське), Харківській (Новоселівське), Чернігівській (Глібівське) областях та з породами міоцену (Великоглибовицьке родовище у Львівській області).

У скляній, керамічній промисловості використовуються також *польові шпати*. Основним джерелом польових шпатів є пегматити, які видобуваються на Українському щиті (Єлісеївське родовище в Запорізькій області тощо), а також лужні каоліни і граніти.

Для виробництва цегли, керамічних блоків, черепиці застосовують переважно глини, суглинки, леси, лесовидні суглинки, аргіліти, глинисті сланці. Найпоширенішими породами в Україні серед зазначених є леси та лесовидні суглинки. Це континентальні антропогенні відклади, поширені по всій території республіки, за винятком гірських районів Карпат і Криму. Запаси їх майже необмежені. Для будівельних потреб використовують також алювіальні й алювіально-озерні глини Закарпаття та моренні суглинки в північних областях України.

Широке застосування в будівництві знаходять *декоративно-облицювальні* матеріали, до яких належать породи різного генезису — магматичні, метаморфічні, осадові: граніти, гранодіорити, лабрадорити, габро, базальти, мармури, пісковики, вапняки, туфи тощо. В Україні відомо кілька сотень родовищ облицювального каменю, вивчених на різному рівні, загальні запаси становлять понад 280 млн м³. Магматичні та метаморфічні породи приурочені до місць неглибокого залягання чи виходу на поверхню Українського щита. Так, дуже значні за запасами поклади світло-сірих, сірих та червоних *гранітів* відомі в Житомирській (Омельянівське, Коростишівське, Корниське, Лозовиківське та інші родовища), Черкаській (Старобабанське), Запорізькій (Кам'яне), Рівненській (Вирівське), Київській (Богуславське) областях. *Лабрадорити* зосереджені переважно в двох районах щита — численні родовища відомі на Житомирщині та в Черкаській і Кіровоградській областях (відповідно масиви Городищенський та Новомиргородський). Поклади *базальтів* відомі в Рівненській (Івано-Долинське, Берестовецьке), Дніпропетровській (Криворізьке) та інших областях. *Мармури* та *мармуровидні вапняки* розробляють у Закарпатті (Діловецьке, Довгорунь тощо), відомі вони також у Рахівському масиві, в Гірському Криму, на Донбасі, Житомирщині. Як облицювальний матеріал можна використовувати

туфи (Закарпаття), травертини (вапнисті туфи) південних районів Тернопільської й Хмельницької областей, гіпси та ангідрити Придністров'я, овруцькі кварцитовидні пісковики Житомирщини, червоні девонські пісковики Тернопільщини та деякі інші породи.

Ювелірне та декоративне каміння Кількість розвіданих та розроблюваних родовищ кольорового каміння в Україні порівняно невелика. Майже всі вони пов'язані із кристалічними породами Українського щита, рідше відомі в Карпатах, Криму, Донбасі. Трапляються в Україні димчастий кварц, берил, топаз, аквамарин, бурштин, родоніт, агат, онікс, яшма, пірофіліт, алмаз тощо.

На Волині відоме Володар-Волинське родовище, в якому добувають *берили* і *топази*. Волинські топази прозорі, світло-сірі, винно-жовті, блакитні, сині.

У Рівненській області виявлено Клесівське родовище *бурштину*, прояви його відомі також у Яворівському районі Львівщини та в інших місцях північних областей України. Приурочені вони до піщано-глинистих порід олігоцену і за якістю, хімічним складом, віком відповідають покладам бурштину в Прибалтиці. Виділяють також площі, перспективні для виявлення нових промислових покладів.

У Рахівському масиві та в Чивчинських горах (Закарпатська і Чернівецька області) відомі прояви оригінального декоративного каменю — *родоніту*, з малиновим, рожевим, коричнювато-червоним забарвленням.

На Овруцькому кряжі Житомирщини розташовані родовища *пірофіліту* — мінералу блідо-рожевого, кремового чи коричневого кольору, який може використовуватись як декоративний матеріал (виготовлення барельєфів, рельєфних панно, ваз, посуду тощо), а також у кераміці, гончарстві.

У Придністров'ї відомі поклади мармурового *оніксу* — високодекоративного каменю світло-сірого, кремового, жовтого, рожевого, коричневого кольору.

Перспективними на виявлення промислової алмазності є деякі райони Приазов'я та Рівненщини.

Численні непромислові прояви кольорового каменю знайдено в Криму (агати, сердолік, яшма), на Донбасі (аметист), у Карпатах (гірський кришталь, гранат-альмандин), у Вінницькій, Житомирській областях (опал) та в інших місцях країни.

29.3. Мінеральні води

На території України виділяють такі провінції мінеральних вод:

- вуглекислі води зони молодого вулканічного діяльності Карпат;
- азотні, азотно-метанові й метанові води артезіанських басейнів, крайових прогинів та складчастих зон, а також сірководневі води західної окраїни Східно-Європейської платформи;
- радонові киснево-азотні води кристалічних порід Українського щита.

За лікувальними властивостями мінеральні води України поділяють на такі типи:

без специфічних компонентів та властивостей, лікувальні властивості визначаються іонним складом вод та загальною мінералізацією;

лікувальні властивості зумовлені підвищеною кількістю у водах різних біологічно активних компонентів, наприклад, органічної речовини, йоду, бромю, радону тощо.

Вуглекислі води, широко вживані в лікувальній практиці, поширені переважно в Закарпатті, на території внутрішніх Карпат і Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта. Так, води типу "Нарзан" відомі в околицях Ужгорода, поблизу населених пунктів Ужок, Голятин, Келечин, Верховина, Кобилецька Поляна тощо. За складом вони гідрокарбонатно-кальцієві, із вмістом CO_2 — 0,8...2,9 г/л. Води типу "Боржомі" поширені переважно в Мукачівському і Свалявському районах Закарпатської області (відомі джерела: "Поляна Квасова", "Лужанська", "Свалява"). За складом води гідрокарбонатно-натрієві з підвищеним вмістом таких активних іонів, як бор і фтор, загальна мінералізація — 4,3... 11 г/л. Води типу "Єсентуки" (район сіл Грабове, Сойми, Верховина Бистра) мають гідрокарбонатно-хлоридно-натрієвий склад і мінералізацію 6... 10 г/л. Вуглекислі води типу "Арзні", хлоридно-натрієві з мінералізацією 4,6... 14,4 г/л, відомі в долині р. Уж та її приток.

Миш'яковисті вуглекислі води знайдено поблизу с. Кваси Рахівського району (вода "Квасівська"); вміст арсену у воді 5... 10 мг/л, вуглекислого газу 1,5 г/л, мінералізація — 1,3 г/л.

Уздовж зони зчленування Східно-Європейської платформи та Передкарпатського прогину розвідано *сульфідні води* з підвищеним вмістом сірководню (0,01...0,06 г/л). Найбільші родовища таких вод відомі в Немирові, Шклі, Великому Любині Львівської області, у Черче Івано-Франківської області, де на їхній базі функціонують курорти.

У цьому ж районі поширені азотні *сульфатно-хлоридні води*, приурочені до пісковиків міоцену. Джерела цього типу відомі в Трускавці та Моршині. У Трускавці відомі також води типу "Нафтуса", слабкомінералізовані (загальна мінералізація 0,6...0,8 г/л), з високим вмістом бітумів органічного походження (до 25 мг/л). Води відзначаються високими лікувальними властивостями. Подібні води виявлено також поблизу смт. Східниці (Львівська область) та Сатанова (Хмельницька область) у долині р. Збруч. Сумарні запаси вод типу "Нафтуса" становлять 0,37 тис. м³/добу. Води цього типу використовують курорти Трускавець, Сатанів, Гусятин.

Підвищений вміст гумінових речовин, бітумів, фенолів спостерігається й у водах курорту Березівські Мінеральні Води (Харківська область). Води належать до *кременистих*— вміст кремнекислоти сягає 30 мг/л, подібні до вод відомого курорту Железноводськ. Запаси їх становлять 1 тис. м³/добу.

Азотні хлоридні і гідрокарбонатно-хлоридні натрієві води з мінералізацією 2... 15 г/л поширені в межах Дніпровсько-Донецької западини та в Причорномор'ї, в Криму. Це лікувальні води без специфічних компонентів. На їхній базі діють курорти в Миргороді, Нових Санжарах (Полтавська область), а також у Саках, Євпаторії (Крим). Води подібні до знаменитих мінеральних вод курортів Баден-Баден та Ахен.

Метанові та азотно-метанові води трапляються в Причорноморському артезіанському басейні, в зовнішній зоні Карпат, у Передкарпатському прогині, в степовому Криму. Деякі джерела використовують у лікуванні (джерело з району Куяльницького лиману).

Радіоактивні *радонові води* поширені на Українському щиті і відомі в районах населених пунктів Бердичів, Житомир, Біла Церква, Миронівка, Умань, Звенигородка, Новоукраїнка, Тальне та в інших місцях. Загальна мінералізація вод становить від 0,5 до 3 г/л. Багато джерел використовують для лікувальних потреб, на їхній базі діють

курортно-оздоровчі центри (Хмільник у Вінницький області, Миронівка, Біла Церква в Київській, Полонне — в Хмельницькій областях).

У лікувальній практиці використовують також *торфові лікувальні грязі* із середньою мінералізацією грязевого розчину 2...3 г/л, поклади яких є в північних та центральних областях України (використовують грязі ба курортах Моршин, Шкло, Миргород).

Мулові лікувальні грязі можна добувати з лиманів та солоних озер, які є в Дніпропетровській (озеро Солоний Лиман), Запорізькій (лимани Молочний, Утлюцький), Херсонській (озера Генічеське, Салькове), Миколаївській (лимани Бузький, Тилігульський, Березанський), Одеській (лимани Алібей, Хаджибейський, Куяльницький) областях та в Криму (озера Узунларське, Тобечицьке, Чокрацьке, Сасик).

29.4.

Горючі корисні копалини

Вугілля

В Україні відомі два великі кам'яновугільні басейни (Донецький і Львівсько-Волинський) та буровугільний

(Дніпровський) басейн.

Донецький басейн належить до типу геосинклінальних. Вугільні пласти виявлено у відкладах середнього та верхнього карбону. Загальна потужність кам'яновугільних відкладів у центральній частині басейну досягає 18 000 м. У вугленосній товщі налічують до 300 пластів вугілля, з них близько 164 пластів з робочою потужністю (понад 0,45 м). З вугільними пластами чергуються типово морські осадки — вапняки, аргіліти, алевроліти, що свідчить про паралічний тип вугленагромадження. Майже виключно гумусове вугілля представлене цілою гамою різновидів за ступенем вуглефікації: від бурого до антрацитів. Запаси до глибини 1800 м становлять 109 млрд т.

Другий за величиною кам'яновугільний басейн України — *Львівсько-Волинський* — є лише крайньою південно-західною частиною великого Львівсько-Люблінського басейну, більша частина якого розташована на території Польщі. Басейн належить до перехідного типу, формувався в паралічних умовах. Вугленосна товща нижньо-серед-

ньокам'яновугільного віку досягає потужності 1000... 1250 м. Вугільні пласти нечисленні (кілька десятків), робочої потужності досягають найчастіше два-три пласти. Відомі як гумусові, так і сапропелеві різновиди. За ступенем вуглефікації вугілля поділяють на довгополуменеве, газове, жирне та коксове. В басейні виділяють Волинське, Забузьке, Сокальське, Бубнівське, Межиріченське, Тяглівське і Карівське родовища. Перспективи приросту запасів у басейні пов'язують із розвідкою глибоких горизонтів на двох останніх родовищах. Загальні запаси оцінюють в 1 млрд т.

У *Дніпровському буровугільному басейні* промислова вугленосність приурочена до бучацької світи палеогенової системи. Басейн охоплює величезну територію (близько 100 тис. км²), проте основні запаси концентруються переважно в Кіровоградській (48 %) і Дніпропетровській (43 %) областях. Відомо понад 90 родовищ і понад 200 вуглепроявів. Продуктивна товща має потужність 15...25 м, вона вміщує 1...4 пласти середньої потужності 3...6 м, при максимальній 10... 12 м. За якістю вугілля басейну м'яке, буре, гумітове. Балансові запаси басейну перевищують 2 млрд т. Перспективи розширення пов'язують з південно-західною його частиною (Дніпропетровська область).

Буровугільні родовища промислового типу відомі також у Дніпровсько-Донецькій западині — Новодмитріївське в Харківській та Сула-Удайське в Полтавській областях, у Передкарпатті (Коломийське родовище), Закарпатті (Ільницьке родовище).

Нафта й газ

В Україні відомі три великі нафтогазозносні провінції: Карпатська, Дніпровсько-Донецька і Крим-

сько-Причорноморська.

Карпатська провінція охоплює Закарпаття, Карпати та Передкарпаття з частиною Волино-Поділля, що до нього прилягає. Переважна більшість нафтових і газових родовищ розташована в межах Передкарпатського крайового прогину, розділеного Стебницьким насувом на дві зони — Зовнішню і Внутрішню. В Зовнішній зоні, яка прилягає до Східно-Європейської платформи, концентрується основна маса газових родовищ (Угерське, Більче-Волицьке, Рудківське, Залужанське тощо), яких виявлено близько 30. Глибина залягання газозносних горизонтів не пере-

вищує 3700 м, вік — переважно неогеновий, рідше крейдовий, юрський. Багато родовищ уже значною мірою вичерпали свої запаси.

У Внутрішній зоні прогину переважають нафтові родовища (Битківсько-Бабченківське, Бориславське, Долинське, Орівсько-Уличнянське, Північно-Долинське тощо). Глибина залягання промислових покладів — до 5400 м, вік — неогеновий, палеогеновий, крейдовий.

Невеликі за запасами родовища нафти і газу виявлено в складчастій зоні Карпат, у Закарпатському прогині, на території Волино-Подільської плити. На плиті відомі два родовища: Куликівське газове (напівпромислове) девонського віку та Локачинське нафтогазове, промислове, силурійсько-девонського віку.

Дніпровсько-Донецька провінція розташована на лівобережній Україні й охоплює Полтавську, Сумську, Харківську, Чернігівську, частково Дніпропетровську області. Приурочена вона до Дніпровсько-Донецької западини, яка складена потужною товщею осадових утворень. Близько 95 % запасів газу і 70 % нафти пов'язані з відкладами пізньокам'яновугільного та ранньопермського віку. Відомо близько 50 родовищ нафти і понад 90 родовищ газу; глибини залягання нафтогазоносних горизонтів коливаються в дуже широких межах — від кількох сотень до 5800 м. Найбільшими газовими родовищами були Шебелинське, Західно-Хрещищенське і Єфремівське (Харківська область), сумарні запаси яких становили понад 970 млрд м³. Серед нафтових родовищ за обсягом нафтовидобутку вирізнялися Леляківське, Гнідинцівське (Чернігівська область) і Глинсько-Розбишівське (Полтавська область) родовища, які дали понад 70 % всієї нафти, видобутої в Дніпровсько-Донецькій западині. На більшості нафтових родовищ поряд із нафтою добувають супутній газ і конденсат. Спостерігають певну закономірність у географічному розміщенні нафтових родовищ. Значна кількість їх з великим вмістом газу розташована в північній частині провінції, в південному напрямку вони змінюються газовими. Дніпровсько-Донецька нафтогазоносна провінція посідає провідне місце в Україні серед нафтогазоносних територій, однак запаси її (особливо нафти) обмежені.

Кримсько-Причорноморська нафтогазоносна провінція розташована на території Запорізької, Миколаївської, Одеської та Херсонської областей, а також у межах Авто-

номної Республіки Крим та в акваторіях Чорного і Азовського морів, що прилягають. Відомо близько 60 переважно невеликих нафтових і газових родовищ, структурно приурочених до глибокої депресії субширотного простягання в межах Причорноморської групи прогинів. Поклади вуглеводнів на більшості родовищ пов'язані з вапняками нижнього і середнього палеогену на глибинах 600... 1200 м, з піщано-глинистими осадами майкопської серії олігоцену (200...750 м) та пісковиками нижньої крейди (4400...4470 м). У Причорномор'ї газоносними є також неогенові породи. Здебільшого родовища виявлено в надрах Тарханкутського та Керченського півостровів. Найбільші газові родовища: Джанкойське, Глібівське, Західно-Октябрьське, Стрілківське та Голишинське газоконденсатне в акваторії. На перспективних площах провінції здійснюють інтенсивні пошукові роботи. Зокрема, перспективними вважають палеозойські та мезокайнозойські осадові відклади на глибинах понад 4500 м, а також породи кристалічного фундаменту.

Горючі сланці На північному схилі Українського щита, в депресії, заповненій відкладами кайнозою, розташоване Бовтинське родовище горючих сапропелітових сланців (Кіровоградська і Черкаська області). Сланці, що утворилися в озерних умовах, за якісними показниками близькі до естонських, їх можна використовувати як у енергетиці, так і для технологічної переробки (смоли, рідке паливо, мастила, пластмаси тощо). Запаси становлять понад 3,5 млрд т.

У Карпатах з відкладами менілітової серії олігоцену пов'язані дуже значні поклади горючих менілітових сланців. Сумарна потужність серії досягає 1500 м. За якісними показниками, умовами залягання та запасами виділяють такі родовища, як Верхнє Синевидне, Борислав, Східниця, Струтені Верхній, Пнів-Пасічна тощо. Загальні прогнотні запаси менілітових сланців перевищують 500 млрд т. Сланці можна використовувати в майбутньому як низькокалорійне паливо, а також для напівкоксування (смола, горючий газ), для виробництва деяких марок цементу, цегли, руберойду, заповнювача для бетону (карпазит), кам'яного литва, як стимулятор росту сільськогосподарських культур тощо.

Торф Поклади торфу приурочені переважно до північних, північно-західних областей України, де налічують понад 2500 переважно невеликих родовищ. Торфовища низинного типу, антропогенового віку. Основну частину видобутку торфу споживає сільське господарство і лише незначну частку використовують як паливо. Загальні запаси торфу оцінюють у 2,2 млрд т.

Озокерит Родовища озокериту відомі в Прикарпатті на території Львівської та Івано-Франківської областей, експлуатуються вони ще з XIX ст. Промислові поклади зосереджені в Бориславському, Трускавецькому, Дзвіняцькому, Старунському, Паляницькому родовищах і приурочені до глинисто-піщаних відкладів міоценового віку. Озокерит є природною сумішшю вищих метанових вуглеводнів (парафіни і церезини) з рідкими нафтовими вуглеводнями (масла) і смолами. Використовують його для виробництва лаків, у парфумерії, в медицині.

В цілому Україна добре забезпечена мінерально-сировинними ресурсами, насамперед такими як залізні та марганцеві руди, руди ртуті, титану; неметалами — графітом, каоліном, сіркою, кухонною та калійною солями, скляною сировиною, гіпсом, будівельним та облицювальним каменем, мінеральними водами. Водночас спостерігають відчутний дефіцит нафти, горючого газу, руд кольорових металів тощо, що потребує розширення пошуково-розвідувальних робіт на перспективних та малодосліджених площах, таких як глибокі горизонти Українського щита, Дніпровсько-Донецької западини, шельфові зони Чорного та Азовського морів тощо.

Контрольні запитання й завдання

1. Знайдіть на Тектонічній карті України описані басейни, провінції та родовища корисних копалин. 2. Поясніть приуроченість окремих груп родовищ (металічних, неметалічних, паливно-енергетичних) до певних структурних елементів території республіки. 3. Які території України є перспективними на пошуки родовищ корисних копалин (і яких)?

Глава 30 РАЦІОНАЛЬНЕ ВИКОРИСТАННЯ ТА ОХОРОНА ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА

30.1.

Геологічне середовище як складова довкілля

Поняття геологічного середовища, як і екологічної геології та геоєкології набули наукового змісту зовсім недавно, наприкінці XX ст., та ще не мають чітко сформульованих загальноприйнятих означень, тому часто різні автори вкладають у них неоднаковий зміст і подають неоднозначні трактування.

У найзагальнішому вигляді *геологічне середовище* — це верхня частина земної кори, що перебуває під впливом інженерно-господарської діяльності людства. До складу геологічного середовища входять гірські породи, корисні копалини, підземні води та рельєф земної поверхні.

Геологічне середовище є складовою довкілля, з ним прямо або опосередковано зв'язані всі компоненти ландшафту будь-якої ділянки нашої планети. З одного боку, гірські породи, як основна складова геологічного середовища, безпосередньо впливають на ґрунтовий і рослинний покриви, які на них розвиваються, а опосередковано — і на тваринний світ та інші компоненти природи. З іншого боку, рельєф, клімат, рослинний і тваринний світ та людина впливають на стан геологічного середовища.

Геологічне середовище є мінерально-сировинною базою для промисловості, основою для спорудження житлових і промислових будівель, різноманітних інженерних споруд та лінійних комунікацій. Використовуючи геологічне середовище для своїх потреб, людина вносить у нього великі зміни, переважно негативні, порушує й руйнує його. Водночас руйнуються й інші компоненти природи, тісно з ним пов'язані, особливо — ґрунтовий покрив, рослинність, забруднюються поверхневі й підземні води, атмосферне повітря тощо. Трапляються не лише процеси механічного руйнування й засмічення довколишнього середовища, а й геохімічне забруднення — адже хімічні елементи в товщі земної кори розподілені нерівномірно. Крім того, й живі організми пристосувались до тих елементів,

які найпоширеніші в поверхневих шарах гірських порід. Людина, піднімаючи з глибин величезні маси ендегенних мінералів, збагачених рідкісними для поверхні хімічними елементами — важкими металами, радіонуклідами, створює небезпечні умови для існування не лише рослин і тварин, а й для себе.

30.2.

Антропогенний вплив на геологічне середовище

Вплив людини на геологічне середовище розпочався давно, від ранніх етапів її розвитку, і поступово посилювався разом зі збільшенням населеності планети. В наш час він досяг гігантських розмірів і став відчутним не лише в окремих регіонах, але й в глобальному масштабі на всій планеті. Серед екзогенних процесів з'явився новий процес, який називають *антропогенезом*, або *техногенезом*. Це процес зміни складу й будови верхньої частини земної кори та її поверхні людською діяльністю. За своїми масштабами і значенням геологічна діяльність людини уже досягла таких розмірів, що вона зіставляється з будь-яким із екзогенних процесів. За висловом академіка В. І. Вернадського, людина в середині ХХ ст. стала найбільшою геологічною силою на нашій планеті, її господарська діяльність порушила планетарний геологічний кругообіг і почала спричиняти геологічні процеси, сумірні з природними, і навіть потужніші за них.

В антропогенному геологічному процесі спостерігаються ті самі три напрями геологічної діяльності, що й у будь-якому екзогенному процесі:

- руйнування речовини земної кори, роздрібнення матеріалу;
- переміщення продуктів руйнування (транспортування);
- утворення нових гірських порід.

Руйнування земної кори відбувається внаслідок видобування корисних копалин, різноманітних будівельних й вибухових робіт тощо. Порушується структура гірських порід, умови залягання, їхня масивність — в цілях переробки для господарських потреб людства.

Добуті з надр землі гірські породи, особливо руди, вугілля, різноманітні будівельні матеріали, мінеральні доб-

рива та інше, транспортують у великих обсягах на значні відстані.

Утворення нових гірських порід пов'язане з видобуванням (відвалами) та переробкою корисних копалин. З відходів виробництва формуються нові пухкі відклади, складені з роздрібнених уламків пустої породи або й нових хімічних сполук, які утворюють верстви, лінзи, а іноді й цілі гори на поверхні землі (терикони).

Найбільше на геологічне середовище впливають гірничо-видобувна промисловість, сільськогосподарська діяльність людей, будівництво та експлуатація різноманітних будівель і інженерних споруд, будівництво й експлуатація лінійних комунікацій (газонафтопроводів, залізниць, автомобільних шляхів).

Вплив гірничо-видобувної промисловості

Деякі рудні й нерудні корисні копалини Розробляються ще з доісторичних часів. Особливого розвитку їх видобуток набув протягом останніх двох століть. На сьогодні щороку на Землі видобувається близько 100 млрд т руд, мінерального палива і понад 300 млн т сировини для виробництва мінеральних добрив та різноманітних будівельних матеріалів. Це призводить до великих змін, переважно негативних, як у геологічному середовищі, так і в навколишньому середовищі взагалі.

Найбільше впливають на природне середовище відкриті гірничі виробки, кар'єри, глибина яких у багатьох країнах світу вже досягає понад 500...600 м і більше (наприклад, міднорудний кар'єр у США «Бінгем-Каньйон», що сягає 740 м). Спорудження таких глибоких виїмок порушує рівновагу в масиві гірських порід і спричиняє розвиток різноманітних геологічних процесів. Це призводить до порушення природної структури гірських порід, інтенсивного вивітрювання, розвитку тріщинуватості та розувільнення. Спостерігається порушення статичної рівноваги порід і розвиток зсувних деформацій та явищ у відкосах, випирання дна та бортів виїмок унаслідок пучення глинистих порід, фільтраційні та дифузійні деформації порід, зумовлені різкими змінами гідрогеологічних умов. Крім цього, щоб запобігти затопленню кар'єру, знижують рівень ґрунтових вод з допомогою свердловин, пробурених навколо нього, з яких постійно відкачують воду. Це не лише змінює режим підземних вод, а й впливає на режим дже-

рел, колодязів, потічків і навіть річок, а в легкорозчинних породах спричиняє карстові процеси.

Наприклад, з кар'єрів і шахт лише Криворізького басейну щороку відкачується близько 50 млн м³ високомінералізованих вод з мінералізацією до 28...30 і навіть 46 г/л. Ці води завдають значної шкоди сільськогосподарським угіддям не тільки цього регіону, а й значної частини півдня України, бо вони засолюють й поверхневі, й підземні води верхніх водоносних горизонтів.

З гірничо-видобувною промисловістю пов'язані великі втрати родючих земель, які відводяться для кар'єрів, відвалів покривних порід, відходів переробки руд тощо.

Наприклад, в Донецькій області площі кар'єрних полів перевищують 130 км², а площі, зайняті різними відвалами і териконами, — понад 220 км². У м. Донецьку площі, зайняті териконами, становлять 15 км². Деякі з них мають висоту до 100 м і більше. Слід зазначити, що породи териконів, піддаючись фізичному й хімічному вивітрюванню, розвіюються вітром, переносяться на значні відстані, забруднюючи атмосферу, ґрунти, поверхневі й підземні води. Наприклад, відвали Криворізького басейну виділяють за рік 42...65 тис. м³ пилу, а шлакосховища додають ще 30...70 тис. т залізо-кварцового пилу. Крім того, від вибухів у кар'єрах на місто Кривий Ріг щодня випадає до 500 т пилу, який складається з оксидів заліза, силіцію та інших елементів. Не випадково кількість професійних захворювань у цьому місті серед робітників гірничорудної промисловості в 20...30 разів вища, ніж в Україні в цілому.

Видобування рудних і нерудних корисних копалин здійснюється й відкритим способом, і шахтним. За корисними копалинами людина все глибше і глибше проникає в земну кору. Найглибша в світі свердловина, пробурена на Кольському півострові, досягла глибини 12 км. Вугілля вже добувають з глибини 1200... 1500 м, а золото — з глибини 3800...4000 м (Індія, Південна Африка). В такий спосіб людська діяльність порушує будову земної кори, оскільки створюються підземні порожнини, які, за масштабами, перевершують форми підземного карсту. З підземною розробкою корисних копалин пов'язане осідання земної поверхні. Наприклад, у Криворізькому басейні, де є 24 шахти для видобутку залізної руди (завглибки від 300 до 1200 м), площа шахтних полів досягла 74,5 км², а сумарна площа зафіксованих ділянок осідання земної поверхні — 16,4 км².

На територіях великих міст, де щороку відкачують сотні мільйонів кубометрів підземної води (наприклад, у Москві — близько 120 млн м³, у Мехіко — понад 300 млн м³), спостерігається різке пониження рівня підземних вод, що в свою чергу спричиняє ущільнення порід і опускання поверхні землі в цих районах. Так, у Токіо окремі ділянки опускаються до 20 см на рік, а в Мехіко — навіть до 30 см, що суттєво перевищує амплітуди коливних тектонічних рухів. У деяких містах Причорномор'я за останні два десятиліття суттєво понизилися рівні артезіанських вод (наприклад, у Мелітополі п'езометричний рівень понизився майже на 80 см, а діаметр депресійної лійки досяг 60 км).

Суттєво позначився на довколишньому природному середовищі бурхливий розвиток вугільної промисловості в Україні та зарубіжних країнах за післявоєнні роки. Нині вуглевидобуток в Україні зосереджений у трьох басейнах: Донецькому кам'яновугільному, Львівсько-Волинському кам'яновугільному та Дніпровському буровугільному. Всього в Україні діють 285 шахт та 7 розрізів з сумарною річною потужністю близько 190 млн т. Шахти досягають глибини 1300 і більше метрів.

Велика кількість шахт і кар'єрів порушує режим підземних вод, що змінює природні ландшафти, на поверхні з'являються великі насипні конусоподібні горби — терикони, які часто горять, викидаючи в атмосферу багато диму.

З видобутком вугілля пов'язане виділення з надр значної кількості газів (які часто призводять до вибухів і людських жертв), загорання вугілля в лавах, раптові викиди вугілля й порід, прориви води з верхніх горизонтів або з відкритих водойм тощо.

При розвідуванні нафтових і газових родовищ головними чинниками, які негативно впливають на геологічне середовище, є вода та різноманітні хімічні елементи, які разом із водою потрапляють у глибокі верстви гірських порід. Ступінь забруднення геологічного середовища буровими розчинами залежить від кількості та токсичності хімічних реагентів, котрі застосовуються для приготування промивних рідин. Їхня кількість у розчині має бути мінімальною, а концентрації — гранично допустимі.

Великої шкоди навколишньому середовищу завдають нафта, газ, конденсат і високомінералізовані пластові води, які шляхом інфільтрації накопичуються в гірських породах під час випробовування свердловин. Дуже шкідливи-

ми для навколишнього середовища є аварійні викиди і відкрите фонтанування свердловин, особливо нафтою. Часто вони супроводжуються пожежами, людськими жертвами, виселенням людей із населених пунктів, втратою свердловин і природних ресурсів, виведенням з ладу значних ділянок родючих земель і істотними матеріальними витратами на їх ліквідацію. Аварійне фонтанування може тривати від декількох діб до двох-трьох років.

Під час видобутку нафти й газу основними забрудниками, котрі впливають на геологічне середовище, є нафта та потужна пластова вода. Нафта має надзвичайно високі токсичні властивості, а тому незначна її кількість у воді робить непридатною воду для господарсько-побутового використання, негативно впливає на флору і фауну. Сильно забруднена нафтою територія стає майже непридатною для рослинного й тваринного світу.

Одним із найнебезпечніших явищ, супутніх розробці нафтових і газових родовищ, є загазованість території. Небезпека загазованості полягає в тому, що вуглеводні метанового ряду в певних пропорціях з повітрям утворюють вибухонебезпечні суміші, а також діють на живі організми і при заміщенні частини кисню в повітрі спричиняють задушливість.

Отже, процеси розвідування та видобутку нафти й газу за недотримання відповідних вимог дуже негативно впливають не лише на геологічне середовище, а й на все довкілля.

Вплив землеробства Незважаючи на поверхневий характер землеробства, ця діяльність виявляє суттєвий вплив на геологічне середовище в зв'язку з охопленням значних площ, а в останні десятиліття — внаслідок широкого застосування багатьох мінеральних добрив та різноманітних хімічних засобів боротьби з бур'янами й шкідниками сільськогосподарських культур (пестицидів, інсектицидів та гербіцидів) і проведенням водних меліорацій. В Україні цей вплив особливо відчутний, бо сільськогосподарська освоєність території становить 70,4 %, а розораність — 56,9 % (в окремих областях вона досягає 80 % і більше).

Потужність зони техногенного впливу не обмежується ґрунтовим шаром і глибиною рівня ґрунтових вод. У всіх регіонах вона визначається глибиною експлуатаційних

колодязів і свердловинами, з допомогою яких організоване господарське і питне водопостачання сільських районів, тобто становить 50...350 м.

Унаслідок інтенсивної сільськогосподарської діяльності в геологічному середовищі посилюються несприятливі природні процеси або й генеруються нові, через що це середовище зазнає змін у своєму складі і властивостях, набуває інших якостей (наприклад, токсикогенності геологічного середовища, тобто здатності забруднених ґрунтів і донних відкладів виявляти пригнічуючий вплив на живі організми, які в них проживають).

В останні десятиріччя на території України щороку використовується до 19 млн т мінеральних добрив, 130 тис. т пестицидів і значна маса хімічних меліорантів (гіпсу, фосфогіпсу, вапна). Це відбувається безперервно протягом тривалого часу і в регіональному масштабі. З мінеральними добривами в геологічне середовище вносяться калій, фосфор, азот, а також численні домішки, серед яких найшкідливіші — важкі метали, радіонукліди, які в різних концентраціях потрапляють у добрива з вихідної сировини. Зокрема, фосфоритні добрива містять такі метали і радіонукліди, як мідь, цинк, кадмій, хром, кобальт, свинець, нікель, ванадій, стронцій, уран-238, торій-232, радій-226, свинець-210, полоній.

Токсичні домішки містять також хімічний фосфогіпс, який широко застосовується в зоні поширення ґрунтів з лужною реакцією.

В Україні використовують пестициди — близько 200 найменувань і препаративних форм, які містять також деякі дуже шкідливі важкі метали, зокрема, ртуть, мідь, арсен, цинк, свинець та ін. Інфільтруючись з поверхневими водами, пестициди проникають у підґрунтові верстви, забруднюючи гірські породи й глибокі горизонти підземних вод.

У розчиненому вигляді та з твердим стоком пестициди і важкі метали з оброблених полів переносяться в річки і нагромаджуються в донних відкладах водоєм.

Отже, сільськогосподарське виробництво через його хімізацію перетворилось на могутній фактор зміни хімічного складу геологічного середовища. Внесення в нього хімічних елементів і сполук, в тому числі синтезованих, не властивих природі, здійснюється в таких кількостях, які не можуть бути поглинуті в повному обсязі в біогеохімічний цикл, тому відбувається їх нагромадження в ґрун-

тах, донних відкладах, гірських породах, поверхневих і підземних водах. В результаті геологічне середовище як частина біосфери не лише забруднюється, а й набуває в регіональних масштабах нової властивості — токсикогенності, що в екологічному відношенні є загрозою для біосфери в цілому.

Вплив будівництва й експлуатації різноманітних промислових, комунальних та інженерних споруд Цей вид антропогенної діяльності В. І. Вернадський називав *техногенезом*.

Техногенез найвиразніше проявляється на території великих міст, які іноді займають величезні площі (від 100 до 6000 км²). Тут людина змінює природний рельєф, гідромережу, підземні води, ґрунтовий покрив, рослинність, склад повітря, характер прояву екзогенних процесів і навіть клімат. Особливо активно антропогенні процеси розвиваються в районах великих хімічних і гірничоперероблювальних заводів, де створюється специфічний ландшафт, змінюється ґрунтовий і рослинний покрив, склад атмосфери, на поверхні нагромаджуються відходи виробництва. Під тиском великих будівель малостійкі гірські породи часто деформуються, осідають, на схилах виникають зсуви і обвали.

За даними інженерно-геологічних досліджень, в Україні налічується 327 міст, які потребують захисту від тих чи інших небезпечних природних чи природно-техногенних геологічних процесів, у багатьох з них водночас розвивається кілька видів небезпечних процесів: 244 міста піддані підтопленню ґрунтовими водами, в 144 спостерігаються активні зсувні зміщення, в 50 — просадки ґрунтів основ, в 12 — осідання поверхні над гірничими виробками і т. д. Найяскравіше вплив інженерно-господарської діяльності на геологічне середовище проявляється в промислових центрах Придніпров'я (міста: Київ, Дніпропетровськ, Кривий Ріг, Запоріжжя) та Донбасу.

Крім зазначених процесів, інтенсивно відбуваються сучасні процеси техногенного осадконагромадження. В містах: Києві, Дніпропетровську, Дніпродзержинську і Запоріжжі техногенні відклади представлені переважно насипними й наливними різновидами. Насипні відклади значної потужності формуються здебільшого в балках і ярах поблизу промислових підприємств, характеризуються неоднорідним складом і пухкою будовою. Потужність їх дося-

гає 20 м. Намивні утворення формуються під час інженерної підготовки заплавлених територій і представлені переважно дрібнозернистими пісками. їхня потужність становить 4... 5 м, рідше 10... 11 м. На наливних фунтах поширене цивільне і промислове будівництво (Київ, Дніпропетровськ).

У великих містах і промислових центрах дуже поширене таке шкідливе явище, як *підтоплення*, яке часто пов'язане з втратами води з водопровідної мережі, будівництвом ставків, водосховищ тощо. Площа підтоплених ділянок (рівень ґрунтових вод відповідає глибині 1,5...2 м) у Києві становить 8,7 тис. га, в Дніпропетровську — 6,3 тис. га (18,2 % міської території). В багатьох випадках втрати з водопровідних систем зумовлюють підвищення рівня ґрунтових вод й утворення нових водоносних горизонтів (особливо в насипних ґрунтах) на глибинах близько 1,5 м від поверхні. Це призводить до зниження експлуатаційної придатності багатьох тисяч будівель і споруд. Особливо несприятливі наслідки техногенних змін режиму підземних вод проявляються в містах Донбасу (в м. Луганську, де площа підтоплених ділянок перевищує 4 тис. га, Донецьку — 5180 га (31 %), Макіївці — 1690 га (41 % території міста). В м. Запоріжжя процес підтоплення почався ще в 1930-ті роки в зв'язку з побудовою Дніпрогесу. З підтопленням і локальним змочуванням лесів і лесовидних суглинків, на яких тут переважно ведеться будівництво, пов'язані процеси просадження ґрунтів, які перебувають у напруженому стані від зовнішнього навантаження чи власної маси ґрунту. З просадженням пов'язані численні деформації конструкцій будівель і споруд. З формуванням нових водоносних горизонтів у містах пов'язано затоплення підвалів, просадження або набухання ґрунтів, деформації будинків старої забудови, активізація зсувних процесів, а з перетіканням техногенних вод в нижчі водоносні горизонти — погіршення якості підземних вод. Підтоплення може бути пов'язане з засипкою балок.

Наприклад, мікрорайон 656 у м. Харкові на Салтівському житловому масиві. Високі темпи розвитку підтоплення помічені в містах центральної частини Дніпровсько-Донецької западини (Полтаві, Лубнах, Хоролі, Карлівці).

На схилах балок і ярів частими є прояви гравітаційних процесів. У цьому відношенні також чи не найхарактерніші

території міст Києва і Дніпропетровська, де на схилах, крутість яких перевищує 15°, розвиваються величезні зсуви. Загальна площа зсувної зони в м. Києві досягає 4 тис. га. Близько 40 % цієї зони має техногенний характер. У Лисичанську налічується 25 великих циркоподібних зсувів площею до 15 тис. м² і об'ємом 20...30 тис. м³. У м. Чернівцях виявлено 64 зсувних ділянки. Внаслідок активізації зсувних змішень у місті останнім часом зруйновано близько 30 житлових будинків і завдано шкоди чотирьом промисловим підприємствам. У містах помітні просідання й провали земної поверхні над давніми підземними ходами (Харків, Полтава, Тернопіль та ін.). В останні часи спостерігається збільшення кількості просідань і провалів, пов'язаних з будівництвом колекторів великого діаметра й метрополітену.

Особливо помітно техногенез пов'язується з гідротехнічними спорудами. При будівництві гребель виникають водосховища, які за розмірами не поступаються природним запрудним озерам. У них відбуваються геологічні процеси, схожі з озерною геологічною діяльністю. У зв'язку з будівництвом гребель різко змінюється вигляд і гідрологічний режим річок, збільшується площа водного дзеркала. Підпір води в річках змінює режим підземних вод, рівень їх піднімається, місцями відбувається заболочення, а в посушливих районах починається засолення ґрунтів. Великі водосховища змінюють клімат району в бік його зволоження, зменшення континентальності. Підтоплення в зоні активного впливу підпору водосховища сприяє активізації екзогенних геологічних процесів (зсувів, суфозії, просядок тощо).

Будівництво й експлуатація лінійних комунікацій

Спорудження й експлуатація магістральних трубопроводів, залізничних автомобільних шляхів теж виявляє значний вплив на стан геологічного середовища. Специфіка цих лінійних об'єктів полягає в їхній протяжності, прокладанні в різних природно-кліматичних зонах, транспортуванні шкідливих для навколишнього середовища продуктів — нафти, аміаку, етилену, кам'яного вугілля, мінеральних добрив тощо. Крім безпосереднього втручання, пов'язаного з технологією будівництва й експлуатації, є небезпека виникнення аварій, пожеж, забруднення атмосфери, ґрунтів і вод викидува-

ними продуктами. Все це завдає шкоди не лише геологічному середовищу, а й усьому довкіллю.

До найпоширеніших порушень під час будівництва й експлуатації газо- і нафтопроводів належать руйнування ґрунтового й рослинного покриву, зміна рельєфу, складу ґрунту і підземних вод, активізація геологічних процесів і явищ.

Уздовж смуги відведення під трубопроводи майже на всіх ділянках, де є будь-який нахил місцевості, відбувається площинний змив, який часто призводить до утворення промоїн і ярів уздовж траншей трубопроводів. Будівництво трубопроводів у певних геологічних умовах активізує карстові процеси. Особливо небезпечне будівництво трубопроводів крізь гірські системи. В Україні за часи Радянського Союзу було прокладено 11 таких трас через Карпати, що суттєво пошкодило геологічне середовище і зруйнувало навколишні екосистеми на великих площах.

Значний вплив на геологічне середовище має будівництво залізниць, яке здійснюється у смугі відведення, ширина якої залежить від категорії лінії, нахилів рельєфу і змінюється від 23 до 50 м (з урахуванням лісосмуги вздовж залізниці) і за значних глибин виїмок або висот насипів може досягати 100 м і більше. При будівництві залізниць видозмінюється рельєф — зрізаються позитивні форми, засипаються пониження; на рівнинах виростають насипи заввишки до 20...30 м; горби і схили прорізуються виїлками завглибшки до 20...30 м. Часто порушується стійкість схилів, розвивається ерозійна діяльність, утворюються промоїни, яри. Глибокі виїмки й тунелі, врізаючись у надра, слугують дренами, змінюють гідрогеологічний режим.

Будівництво й експлуатація автошляхів і автострад також призводить до порушення геологічного середовища та екологічних умов взагалі. Воно часто супроводжується порушенням гідрологічних та гідрогеологічних умов, виникненням і активізацією шкідливих геологічних процесів і явищ — карсту, зсувів, опливин, суфозії, просядок порід, ерозійних процесів тощо. Внаслідок порушення поверхневого й підземного стоку в розчинних породах розвиваються карстові процеси.

У зв'язку з великомасштабним руйнуванням господарською діяльністю геологічного середовища дедалі актуальнішою стає проблема його раціонального використання й охорони. Раціональне використання геологічного

середовища полягає, з одного боку, у максимально повному вилученні і використанні мінеральної сировини при видобутку і збагаченні та переробці корисних копалин, а з іншого — у зведенні до мінімуму шкоди, яку завдають ці процеси довкіллю.

30.3.

Геологічні заповідні території і об'єкти України

Під впливом інтенсивної господарської діяльності людини змінюються природні ландшафти України, збіднюється рослинний і тваринний світ, руйнуються геологічні об'єкти. Тому давно назріла необхідність виявлення й охорони державою найцінніших ділянок та об'єктів як живої, так і неживої природи з метою їх збереження для майбутніх поколінь. За останні роки в цій справі досягнуто певних успіхів. Природний заповідний фонд України уже охоплює понад 5300 територій і об'єктів, його мережа і далі розширюється. Цінні геологічні об'єкти потребують особливо дбайливої охорони, бо, на відміну від об'єктів живої природи, їх після руйнування не можна відновити, і вони втрачаються назавжди. Згідно з сучасною класифікацією заповідні території і об'єкти в Україні поділяються на дев'ять *заповідних категорій*: державні заповідники; державні природні національні парки; державні заказники загальнодержавного та місцевого значення; державні пам'ятки природи загальнодержавного та місцевого значення; державні ботанічні сади; державні дендрологічні парки; державні зоологічні парки; державні парки — пам'ятки садово-паркового мистецтва загальнодержавного та місцевого значення; державні заповідні урочища. Всі заповідні категорії визначені як державні, що підносить їхню вагомість та відповідальність державних і громадських організацій за їх збереження.

Державні заповідники. Державним заповідником оголошується територія (акваторія), в межах якої є природні об'єкти, що мають особливу наукову або культурну цінність (типові або рідкісні ландшафти, угруповання рослинних і тваринних організмів, рідкісні геологічні утворення, види рослин, тварин тощо). Заповідники мають комплексний характер. Ко-

жен з них має значну площу, на якій є типові для даної природної зони біоценози. Він є науково-дослідною установою, основним завданням якої є збереження еталонів природи і генетичного фонду, розробка методів охорони природи та раціонального природокористування. В Україні на 1.01.1995 р. налічувалося 15 заповідників. Суто геологічних заповідників немає, всі вони мають комплексний характер, але в складі деяких заповідників є цінні геологічні об'єкти, які і слугують підставою для їх створення.

Особливо багатий на цінні геологічні об'єкти *Карадзький державний заповідник* — унікальний природний комплекс, своєрідний музей під відкритим небом з дуже цікавою геологією, рослинним і тваринним світом. Він розташований на південно-східній узбережній частині Кримського півострова, між містами Феодосія і Судак, поблизу смт. Планерське (Коктебель). Загальна площа заповідника становить 13699 га, з яких 770 га припадає на частину гірського масиву Карадаг (Чорна гора) і близько 600 га — на морську акваторію. Карадаг є згаслим підводним вулканом юрського періоду, який був піднятий на поверхню землі пізнішими горотвірними процесами. Він складений виверженими (переважно туфами) і осадовими (переважно вапняками) породами; тут добре видно застигли потоки лав, дайки, великі інтрузії. В гірських породах масиву налічується понад 100 мінеральних різновидів. Серед них такі цінні мінерали, як гірський кришталь, аметист, різні колчедани, онікси, сердолік, яшма тощо.

На території заповідника виявлено понад 1200 видів гірської, лісової, лісостепової і степової флори. Тваринний світ заповідника налічує 27 видів ссавців, 76 видів птахів (осідних і тих, що гніздяться), 3 види земноводних, 7 видів плазунів. З хижих тварин тут водиться лише лисиця. В акваторії заповідника досить багата іхтіофауна. Із 130 видів чорноморських риб біля берегів Карадагу трапляється 93, з яких 80 видів тут перебуває постійно. В численних Карадзьких бухтах нереститься одна з найцінніших порід риби — чорноморська кефаль. Гори Карадаг дуже мальовничі завдяки стрімким скелястим вершинам, окремим скелям, урвищам, що місцями спадають у море. Безліч закам'янілих лавових потоків, застигла в тріщинах лава справляють надзвичайне враження. Дуже мальовнича й берегова смуга заповідника з численними бухтами (Лєвова, Пуццоланова, Кажанова, Сердолікова). Між бухтами чимало кам'яних брил, що виступають з морської глибини (Золоті ворота, Слон, Парус, Іван-розбійник тощо).

Серед інших заповідників України, які містять на своїй території цінні геологічні об'єкти, слід назвати Канівський, Карпатський, Ялтинський та Медоборський.

Серед **державних природних парків** — Дністровський каньйон, на території якого знайдені найбільші в світі печери в гіпсах, ряд стратиграфічних, палеонтологічних, геоморфологічних та мальовничих пам'яток.

Державні заказники

На відміну від державних заповідників, де охороняється весь природний комплекс, тут тимчасово або постійно охороняються лише окремі його елементи. Державні заказники створюються для відтворення й збереження певних видів рослин, тварин, палеонтологічних пам'яток, геоморфологічних утворень або й окремих унікальних ландшафтів. На території заказника частково дозволяється господарська діяльність, якщо вона не шкодить об'єктам, що охороняються.

За значенням державні заказники поділяються на заказники загальнодержавного і місцевого значення, за змістом — на ботанічні, зоологічні, лісові, ландшафтні, орнітологічні, іхтіологічні, гідрологічні та геологічні. Для кожного державного заказника розробляється спеціальне положення, яким конкретизуються його завдання й режим охорони з урахуванням характерних для нього особливостей.

Державні геологічні заказники створюються для збереження унікальних або рідкісних геологічних утворень (геологічні відслонення, печери, скелі, каньйони, місця знаходження викопних решток рослин і тварин тощо). В Україні їх виділено небагато, переважна більшість таких об'єктів віднесена до категорії державних геологічних пам'яток. Серед державних геологічних заказників загальнодержавного значення варто назвати: Качинський каньйон, Чорна Річка, Дніпровські пороги, Роздольненський та Аюдаг (Ведмідь-гора).

Державний геологічний заказник **Качинський каньйон** розташований у Бахчисарайському районі Автономної Республіки Крим в долині річки Кача. Його площа становить 100 га. Схили долини тут обривисті, складені вапняками з оригінальними формами вивітрювання. На правому схилі долини у вапняках є залишки печерного міста з монастирем VII—VIII ст. Поблизу каньйона височіють мальовничі "столові" гори Тепе-Кармен і Караул-Тепе. У

ніші під вапняковою скелею вперше в Україні було знайдено залишки неандертальця.

Державний геологічний заказник **Чорна Річка** також розташований в Криму біля с. Широке Куйбишевського району. Долина річки Чорної тут вузька, глибока, місцями має вигляд важкодоступної ущелини, що простягається майже на 12 км. Площа заказника становить 650 га.

Державний заказник **Дніпровські пороги** охоплює порожисту частину Дніпра нижче м. Запоріжжя. До його складу входять: південна половина о. Хортиці, о. Байди, скелі Стіг I і Стіг II та кам'яні стовпи в нижньому б'єфі Дніпровської ГЕС, що інколи покриваються водою. Загальна площа заказника становить 1380 га. На його території є деякі своєрідні форми, складені докембрійськими кристалічними породами. Цінними об'єктами тут є також залишки байрачних лісів, наскельна рослинність, ділянки цілинного степу і дніпровських плавнів.

Роздольненський державний заказник розташований біля с. Роздольне Донецької області на правому березі р. Мокрої Волновахи. Це єдине місце в Україні, де виходить на поверхню розріз теригенного верхнього девону. Тут відслонюється також межа переходу верхнього девону в нижній карбон. Заказник має наукове значення. Він править також за навчальну базу для студентів-геологів.

Державний заказник Аюдаг розташований в околицях смт. Гурзуф. Це лаколіт, який утворився в середньюрську епоху, коли в товщу таврійських сланців ринула магма. З часом процеси ерозії зруйнували слабкі покривні породи і вивели його на поверхню. За своїми обрисами гора нагадує нахиленого ведмеда, що п'є воду з моря, від цього й походить назва гори. Вершина і схили вкриті лісом, трапляються рідкісні види рослин. Площа заказника становить 527 га.

Державні пам'ятки природи

Йдеться про відносно невеликі за площею ділянки території або окремі об'єкти, цінні в науковому, культурному або естетичному відношенні, які охороняються державою. За своїм значенням, як і державні заказники, вони поділяються на державні пам'ятки природи загальнодержавного й місцевого значення. Серед заповідних територій і об'єктів ця категорія є найбільш численна. В Україні налічується понад 700 геологічних пам'яток.

Геологічні пам'ятки поділяють на типи:

- стратиграфічні і геохронологічні — виходи гірських порід на земну поверхню, характерні для певного геологічного віку; також стратиграфічні розрізи (стратотипи, еталонні для даного віку відкладів);

- мінералого-петрографічні — відслонення особливо цікавих, рідкісних або типових гірських порід та порід з рідкісними мінералами;

- сліди давніх виробок корисних копалин;

- палеонтологічні — відслонення гірських порід із збереженими в них рештками фауни і флори тих далеких часів, коли утворювалися ці породи;

- тектонічні — різноманітні деформації гірських порід (складки, розломи), які свідчать про колишні рухи земної кори та згаслі вулкани;

- геоморфологічні — оригінальні форми земної поверхні, які утворилися під дією тих чи інших геологічних процесів (гори-останці, скелі, печери тощо); до цього типу відносять деякі гідрологічні об'єкти (водоспади, витoki великих річок тощо);

- мальовничі — геологічні утворення, які мають особливу культурно-естетичну цінність. Це переважно мальовничі скелі, різноманітні химерні кам'яні утвори, які часто є головними елементами мальовничих ландшафтів. Нерідко оригінальні геологічні об'єкти перебувають на територіях ботанічних пам'яток і разом з ними розглядаються як комплексні ботаніко-геологічні пам'ятки.

Як уже було зазначено, всього в Україні взято під охорону держави понад 700 геологічних пам'яток. Переважна більшість з них (понад 650) належить до категорії державних геологічних пам'яток місцевого значення, набагато менше — до категорії загальнодержавних, майже половину з них становлять печери. Багато їх на Подільській височині. Це найбільші в світі печери в гіпсах: Оптимістична (загальна довжина підземних лабіринтів 201 км), Озерна (115,6 км), Кришталева (22 км), Млинки (25 км), Вертеба (8 км) та інші в Тернопільській області, Атлантида (2,4 км) в Хмельницькій. У Криму найбільшою є Червона печера (Кизил-Коба) 13,7 км.

Цінною геологічною пам'яткою є *сopка Джсау-Тене* — один з великих грязевих вулканів на Керченському пів-

острові. Висота сопки 122 м над рівнем моря, а над навколишньою місцевістю вона підноситься на 50 м. Унікальну пам'ятку являють собою також Дружківські закам'янілі дерева араукарії (діаметром до 1,0 м) у Донецькій області. Деревя свого часу були занесені пісками у заплаві річки, що протікала тут близько 20 млн р. тому. В них у багатьох випадках добре збереглися не лише зовнішня форма, а й внутрішня структура рослин. Частини таких дерев експонуються в музеях Києва та деяких інших міст.

Ряд унікальних геологічних пам'яток загальнодержавного і місцевого значення виявлено в Тернопільській, Івано-Франківській, Закарпатській та інших областях України.

Найбільше пам'яток є стратиграфічного типу (39 % від загальної кількості), друге місце посідають геоморфологічні (30 %), третє — мінерало-петрографічні (8,7 %), четверте — мальовничі (8,6 %), п'яте — палеонтологічні (7,1 %) і шосте — тектонічні (5,8 %).

Контрольні запитання й завдання

1. Що розуміють під поняттям «геологічне середовище»?
2. Що таке антропогенез?
3. Які галузі людської діяльності мають найбільший вплив на геологічне середовище?
4. В чому полягає негативний вплив на геологічне середовище: а) гірничовидобувної промисловості? б) сільськогосподарської діяльності людей? в) будівництва та експлуатації різноманітних будівель та інженерних споруд? г) будівництва й експлуатації газо- та нафтопроводів, залізниць і автомобільних шляхів?
5. У чому полягає раціональне використання геологічного середовища?
6. На які категорії поділяються заповідні території?
7. Що таке державні заповідники? Для чого вони створюються?
8. Що таке державні заказники? Чим вони відрізняються від заповідників?
9. Що таке державні пам'ятки природи? Як вони поділяються?
10. Що таке геологічні пам'ятки природи і як вони поділяються?
11. Назвіть і охарактеризуйте декілька (за вільним вибором) геологічних пам'яток загальнодержавного значення в Україні.

1. *Войлошиников В. Д.* Геология. М.: Просвещение, 1979.
2. *Войткевич Г. В.* Геологическая хронология Земли. М.: Недра, 1984.
3. *Гурский Б. //, Гурский Г. В.* Геология. Минск: Вышэйш. шк., 1985.
4. *Дублянський В. Н., Ломаев Н. А.* Карстовые пещеры Украины. К.: Наук. думка, 1980.
5. *Заридзе Г. М.* Петрография. М.: Недра, 1988.
6. *История геологии.* М.: Наука, 1973.
7. *Короновский Н. В., Якушова А. Ф.* Основы геологии. М.: Высш. шк., 1991.
8. *Котлов Ф. М.* Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. М.: Наука, 1978.
9. *Назаренко Є. К.* Курс мінералогії. К.: Виша шк., 1970.
10. *Леонтьев О. К.* Морская геология, М.: Высш. шк., 1982.
11. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М.: Висш. шк., 1984.
12. *Мархинин Е. К.* Вулканизм. М.: Недра, 1985.
13. *Мороз С. А.* Історія біосфери Землі: У 2-х кн. К.: Заповіт, 1996.
14. *Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
15. *Паламарчук М. М., Горленко І. О., Яснюк Т. Є.* Географія мінеральних ресурсів Української РСР. К.: Рад. шк., 1985.
16. *Потемкин Л. И.* Охрана недр и окружающей природы. М.: Недра, 1977.
17. *Природа Украинской ССР. Геология и полезные ископаемые /* Под ред. Е. Ф. Шнюкова, Г. Н. Орловского. К.: Наук. думка, 1986.
18. *Рудник В. А., Соботович Э. В.* Ранняя история Земли. Л.: Недра, 1985.
19. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
20. *Тектоника Украины /* Под ред. С. С. Круглова, А. К. Цыпко. М.: Недра, 1988.
21. *Унсков В. А.* Тектоника плит. Л.: Недра, 1981.
22. *Хаин В. Е., Михайлов А. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1985.
23. *Экологическая геология Украины.* К.: Наук. думка, 1993.
24. *Якушова А. Ф., Хаин В. Е., Славин В. И.* Общая геология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988.

Передмова.....	3
Вступ.....	5

Частина 1. ЗАГАЛЬНА ГЕОЛОГІЯ

Розділ 1. Основні відомості про Землю

Глава 1. Сучасні уявлення про Землю

1.1. Земля — планета Сонячної системи.....	16
1.2. Походження Землі.....	19
1.3. Будова й фізичні властивості Землі.....	24

Глава 2. Мінерали — складова земної кори

2.1. Хімічний склад земної кори.....	33
2.2. Кристалографічні властивості та форми мінералів у природі.....	36
2.3. Діагностичні ознаки мінералів.....	43
2.4. Найпоширеніші мінерали.....	48

Розділ 2. Процеси зовнішньої і внутрішньої геодинаміки

Глава 3. Магматизм

3.1. Магма й утворення магматичних порід.....	73
3.2. Інтрузивний магматизм.....	76
3.3. Ефузивний магматизм.....	78
3.4. Класифікація магматичних гірських порід.....	90

Глава 4. Вивітрювання порід (гіпергенез)

4.1. Фізичне вивітрювання.....	96
4.2. Хімічне вивітрювання.....	98
4.3. Продукти вивітрювання.....	100

Глава 5. Робота вітру

5.1. Вітри й вітрові процеси.....	106
5.2. Руйнівна робота вітру.....	107
5.3. Транспортна діяльність вітру.....	109
5.4. Акумулятивна робота вітру.....	110

Глава 6. Поверхневі текучі воли	
6.1. Площинний безруслівий схилений стік.....	116
6.2. Стік тимчасових руслових потоків.....	118
6.3. Стік постійних водотоків-річок.....	120
Глава 7. Геологічна діяльність підземних вод	
7.1. Поняття про підземні води.....	129
7.2. Класифікація підземних вод.....	132
7.3. Хімічний склад підземних вод.....	136
7.4. Руйнівна робота підземних вод.....	138
Глава 8. Динаміка льодовиків	
8.1. Утворення й типи льодовиків.....	142
8.2. Геологічна робота льодовиків.....	147
8.3. Причини зледеніння.....	153
Глава 9. Динамічні процеси в озерах і болотах	
9.1. Озера й озерні відклади.....	156
9.2. Геологічна роль боліт.....	163
Глава 10. Геологічна діяльність океанів і морів	
10.1. Рельєф дна океанів і морів.....	167
10.2. Фізико-хімічні особливості води океанів і морів.....	170
10.3. Органічний світ океанів і морів.....	171
10.4. Рух води океанів і морів.....	173
10.5. Руйнівна й акумулятивна робота морів і океанів.....	175
10.6. Типи морських відкладів.....	178
Глава 11. Осадкові гірські породи	
11.1. Формування осадкових порід.....	184
11.2. Класифікація осадкових порід.....	186
Глава 12. Тектонічні процеси	
12.1. Коливні рухи земної кори.....	195
12.2. Тектонічні деформації.....	199
Глава 13. Землетруси	
13.1. Види землетрусів.....	208
13.2. Інтенсивність землетрусів.....	210
13.3. Географічне поширення землетрусів.....	213
13.4. Сейсмічне районування й прогнозування землетрусів.....	214
Глава 14. Метаморфізм	
14.1. Чинники й типи метаморфізму.....	216
14.2. Структури й текстури метаморфічних порід.....	220
14.3. Класифікація метаморфічних порід.....	222

Частина 2. ОСНОВИ ІСТОРИЧНОЇ ГЕОЛОГІЇ

Розділ 3. Будова та еволюція земної кори і літосфери

Глава 15. Основні структурні елементи земної кори і літосфери	
15.1. Типи структурних елементів земної кори і літосфери ..	228
15.2. Структури океанічного ложа ..	231
15.3. Структури перехідних зон і континентів.....	235
15.4. Глибинні розломи й кільцеві структури.....	246
15.5. Тектонічні цикли, епохи складчастості й гороутворення.....	251
Глава 16. Сучасні уявлення про причини еволюції земної кори і літосфери	
16.1. Гіпотези контракції.....	253
16.2. Концепція фіксізму.....	255
16.3. Концепція мобілізму.....	257
Глава 17. Геологічні літочислення	
17.1. Основні завдання історичної геології.....	262
17.2. Методи відносної геохронології.....	263
17.3. Методи абсолютної геохронології.....	270
Глава 18. Методи відтворення палеогеографічних обстановок	
18.1. Уявлення про фації.....	272
18.2. Основні групи фацій.....	274
18.3. Фаціальний аналіз.....	277
18.4. Уявлення про формації.....	280
18.5. Методи відтворення рухів земної кори.....	283
Розділ 4. Етапи еволюції Землі	
Глава 19. Докембрійський етап	
19.1. Догеологічна історія Землі.....	285
19.2. Формування земної кори в докембрії.....	289
19.3. Еволюція атмосфери й гідросфери в докембрії.....	293
19.4. Початок біологічної еволюції в докембрії.....	295
19.5. Корисні копалини докембрію.....	297
Глава 20. Ранньопалеозойський етап	
20.1. Еволюція земної кори в ранньому палеозої.....	299
20.2. Формування атмосфери й клімату Землі в ранньому палеозої.....	304
20.3. Еволюція органічного світу в ранньому палеозої.....	308
20.4. Корисні копалини раннього палеозою.....	312

Глава 21. Пізньопалеозойський етап	
21.1. Тенденції розвитку земної кори в пізньому палеозої	313
21.2. Особливості клімату в пізньому палеозої	321
21.3. Оновлення органічного світу в пізньому палеозої	325
21.4. Корисні копалини пізнього палеозою	329
Глава 22. Мезозойський етап	
22.1. Формування мезозойських структур	331
22.2. Палеогеографічні умови в мезозої	338
22.3. Розвиток рослинності й тваринного світу в мезозої	341
22.4. Корисні копалини мезозою	349
Глава 23. Кайнозойський етап	
23.1. Еволюція земної кори в кайнозої	351
23.2. Зміни палеогеографічних умов протягом кайнозою	358
23.2. Еволюція біосфери в кайнозої	362
23.4. Корисні копалини кайнозою	368
Глава 24. Загальні закономірності розвитку Землі	
24.1. Етапи еволюції земної кори	371
24.2. Особливості формування атмосфери й гідросфери Землі	375
24.3. Еволюція клімату Землі	378
24.4. Закономірності розвитку органічного світу Землі	383
Розділ 5. Сучасний етап розвитку геологічного середовища	
Глава 25. Типи корисних копалин	
25.1. Загальні відомості про корисні копалини	393
25.2. Металічні й неметалічні корисні копалини	398
25.3. Горючі корисні копалини	399
25.4. Рациональне використання мінеральних ресурсів	402
Глава 26. Методи пошуків та розвідки родовищ корисних копалин	
26.1. Стадії геологорозвідувальних робіт на тверді корисні копалини	407
26.2. Спеціальні пошукові методи	408
26.3. Пошуково-розвідувальні роботи	411
Глава 27. Геологічна будова території України	
27.1. Тектонічне районування території	412
27.2. Великі геологічні регіони України	413
Глава 28. Етапи геологічної історії території України	
28.1. Докембрійський етап становлення структури території України	425

28.2. Розвиток геологічної структури території України у фанерозої	427
Глава 29. Корисні копалини України	
29.1. Металічні корисні копалини	436
29.2. Неметалічні корисні копалини	443
29.3. Мінеральні води	450
29.4. Горючі корисні копалини	452
Глава 30. Рациональне використання та охорона геологічного середовища	
30.1. Геологічне середовище як складова довкілля	457
30.2. Антропогенний вплив на геологічне середовище	458
30.3. Геологічні заповідні території і об'єкти України	468
<i>Список рекомендованої літератури</i>	474

Навчальне видання

Свинко Йосип Михайлович
Сивий Мирослав Якович

ГЕОЛОГІЯ

Художник обкладинки *О. Г. Григір*
Художній редактор *Т. О. Щур*
Технічний редактор *Л. І. Швець*
Коректор *А. В. Дрожжина*

Післ. до друку 25.12.02. Формат 84x108/32. Папір офсет. № 1. Гарн. Тип Таймс.
Друк офсет. Ум. друк. арк. 25 2. Ум. фарбовідб. 25,62. Обл.-вид. арк. 28,01.
Вил. №: 3904 Зам. N 3-12.

Оригінал-макет виготовлено редакційно-видавничим центром СП «ІСА».
01025 Київ, вул.Десятинна, 11
Видавництво "Либіль" при Київському університеті
01004 Київ, вул.Пушкінська, 32
Свідоцтво про державну реєстрацію № 404 від 06.04.01

Віддруковано на ВАТ "Білоцерківська книжкова фабрика"
09117, м. Біла Церква, вул. Л. Курбаса, 4.