

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет
імені Івана Франка

Р.М. Смішко

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

Навчальний посібник

Львів
Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка
2005

УДК 55(47.8)
ББК

Рецензенти: д-р геол.-мін. наук *О.С.Ступка* (Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України),
д-р геологічних наук *В.О.Федишин* (УкрДГРІ).

Рекомендовано до друку вченою радою Львівського національного університету імені Івана Франка. Протокол №

Редактор М.Мартиняк

Смішко Р.М.

Геологія з основами геоморфології.

Навч. посібн. Львів: видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. -

Подано загальні відомості про геологію як науку про Землю та її зовнішні оболонки, зокрема земну кору. Подано головні відомості про породи, які беруть участь в будові кори. Охарактеризовані найважливіші процеси, які відбуваються на поверхні і в надрах Землі, проаналізовано їхню природу та значення для формування рельєфу поверхні.

Для студентів геологічних та географічних спеціальностей вищих навчальних закладів.

Передмова

Пропонований навчальний посібник укладений згідно з програмою курсу, який читають студентам геологічного факультету.

У посібнику використано матеріал як вітчизняних, так і зарубіжних учених, його методичною основою стали відомі підручники з основ геології та геоморфології А.Ф. Якушової «Геология с элементами геоморфологии» та J. Verh-roogen, F.J. Turner et al. “The Earth. An introduction to physical geology”. Проте він не може повністю замінити підручники через брак ілюстрацій та неповноту викладеного матеріалу. Його можна розглядати лише як канву для початкового оволодіння знаннями з геології та окремих геологічних дисциплін.

Головна мета книги – дати студентам ту схему вивчення, за якою вони повинні повніше опрацювати додатковий матеріал з використанням інших джерел, у тому числі й наведених у списку рекомендованої літератури.

Посібник є компактним, достатньо висвітлює сучасні уявлення про будову Землі і земної кори, екзогенні та ендегенні процеси, утворення магматичних, метаморфічних та осадових гірських порід (скель), окремі питання походження найважливіших мінералів, з якими доводиться мати повсякчас справу не лише геологам, а й спеціалістам інших професій.

ВСТУП

Головний об'єкт досліджень у геології – верхня кам'яна оболонка Землі, земна кора. Речовинний склад земної кори вивчають такі розділи геології, як мінералогія, літологія, петрографія та ін. Водночас одним із найважливіших питань геології є вивчення глибинних підкорових оболонок – мантії Землі, яка відіграє визначальну роль у формуванні земної кори, її рухах та інших геодинамічних процесах.

За час розвитку геологія значно диференціювалась і тепер - це великий комплекс взаємопов'язаних дисциплін.

Процеси, які відбуваються в глибинах Землі та на її поверхні вивчають у такому важливому напрямі, як *динамічна геологія*. Залежно від джерел енергії їх поділяють на процеси внутрішньої динаміки, або *ендогенні*, і процеси зовнішньої динаміки, або *екзогенні*. Вивчення деяких процесів тепер вилізло у самостійні галузі науки: тектоніку, вулканологію, сейсмологію, структурну геоморфологію та ін.

Тектоніка, або геотектоніка, вивчає особливості будови та розвитку земної кори, визначені переміщеннями окремих її ділянок – тектонічними рухами, що їх спричиняють переважно внутрішні процеси. Під впливом цих рухів виникають деформації, або порушення в шарах скельних гірських порід: вони вигинаються, зминаються в складки або зазнають крихкого руйнування, внаслідок чого виникають тріщини і розриви різних розмірів. У цьому випадку утворюються різні форми залягання гірських порід та їхніх комплексів з відповідними структурними формами. Саме вони є об'єктом вивчення *структурної геології*.

Наука *сейсмологія* вивчає землетруси, як природні, так і штучні, що їх імітують учені для з'ясування структури глибоких зон земної кори та підкорових ділянок. *Вулканологія* досліджує процеси вулканізму: характер виверження вулканів, їх будову та склад продуктів виверження.

Предметом вивчення *історичної геології* є історія розвитку Землі, прояв геотектонічних процесів у часі. Один з її розділів - стратиграфія, що вивчає послідовність утворення та залягання шарів гірських порід і визначає їхній вік. Важливою у цьому разі є палеонтологія, тобто вивчення решток рослинних і тваринних організмів на підставі яких визначають відносний вік порід і геологічну хронологію в цілому, що дає змогу зіставляти між собою різні за складом породні утворення, розташовані на значних відстанях між собою і навіть на різних континентах. З'ясуванню абсолютної геохронології допомагають радіологічні методи, які ґрунтуються на знанні швидкості розпаду різних радіоактивних елементів.

Інший розділ історичної геології – *палеогеографія*, яка визначає фізико-географічні умови минулих геологічних епох: розподіл суші і водойм, материків і океанів, особливості клімату, рельєфу, солоності морських басейнів та ін. Головними в палеогеографії є осадові гірські породи та викопні організми.

Специфічний розділ історичної геології виступає - *четвертинна геологія*, яка вивчає історію розвитку Землі за останній період геологічного часу тривалістю близько 1,8 млн. років.

Регіональна геологія вивчає геологічну будову та історію розвитку великих областей Земної кулі.

Окремим розділом є *морська геологія* із завданнями та методами дослідження рельєфу і структури морського дна та їхніх давніших та сучасних осадів (седиментологія).

Геоморфологія – це геологічна дисципліна, яка вивчає форми земної поверхні (рельєф) і Землі в цілому, походження цих форм, їхній зовнішній вигляд, еволюцію розвитку та закономірності географічного поширення.

Крім того, деякі науки геологічного циклу (вчення про корисні копалини, гідрогеологія, інженерна геологія, прикладна геоморфологія) розробляють не тільки важливі наукові проблеми, а й проблеми безпосередньо пов'язані з вирішенням практичних завдань. Опрацювання різних проблем геології та геоморфології поєднують із вирішенням низки важливих господарських завдань, передусім розшуками та відкриттям родовищ корисних копалин.

Отже, геологія є однією з природничо-історичних наук про Землю, яка визначає закономірності її розвитку в часі, еволюцію давнього органічного світу, має також важливе значення для світоглядного розуміння природи.

Одне з найважливіших завдань геології - проблема вивчення закономірностей утворення та розміщення різноманітних родовищ корисних копалин у земній корі. Це є предметом досліджень Учення про корисні копалини і, зокрема, металогенії як вчення про рудні поклади.

КОРОТКИЙ ІСТОРИЧНИЙ ОГЛЯД РОЗВИТКУ ГЕОЛОГІЧНИХ ЗНАТЬ

Розвиток людського суспільства відбувався у безперервному зв'язку з середовищем, що його оточувало, а таким середовищем є поверхня нашої планети з властивими їй природними умовами. Уже на перших етапах становлення (кам'яна доба) величезну роль у житті людей почали відігравати гірські породи, які використовували для виготовлення найпростіших знарядь праці. Потім в історії людства настали часи, пов'язані з виготовленням металевих знарядь, що зумовлювало потребу віднайдення самородних металів (мідь, золото, срібло), а потім і руд міді, олова, заліза. В писемних джерелах III–II ст. до нашої ери є відомості про деякі мінерали, їхні властивості та поширення. Перше ознайомлення з гірськими породами та мінералами спонукало людину оцінити такі їхні властивості, як твердість, крихкість, піддатливість для обробки. Елементарне вивчення фізичних властивостей речовини започаткувало напрямок у геології, який пізніше (XVII–XVIII ст.) назвали геогностичним.

З часів розквіту Давньої Греції (VII–V ст. до н. е.) дуже серйозну увагу звертали на вивчення Землі та ті процеси, які на ній відбуваються. Уже тоді сформувалися два протилежні напрями в розумінні геологічних процесів, які в пізніші часи отримали назви нептунізму та плутонізму. Прихильники нептунізму, представником якого був давньогрецький філософ Фалес, твердили, що Земля з усіма живими організмами постала з водного середовища. На протигагу цьому, плутоністи стверджували, що все виникло з вогню. Представником цього напряму був Арістотель, який намагався пояснити причини землетрусів та вулканічних вивержень існуванням у надрах Землі розпеченої газоподібної речовини. Він також визнавав, що поверхня Землі та її площа безперервно змінюються внаслідок змін рівня моря та його руйнівної дії.

Близькі погляди висловлював і римський географ Страбон, який жив у I ст. до н. е. Проте зміни обрисів моря і суші він пов'язував з підняттями та опусканнями окремих ділянок земної кори.

За періоду середньовіччя є дуже мало геологічних даних. З тих часів відомі імена таджицького вченого Авіценни, узбецького Аль-Біруні та азербайджанського астронома Мухамеда Насиредина.

Новий етап у розвитку наук розпочався у XV ст. і пов'язаний з епохою Відродження. Проблемами вивчення Землі займалися такі відомі вчені як

Леонардо да Вінчі, І.Фракастро, Г.Багера (Агрикола), Н.Стено. Найбільшим досягненням того часу можна вважати появу праць М.Коперніка (1473–1543), який пояснив будову Сонячної системи. На цій основі неодноразово в XVII та XVIII ст. робили спроби створити гіпотези утворення Землі (Декарт, Лейбніц, Бюфон, Гук, Ріхман). Тоді ж відроджено школи нептуністів та плутоністів. Тривалий час перевага була на боці нептуністів, провідну роль серед яких відігравав професор Фрейберської гірничої академії Вернер (1750–1817). Нептуністи повністю відкидали значення для розвитку Землі внутрішніх сил, що певною мірою негативно вплинуло на розвиток геологічних знань.

Значно прогресивнішим було вчення шотландського геолога Геттона (1755–1779), який провідним у формуванні Землі вважав “внутрішній жар”, і одночасно вважав, що поверхневі сили призводять до руйнування гірських порід. Зрештою погляди плутоністів на той час перемогли.

Наступним кроком у розвитку геології стали висновки англійського дослідника В.Сміта (1769–1839), який звернув увагу на різноманітність органічних решток, що трапляються в шарах порід. Цим учений заклав основи історичного напрямку в геології. Відкриття було підтвержене і розвинуте працями Кюв'є (1769–1832) і Броньяра (1770–1847) з вивчення фауни викопних хребетних Паризького басейну. Дослідження Кюв'є дали початок новій науці – палеонтології. В першій половині XIX ст. закладено основи геологічного літочислення і складено стратиграфічну схему відкладів земної кори, яка узагальнила всі знання про послідовність утворення гірських порід та історію розвитку нашої планети.

Кінець - XIX початок XX ст. ознаменувався бурхливим розвитком геології та виділенням з неї багатьох самостійних дисциплін: петрографії, літології, гідрогеології, геотектоніки та ін. Це було пов'язане з успіхами хімії, фізики, що дало змогу удосконалити методи вивчення мінералів та гірських порід.

У теоретичній геології розробляли різні гіпотези розвитку Землі, серед яких найпопулярнішою була гіпотеза контракції, вперше висловлена французом Елі де Бомоном 1829 р. Гіпотеза контракції (стискання) ґрунтувалася на уявленнях німецького філософа Канта про утворення Землі з гарячої туманності, а потім перехід унаслідок тривалого вистигання в твердий стан. Детальніше цю гіпотезу опрацював математик Лаплас. З позицій цієї гіпотези багато вчених пояснювало утворення складчастих гір на поверхні Землі зморщуванням кори через зменшення в об'ємі внутрішніх мас унаслідок охолодження і застигання (кристалізації).

Наприкінці XIX ст. виникла теорія геосинкліналей, яка пояснювала закономірності розвитку земної кори в особливо сприятливих для деформацій зонах – геосинкліналях. Важливе значення для розвитку цієї теорії мали праці таких відомих геологів, як американці Дж. Хол (1811–1898), Дж. Дена (1812–1895), француз Е.Ог (1861–1927), росіянин Павлов (1854–1929), українець Антон Борисяк (1872–1944) та ін.

Важливе значення для розвитку геології в Російській імперії мали праці М. В. Ломоносова, зокрема ті, які стосувалися ідеї еволюційного розвитку Землі. Значне місце в них відведено вивченню внутрішніх сил та ролі глибинних процесів у формуванні земної поверхні. Учений багато зробив для того, щоб пояснити утворення гірських порід і мінералів. За його проектами організовано експедиції для вивчення багатьох районів тодішньої Росії, а також і України, зокрема її східної частини.

Розвиток геологічних дисциплін наприкінці XIX ст. пов'язаний зі значним прогресуванням промисловості. З цього часу неухильно збільшувалися об'єми геологічних досліджень, виникали державні інституції для їхнього проведення. В Росії 1882 р. створено Геологічний комітет, який провадив важливу роботу з геологічного картування. Тоді ж започатковано роботи з детального одностороннього геологічного картування в межах Донецького басейну під керівництвом гірничого інженера Л. І. Лутугіна.

В західній частині України значні роботи провадили вчені Австро-Угорщини з геологічного вивчення Карпат, починаючи з другої половини XIX ст. Були складені геологічні карти масштабу 1:75 000.

Переломне значення для вивчення гірських геосинклінальних споруд, і зокрема, Карпат мав 1903 р., коли на Віденському геологічному конгресі Уліг зробив доповідь про їхню насувну будову.

Сьогодні територія України повністю закартована у масштабі 1:200 000 і більша частина території – 1:50 000. Щороку українські геологи відкривають нові родовища, що забезпечує випереджальний розвиток господарства.

БУДОВА ЗЕМЛІ

ФОРМА землі є дуже складною і не відповідає точно жодній правильній геометричній фігурі, що визначене її розмірами, швидкістю обертання, станом речовини Землі та іншими факторами. Найпростіші уявлення про Землю як про еліпсоїд обертання в принципі в першому наближенні правильні і достатні. Середній радіус становить 6371,11 км; площа поверхні - 510 млн. км², об'єм – 1,083 x 10¹² км³, маса - 6 x 10²⁷ г.

Дещо ближче до геометрично складної форми поверхні Землі є фігура *геоїда* з амплітудою рельєфу близько 20 км (найвищі гори 8–9 км, а глибоководні западини до 10–12 км). Майже 2/3 поверхні займає океан. Якщо ж уявно продовжити рівневу поверхню океану під материка й острови, то отримаємо замкнену *поверхню геоїда*, яка і визначає фігуру Землі – геоїд. Геоїд та еліпсоїд не збігаються, розбіжність між ними місцями досягає 150–160 м.

Земна куля складена кількома оболонками, які доступні для безпосереднього вивчення: *атмосферою*, *гідросферою* і *земною корою*. На початку XX ст. В.І.Вернадський додав до них ще *кріосферу* – переривчасту льодову оболонку, та *біосферу* – оболонку з розвитком живої речовини, а також розробив концепцію розвитку *ноосфери* як сфери існування людини. Усі ці зовнішні оболонки безперервно взаємодіють між собою, що є їхнім розвитком. Унаслідок такої тривалої і складної взаємодії поверхневі шари земної кори руйнуються, і їхня верхня частина під дією хімічно активних речовин та багатьох поколінь організмів перетворюються в ґрунт, який є самостійну оболонку – *педосферу*.

Оболонки та ядро Землі. На підставі сейсмічних даних виділяють три головні області земної кулі, розділені між собою чітко вираженими поверхнями поділу першого порядку, на яких швидкість сейсмічних хвиль різко змінюється.

I – земна кора (шар А) простежується до глибини 5–10 км в океанах (без урахування води), до 30–40 км у рівнинних платформних областях і до 50–75 км у гірських районах;

II – мантія Землі, простежується від межі з корою до глибини 2 900 км;

III – ядро Землі розташоване в інтервалі 2900–6371 км

Від мантії земна кора здебільшого відділена досить різкою сейсмічною межею, де швидкості поздовжніх хвиль збільшуються від 6,5–7 до 8,0 км/сек. Цю межу виявив 1909 р. сербський сейсмолог Мохоровичич, тому і називають, поверхню Мохровичича (Мохо, М). Отже, можна сказати, що земна кора – це зовнішня тверда оболонка Землі, розташована вище межі М.

Мантію поділяють на дві частини: верхню (шар В і С) до глибини 1000 км і нижню (шар D). В шарі В сейсмічним методом визначено шар розм'якшених порід, який називають *астеносфера* (глибина від 80–120 до 200–250 км під континентами і від 50–60 до 400 км під океанами). Твердаунадастеносферну оболонку називають *літосферою*. Під астеносферою швидкості поздовжніх хвиль різко зростають, досягаючи на глибині 900–1 000 км 11,3–11,4 км/с. У нижній мантії швидкості збільшуються повільніше і на глибині 2 700 – 2 900 км досягають 13,6 км/с. На глибині 2900 км простежується наступний розділ (межа) першого порядку,

що відділяє мантію від ядра. Тут швидкості різко знижуються до 8,1 км/с у ядрі. Поперечні сейсмічні хвилі нижче 2 900 км не проникають, що свідчить про незвичайний своєрідний стан ядра. Зокрема, це свідчить про те, що за даними великої кількості досліджень, переважно сейсмічних про час поширення відповідних хвиль, зроблено висновок, що Земля має щільне ядро радіусом біля 3 400 км, хоча ніхто ніколи цього ядра ніколи не бачив і не побачить. Тобто в даному випадку вчені користуються опосередкованими даними, втім числі оперуючи даними про речовину, якою складене ядро. Багато років тому було висловлене припущення про те, що ядро за своїм складом відповідає залізним метеоритам. Таке припущення добре узгоджується з сучасними даними як отриманими з вимірів щільності на поверхні Землі, замірів обертання і рухів, за допомогою яких розраховують момент інерції, з періоду вільних коливань Землі. Але головним є швидкості поширення сейсмічних хвиль, або хвиль, що викликані землетрусами, при їх проходженні крізь Землю.

ЗЕМНА КОРА складена різноманітними осадовими, магматичними і метаморфічними породами. Співвідношення різних типів гірських порід та їхні потужності змінюються залежно від планетарного рельєфу Землі і структури. В межах континентів виділяють рівнинні і гірські області, в океанах – підводні окраїни материків (шельф – до глибини 200 м, континентальний схил з підніжжям – до глибини 2,5–3,0 км), ложе океану – з переважними глибинами від 4 до 6 км, глибоководні жолоби – до 10–11 км, і серединно-океанські хребти.

У будові земної кори виділяють три шари: осадовий (верхній), складений неметаморфізованими осадовими породами; “гранітний” (гранітогнейсовий), складений магматичними, багатими на кремнезем породами, а також метаморфічними, близькими за складом до гранітів; “базальтовий”, складений основними магматичними і щільними метаморфічними породами, що збагачені магнієм та залізом. Проте всі ці назви є умовними. Вони ґрунтуються на зівставленні швидкостей проходження сейсмічних хвиль зі швидкостями поширення пружних коливань, які були встановлені для названих порід – базальтів і гранітів – експериментальним шляхом. Швидкості проходження поздовжніх хвиль у шарах земної кори відповідають в середньому таким величинам: в осадовому шарі 3–5 км/с, у “гранітному” 5–6 (6,5), у “базальтовому” 6,5–7,2 км/с.

Осадовий шар складений осадовими породами, які є продуктами перевідкладення матеріалу нижніх (давніше утворених) шарів. Він хоча і покриває всю поверхню Землі, проте місцями є надзвичайно тонким, іноді його нема, а деколи досягає потужності в десятки кілометрів (Донецький кряж, Мексиканська затока, Прикаспійська западина).

Гранітний шар утворений метаморфічними і магматичними породами. Тут переважають відміни порід, багатими на кремнезем (кислі породи). Потужність шару досягає 15–20 км, а інколи й більше. В межах океанських плит та деяких континентальних глибоких депресіях він відсутній, або слабо розвинутий.

Базальтовий шар складений переважно грануліто-базитовими високометаморфізованими та магматичними породами. Вміст SiO₂ тут менший (переважно основні породи), а питома вага їх вища. Цей шар розвинутий в основі земної кори в усіх частинах земної кулі, а також ним складене ложе світового Океану.

Виділяють декілька типів земної кори, головними серед яких за геофізичними, геохімічними та геологічними ознаками є: континентальний і океанський. Межі між цими типами досить різкі.

У будові континентального типу беруть участь усі три шари: осадовий, гранітний і базальтовий. Співвідношення між ними в різних структурних зонах можуть бути різні. Межу між гранітним і базальтовим шаром називають

межею Конрада. Вона звичайно досить чітка, проте буває і поступовою. Сумарна потужність континентальної земної кори змінюється від 20 до 70 км. У межах континентальних рівнин вона становить 30–40 км; потужність осадової верстви – 0–5 км (у прогинах понад 10 км). Гранітний шар має 10–25 км, а базальтовий – від 10–15 до 25 км. У гірських районах сумарна товщина земної кори досягає 50–75 км.

Океанський тип земної кори є характерним для ложа океанів. Він різко відрізняється від континентального як за сумарною потужністю, так і за будовою та складом. У ньому нема гранітогнейсового шару, а товщина кори в цілому становить від 5 до 12 км. Ця кора представлена трьома шарами: сині морські пелітоморфні осади потужністю від перших сотень до однієї тисячі метрів. Швидкість проходження поздовжніх сейсмічних хвиль в ньому становить 3 км/с). Шар цих осадів залягає на другому океанському шарі, товщина якого становить 1,0–1,5 км, а швидкості проходження поздовжніх сейсмічних хвиль біля 5 км/с. Він складений базальтовими лавами з підпорядкованими прошарками карбонатних і кременистих порід. Нижче розташовується третій океанський базальтовий шар, потужністю від 4 (5) до 8 км, де швидкості проходження поздовжніх сейсмічних хвиль – 6,0–7,5 км/с.

Крім цих головних типів земної кори, виділяють також перехідні – субокеанський та субконтинентальний. Субокеанський за будовою ближчий до океанського, але відрізняється від нього значною потужністю осадового шару (від 4–10 до 15–20 км). Його виявлено у великих прогинах окраїнних та внутрішньоконтинентальних морів (Каспійське, Чорне, Середземне, Японське, Охотське, Карибське, Мексиканська затока), де під осадовими породами безпосередньо залягає “базальтовий” шар потужністю 5–8 км. Загальна потужність земної кори становить тут 20 км і більше.

Субконтинентальний тип розвинутий в межах острівних дуг (Алеутська, Курильська та ін.) і мілководних плато. За складом він відповідає материковому типу, але зменшеної потужності (20–30 км). Його особливістю є нечітке розмежування “гранітогнейсового” і “базальтового” шарів (межа К).

Речовинний склад земної кори

Гірські породи (скельні), які утворюють земну кору, – це мінеральні агрегати, тобто складені певними комплексами мінералів. Вони можуть бути сформовані однорідними або різними мінералами, а також уламками інших порід чи мінералів. Утворюються породи внаслідок геологічних процесів у певних умовах усередині земної кори, або на її поверхні. За походженням породи поділяють на осадові, магматичні (вивержені) і метаморфічні.

Під час вивчення гірської породи передусім визначають її мінеральний і хімічний склад. Однак цього недостатньо для повного пізнання породи, оскільки однаковий мінеральний склад можуть мати породи різного походження. Уявимо собі таку породу, як граніт. Він складений такими мінералами: кварц, польові шпати, біотит, інколи рогова обманка та деякі інші мінерали в менших кількостях. Якщо граніт потрапляє на поверхню Землі, то під дією кліматичних умов відбувається руйнування, і він розпадається на уламки. Унаслідок подальшого подрібнення розмір уламків дає змогу переносити їх водними та атмосферними струменями. Отже, їх переносять водні потоки, вітер, вони перевідкладаються, утворюючи уламкові осадові породи. І ці нові породи, зокрема піски, за своїм мінеральним і хімічним складом будуть дуже близькими до граніту. Необхідно зазначити, що такі умови виникають у високих широтах, де в холодному кліматі активно проходить механічне (фізичні процеси) руйнування скель і майже відсутнє хімічне руйнування, для якого найсприятливішим є теплий і вологий клімат тропічних широт. Проте умови утворення та залягання граніту і пісковика будуть зовсім різними. Різні також характер їхнього знаходження та форми залягання. Тобто для кінцевого з'ясування походження (генези) гірської

породи необхідно вивчити й інші особливості: структуру, текстуру і форму залягання.

Під *структурою* породи розуміють розмір, склад і форму мінеральних компонентів, що її утворюють, а також характер їхнього взаємозв'язку. Вирізняють різні типи структур залежно від того, складена порода кристалічними чи аморфними речовинами, цілими кристалами чи їхніми уламками; який ступінь обточеності, як пов'язані між собою мінеральні зерна, чи їх цементує якась інша речовина, чи вони безпосередньо зрослися один з одним.

Текстура - це характер взаємного розміщення компонентів, які складають породу, або спосіб заповнення ними простору, який займає гірська порода. Прикладами можуть бути шарувата, сланцювата (коли порода легко розпадається на тонкі плиточки, або луски), масивна, пориста та ін.

Під *формою залягання* розуміють форму тіл, які утворюють гірські породи в земній корі. Для одних порід – це шари, або пласти, для інших – жили, штоки та ін.

Виділяють три великі групи порід: *магматичні, або вивержені, осадові та метаморфічні*.

Для подальшого детального ознайомлення з породами розглянемо мінерали, тобто компоненти, з яких складені породи. Мінерал є твердою фазою, в якій існує речовина в конкретних природних умовах земної кори або її поверхні (температура, тиск, компонентний склад). Тобто мінерал - це природна тверда фізично і хімічно індивідуалізована речовина, яка утворилася всередині або на поверхні Землі внаслідок хімічних (біохімічних) процесів. Мінеральні індивіди відмежовані від інших природними поверхнями поділу.

Кількість мінералів, відомих сьогодні у складі земної кори, перевищує 4000. Проте лише небагато з них у помітних кількостях (понад 5%) є в складі порід. Це так звані *породотворні мінерали*. Серед них найважливіше місце (за кількісними показниками) посідають такі мінерали та мінеральні групи: польові шпати, кварц, піроксени, амфіболи, карбонати, слюди, глинисті мінерали та деякі інші. Загальна їхня кількість становить усього декілька десятків видів. Мінерали, що містяться в гірських породах як другорядні, називаються *акцесорними*.

Самі ж мінерали, відповідно утворені атомами елементів, які розташовані у певних структурних співвідношеннях, формують кристалічну ґратку. Внаслідок процесу кристалізації з розплавів, розчинів та газових еманцій виникають кристали, які, розростаючись і зростаючись, утворюють кристалічні гірські породи. Уламкові (кластичні) породи представлені переважно уламками кристалів та новоутвореннями, які заповнюють проміжки між ними. Ці новоутворення теж представлені дрібно- або тонкозернистим кристалічним агрегатом.

Для кожної породи характерна своя асоціація мінералів у певному агрегатному стані та певних кількісних співвідношеннях. Через те для визначення гірської або скельної породи треба обов'язково навчитися визначати мінерали "на око", тобто за їхнім зовнішнім виглядом та тими ознаками, які ми безпосередньо можемо визначити на місці знаходження породи (в полі). Такий метод називають *макроскопічним*, на відміну від мікроскопічного, коли дослідження породи ведуть із застосуванням мікроскопу, а також інших точних методів мінералогії та петрографії.

Одна з найважливіших ознак для визначення мінералів – його зовнішні кристалографічні форми. Правильний просторовий розподіл частинок у мінералі формує структуру кристала, тобто його кристалічну ґратку. В аморфній речовині атоми розміщені неупорядковано. Кристалічні структури дуже різноманітні і певним чином відображаються в зовнішньому вигляді кристалів. Вони залежать від хімічного складу мінералів та умов його утворення, а також поєднання атомів між собою. Тобто конкретним мінералам

властиві певні кристалографічні форми, а отже і тільки їм властиві форми кристалів.

У кристалах вирізняють такі елементи: *грані*, які є плоскими обмеженнями кристала, *ребра* – лінії перетину граней, *вершини* – точки перетину ребер. Одним з найважливіших положень кристалографії є *закон сталості гранних кутів* – для всіх кристалів одного мінералу кути між відповідними гранями в кристалах однакові і сталі. Це положення дає змогу визначити мінерал шляхом точного вимірювання кутів їхніх кристалів. Для цього слугує прилад *гоніометр*. Зі збереженням сталості гранних кутів розмір і форма граней різних кристалів мінералу можуть значно змінюватися, хоча внутрішня структура незмінна. Отже, за різних умов утворення зовнішня кристалічна форма кристалів одного і того ж мінералу може суттєво різнитися. Цей закон дає змогу для кожного природного мінералу вивести його ідеальну форму, тобто форму, яка могла б розвинути в ідеальних умовах кристалізації речовини.

Під час аналізу кристалів виділяють такі *елементи симетрії*: вісь, площину та центр.

Віссю симетрії називають пряму лінію, в разі повертання кристалів навкруг якої на однаковий кут простежується правильне повторення елементів обмеження. Позначають її латинською літерою *L*. У випадку повного повертання на 360° різні кристали можуть суміститися з вихідним положенням два, три, чотири або шість разів. Тому осі симетрії бувають різних порядків, відповідно другого, третього, четвертого або шостого, що позначають: L^2 , L^3 , L^4 і L^6 .

У 1869 р. професор А.В.Гадолін вивів 32 різні комбінації елементів у кристали, які називають видами, або класами симетрії. Усі класи симетрії за ступенем складності поділяють на 7 великих груп, які називають *сингоніями*.

Хімічний склад земної кори

Дані про хімічний склад земної кори навів американський хімік Кларк 1889 р. як середньоарифметичні значення за 6 000 хімічних аналізів різних гірських порід. Пізніше ці цифри різні дослідники і для різних об'єктів уточнювали. Проте величезну заслугу Кларка оцінено таким чином, що процентний вміст певного елемента в земній корі отримав назву кларк. І тепер ми говоримо: кларк кремнію становить 25,7, кларк титану – 0,52 і т. д. Вісім головних елементів, які складають понад 98% земної кори, розподілені так, %: Si – 25,7; O₂ – 46,5; Al – 7,65; Fe – 6,24; Ca – 2,96; Na – 1,81; K – 1,34; Mg – 3,23. Крім них, відзначимо також вмісти C – 0,46; H₂ – 0,16; Mn – 0,12; S – 0,11. На масу всіх решти елементів припадає 0,37%.

Мінерали – це природні хімічні сполуки або прості самородні елементи, що виникли внаслідок певних фізико-хімічних процесів у земній корі та на її поверхні. Інколи говорять про штучні мінерали, до яких належать синтезовані утворення, що за своєю структурою аналогічні до відомих природних сполук. Однак це не цілком правильно, оскільки мінерали є саме природними утвореннями. Більшість мінералів – це кристалічні тіла, і лише деякі з них аморфні. Кристалічна будова мінералів виражена їхньою геометрично правильною формою – кристалами. За умовами утворення мінерали поділяють на дві групи: ендегенні - пов'язані походженням із процесами внутрішньої енергії Землі; екзогенні – мінерали, що утворюються у верхній частині земної кори та на її поверхні внаслідок процесів звірювання і перевідкладення (осадження) з водних, повітряних мас, льодовиків та ін.

У разі першого ознайомлення з мінералами будемо намагатися визначати їх “на око”. Для цього необхідно знати їхні найважливіші, добре проявлені властивості. Це так званий макроскопічний метод, який найчастіше застосовують геологи в польових умовах. Головними інструментами

визначення в цьому разі є збільшувальне скло (лупа), ніж, інші підручні засоби, а як головний реактив – соляна кислота.

Тверді мінерали трапляються в природі у вигляді кристалів, що мають більш-менш добре виявлену кристалічну форму, або у вигляді неправильних зерен чи суцільних мас, що також складені кристалічною і рідше аморфною (некристалічною) речовиною.

Кути між певними (одноіменними) гранями, або гранні кути, для всіх кристалів певної речовини є однаковими і сталими. Це головний закон кристалографії. За збереження сталості гранних кутів розміри та форма граней конкретного мінералу можуть значно змінюватись, що зумовлене умовами його росту. Проте його внутрішня структура незмінна.

Аморфні речовини (серед них дуже мало мінералів, буквально одиниці) за будовою подібні до рідин або розплавів. Через те в аморфних мінералах фізичні властивості (теплопровідність, електропровідність, твердість, сила щеплення, світлозаломлення) в усіх напрямках однакові. Такі мінерали з однаковими в усіх напрямках властивостями називаються *ізотропними*. Кристалічні речовини завжди анізотропні, тобто це однорідні тіла, які за загальних однакових властивостей по непаралельних напрямках мають різні властивості. І лише щодо окремих властивостей кристалічна речовина може бути ізотропною. Зокрема, кристали кубічної сингонії ізотропні оптично.

Фізичні властивості мінералів. Для визначення мінералів за зовнішніми ознаками і з'ясування їхнього приблизного хімічного складу необхідно знати фізичні властивості кожного мінералу. Оскільки певні фізичні властивості можуть бути однаковими в різних мінералів, або навпаки, якась певна властивість може змінюватись в одного мінералу, то потрібно визначити декілька головних ознак. Це залежить від кількості різних домішок. Тому для точнішого визначення необхідно виявити якомога більше його властивостей. Найважливішими фізичними властивостями мінералів є колір, блиск, злам, колір риси, спайність, твердість, питома вага, приблизний хімічний склад (наприклад, реакція на соляну кислоту – визначення карбонатності мінералу) та деякі інші. Сюди ж належать і такі ознаки як магнітність, електромагнітність, оптичні властивості тощо.

Колір мінералів найрізноманітніший. Вони бувають безколірними, скляно-прозорі. Забарвлення одного й того ж мінералу може бути дуже мінливим, що залежить від сторонніх домішок. Наприклад, кварц є звичайно безколірним – гірський кришталь. Однак цей же кварц може бути забарвлений у фіолетовий колір – аметист (домішка мангану), чорний – моріон (домішка органіки). До групи глинозему належать: корунд – сірувато-сизий, сапфір – чисто синього кольору, рубін – червоний (домішка хрому) та ін. Деякі мінерали змінюють колір унаслідок освітлення: наприклад, лабрадор. Таку властивість мінералу називають *іризацією*. Для певних мінералів забарвлення настільки стало і характерне, що воно увійшло і в його назву: олівін – оливково-зелений, червоний залізняк, хлорит.

Колір риси (порошку). Багато мінералів у порошок мають інше забарвлення, ніж у кристалі чи зерні. Для цього, якщо мінерал не дуже твердий, ним проводять по фарфоровій поверхні, де він залишає рису певного кольору.

Блиск є здатністю мінералів відбивати світло. Виділяють металічний і неметалічний блиск. *Металічний* - це сильний блиск, характерний для металів, зокрема самородних металів, більшості сульфідів і оксидів заліза. Мінерали з *неметалічним* блиском поділяється на декілька відмін: з металовидним (напівметалічним) блиском (наприклад, графіт, молібденіт); з алмазним блиском (алмаз, сфалерит, кіновар); зі скляним блиском, який дуже поширений серед прозорих мінералів (кварц, кальцит); з масним блиском нефелін, галіт); з перламутровим блиском, який зумовлений відбиттям світла від внутрішніх площин мінералу; з шовковистим, який нагадує блиск

шовкових ниток, властивий мінеральним агрегатам, які мають волокнисту будову (гіпс-селеніт, азбест).

Прозорість є здатністю мінералів пропускати крізь себе світло. Вирізняють прозорі, напівпрозорі, просвітлюючі і непрозорі мінерали.

Злам – це тип або характер поверхні, який отримують унаслідок розбивання мінералу. Найтиповішими є мушлюватий, або черепащчастий злам. Він має вигляд увігнутих або випуклих поверхонь з концентрично-волокнистими смугами, що нагадують поверхню мушель деяких молюсків та їхні відбитки в породі. Землистий злам має шорстку матову поверхню. Зернистий злам властивий дрібнокристалічним і дрібнозернистим масам. Для голчастого, або волокнистого, зламу характерною є поверхня, покрита орієнтованими в одному напрямку щільно стиснутими голочками.

Спайність – це властивість мінералу розколюватися по певних чітко орієнтованих щодо його кристалічних граней площинах. Унаслідок розколювання виникають рівні дзеркально-блискучі поверхні. Напрямів спайності в мінералі може бути один, два або три, вони можуть перетинатися й утворювати взаємо перерізані площини. Спайність поділяють на цілком досконалу, коли кристал легко розщепити нігтем (слюда, графіт, гіпс); досконалу, характерну тим, що кристал мінералу розколюється вже підчас слабого удару молотка (кам'яна сіль, кальцит); ясну (середню) – у разі розколювання кристала виникають як площини спайності, так і нерівні злами (польові шпати, рогова обманка); недосконалу – у випадку розколювання переважають поверхні з нерівним зломом, а площини спайності виявляються зрідка (олівін, апатит), і дуже недосконалу – поверхня зламу дуже нерівна, або черепащчаста (кварц).

Твердість мінералу є однією з найважливіших діагностичних ознак. Це ступінь опору речовини щодо дряпання його вістрям, відпірність до стирання і тиску. Різні мінерали мають властиву їм твердість. Твердість визначають методом дряпання мінералів іншими кристалами мінералів, твердість яких є визначена (стандартна); це відносна твердість. У мінералогії користуються відносною шкалою твердості Мооса (табл. 1), у якій є десять мінералів-еталонів. В таблиці номери мінералів (перша колонка) відповідають твердості за шкалою Мооса. Абсолютну твердість визначають методом втискання алмазної пірамідки в досліджуваний мінерал, для цього застосовується прилад мікротвердометр, за допомогою якого розраховують твердість мінералу в кілограмах нп сантиметр квадратний.

	Мінерал	Хімічна формула	Абсолютна твердість (кг/см ²)
--	---------	-----------------	---

1	Тальк	$Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$	2,4
2	Гіпс	$Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$	36
3	Кальцит	$Ca[CO_3]$	109
4	Флюорит	CaF	189
5	Апатит	$Ca_5(F,Cl,OH) [(CO_3)(PO_4)]$	536
6	Ортоклаз	$K[AlSi_3O_8]$	795
7	Кварц	SiO_2	1120
8	Топаз	$Al_2(F,OH)_2 SiO_4$	1427
9	Корунд	Al_2O_3	2060
10	Алмаз	C	10060

Гірські породи (скелі), які формують земну кору, – це агрегати кількох (багатьох) мінералів, рідше складені зернами одного мінералу (полімінеральні та мономінеральні породи). За походженням їх поділяють на три великі групи: магматичні, або вивержені, що виникають унаслідок застигання та кристалізації магми в глибині земної кори або на поверхні. **Магма** – це глибинний силікатний розплав, який виливаючись на поверхню, утворює лаву; осадові гірські породи, утворюються шляхом механічного або хімічного осадження продуктів руйнування попередніх порід, а також завдяки життєдіяльності та відмиранню організмів; метаморфічні породи, виникають із будь-яких гірських порід під дією на них високих температур і тисків разом із глибинними флюїдами (гази та рідини). Ці процеси пов'язані з зануренням порід на великі глибини (регіональний метаморфізм) або зумовлені контактуванням з розпеченою магмою (контактовий метаморфізм). У цьому разі може значно змінитися хімічний та мінеральний склад новоутвореної породи.

Магматичні породи виникають унаслідок підняття магми до поверхні і застигання та кристалізації на певній глибині (інтрузивні) або виливання на денну поверхню (ефузивні). Відмінності в їхньому утворенні чітко виявляються в зовнішніх ознаках, легко відрізняються за структурою і текстурою.

Інтрузивні породи утворюються підчас повільного застигання магми на певній глибині. Визначальну роль у кристалізації відіграють кристалізатори, якими бувають легкі компоненти магми. Відбувається поступова і послідовна кристалізація хімічних сполук, які відкладаються у формі певних мінералів. Чим повільніше кристалізується розплав, тим більших розмірів можуть досягати кристали. Послідовність кристалізації мінералів визначається температурою їхнього застигання (плавлення), а також хімічним складом магматичного розплаву.

Як приклад, розглянемо магму гранітного складу, унаслідок кристалізації якої на глибинах утворюються граніти. До їхнього складу з породотворних мінералів належать польові шпати, кварц, біотит і, рідше, рогова обманка. В першу фазу кристалізації викристалізуються темноколірні мінерали: біотит і рогова обманка, температура кристалізації яких є дуже високою. Кристали формуються в рідкій магмі і їхній кристалізації ніщо не заважає, з огляду на що розвиваються добре огранені кристали. В другій фазі починають кристалізуватися польові шпати, температура кристалізації яких є нижчою. Вони вже накладаються на тверду фазу, якою є попередньо утворені кристали біотиту і рогової обманки. Внаслідок цього кристали польових шпатів ніби обростають і охоплюють біотит та рогову обманку. Такі співвідношення часто можна спостерігати в шліфі породи під мікроскопом. Вони дають змогу визначити часові взаємовідношення між мінералами.

Після кристалізації темних і ясних силікатів порода вже сформована на 75–80% об'єму. Залишковий кремнезем, який був зайвим для утворення силікатів, починає кристалізуватися останнім, утворюючи кварц. Його кристали займають простір між попередньо утвореними мінералами, а форми його виділення будуть неправильними, хоча внутрішня кристалічна структура кварцу повністю збережеться. Отже, магма завершила кристалізацію повністю і перейшла в повнокристалічну рівномірнозернисту за структурою породи. Така структура характеризує глибинні, або абісальні, породи. На великих глибинах в умовах усебічного тиску ріст кристалів нічим не контрольований, і вони розростаються хаотично. Розташування їх у породі випадкове. Текстуру такої породи називають *масивною*.

Фактично такий процес може бути значно ускладненим. Це, зокрема, стається тоді, коли повільний хід кристалізації внаслідок інтенсивного зниження температури (звичайно у зв'язку з тектонічними рухами – різке підняття, розкриття системи і позбавлення її частини летких компонентів) пришвидшується, що одразу ж позначається на зміні структури породи. У цьому разі в породі кристали того ж самого мінералу будуть мати різні розміри: більші, пов'язані з ранішою фазою кристалізації, дрібніші – з пізнішою. Тут може виявитися й етапність росту кристалів, що простежиться в їхній зональності. Такі структури називають *порфіровидними*. Їхня особливість – різнозернистість, що є характерною ознакою напівглибинних, або гіпабісальних, умов застигання магми. Така структура може також утворитися під час кристалізації розплаву, у складі якого один з компонентів є у надлишковій кількості щодо евтектичного розплаву. Тоді в разі охолодження починають виділятися мінерали, до складу яких входять надлишкові компоненти, як добре утворені кристали. Коли ж залишковий розплав урівноважиться і стане евтектичним, то з нього одночасно починають кристалізуватися два мінерали, утворюючи більш дрібнокристалічну масу або взаємні закономірні (мікропегматитові) проростання.

Якщо застигання магми розпочалось на глибині, де частина розплаву викристалізувалася, а продовжилось на поверхні або близько до неї – швидке охолодження залишкового розплаву – у формі виливу лави, то частина речовини (рідка лава) може застигнути, не розкристалізувавшись, або у формі дрібнокристалічної речовини. Отже, більші кристали першої (глибинної) фази кристалізації будуть ніби включені в загальну незрозкритізовану масу. Утвориться так звана *порфірова* структура, характерна вже для ефузивних порід.

Ефузивні породи утворюються у випадку виливання магми на поверхню (ефузії). Внаслідок різкого зниження температури і тиску магма втрачає легкі компоненти (воду і гази), таку дегазовану субстанцію називають лавою. Бурхливе виділення газів веде до зміни структури і текстури порід, що походять з лави, вона буде значно змінена порівняно з інтрузивними магматичними породами. Виділення дрібних бульбашок газу може спінити породу, і вона застигне у вигляді пемзи з бульбашковою текстурою. Така порода настільки легка що плаває на воді.

Швидке зниження температури створює умови, коли всі мінерали кристалізуються майже одночасно. Така ситуація не дає змоги інтенсивно розростатися кристалам, і утворюються дуже дрібненькі (мікрокристалічні) агрегати. Тому в цих утвореннях кристалічну структуру спостерігають лише під мікроскопом, її називають прихованокристалічною. У випадку дуже швидкого охолодження (верхній тонкий шар лави на контакті з водою, льодом чи атмосферою) кристалізація може взагалі не розпочатися, і порода буде складатися з вулканічного скла. Таку породу називають обсидіаном. Звичайно це темно-сіра або темно-бура порода з черепашковим зламом, дуже подібна до скла, чи темнозабарвленого кварцу – моріону.

Часто в газових бульбашках вже після застигання і кристалізації магми нагромаджуються вторинні мінерали, які випадають із водних розчинів. І на

загальному темно-сірому фоні основної маси породи із прихованокристалічною структурою простежуються округлі або еліпсоподібно видовжені ясно-сірі плями включень таких мінералів водного утворення, як аморфний кремнезем (опал або халцедон) чи кальцит. Оскільки такі включення мають дещо видовжену форму зерен, подібну до мигдалю, то структуру назвали мигдалеподібною або мигдалекам'яною. Видовжену форму бульбашок пояснюють течінням лави (видовження мигдалині у напрямі руху лави), що допомагає в багатьох випадках встановити напрям її переміщення.

З виверженнями вулканів пов'язане також утворення групи порід, які називають *пірокластичними*. Внаслідок газових вибухів високо в атмосферу викидаються величезні маси незастиглої лави, яка групується в згустки найрізноманітніших розмірів – від пилинок до уламків у декілька кілограмів і більше. Власне це і є *вулканічний попіл, лапіли і вулканічні бомби*.

Часто маси цього вулканічного матеріалу покривають прилеглі до вулканів площі товстим шаром і перетворюються в тверду породу, яку називають *туфом*. Подібну породу з вулканогенних осадів, що нагромаджуються на дні озера чи моря, в суміші зі звичайним осадовим матеріалом, називають *туфітом*.

Одна з найважливіших ознак для з'ясування виду інтрузивної породи визначення мінерального складу породотворних мінералів та їхніх кількісних співвідношень. Зрозуміло, що такий показник є одночасно характеристикою їхнього хімічного складу.

Належність породи до певної групи визначена її кислотністю, що залежить від процентного вмісту SiO_2 в породі. Головними ознаками для визначення кислотності є: індекс колірності або кольорове число, кількість кварцу, калієвих польових шпатів та фельдшпатидів.

Кольоровим індексом визначають вміст у породі темноколірних мінералів (в об'ємних %). Для кислих лейкократових (ясно забарвлених) порід з великим вмістом кварцу це число мізерне. В середніх породах переважає сіре забарвлення, кварцу мало або його зовсім немає. Основні й ультраосновні породи повністю позбавлені кварцу, кольорове число (крім лабрадоритів – не нижче 50). Відповідно, колір темно-синій або зеленкувато-сірий до чорного з темно-зеленим відтінком. В ультраосновних породах майже не буває сіалічних мінералів. Середні породи сублужного ряду вирізняються великою кількістю калішпату, але без кварцу, а лужні – наявністю фельдшпатоїдів.

Кислі породи дуже поширені в земній корі (до 85%). Вони представлені (нормальний ряд) гранітами і гранодіоритами.

Граніти – це повнокристалічні рівномірнозернисті або порфіроподібні породи, які складаються з кварцу (30%), калішпату (30%), плагіоклазу (30%) і біотиту або рогової обманки (до 10%). Наведений вміст породотворних мінералів є середнім і може значно коливатися. За вмістом основного або другорядного мінералу виділяють окремі відміни гранітів: біотитові, мусковітові, двослюдяні, роговообманкові, піроксенові, амазонітові, лейкократові (аляскіти).

Гранодіорити містять до 15–25% кварцу. Серед польових шпатів переважає плагіоклаз (45–50, інколи до 60 %), індекс колірності доходить до 25. Це проміжна порода між гранітом і діоритом. У порфіроподібних гранодіоритах фенокристали (великі кристали) представлені плагіоклазом. Цю групу порід (граніти, гранодіорити та діорити) часто об'єднують назвою гранітоїди; вони утворюють у земній корі величезні тіла, довжиною в сотні і площею в десятки тисяч квадратних кілометрів.

Гіпабісальні і жильні породи гранітоїдного ряду представлені граніт-порфірами і гранодіорит-порфірами, а також аплітами і пегматитами.

Апліти – це тонко- або дрібнокристалічна гірська порода, яка складається лише з кварцу і калішпату, а плагіоапліт – з кислого плагіоклазу.

В дуже малих кількостях бувають темні мінерали. Дайки аплітів мають значне поширення, пов'язане з гранітами.

Пегматити за складом близькі до аплітів, але відрізняються від них структурою – розміри кристалів бувають дуже великими, інколи велетенськими. Вони представлені калішпатом, кварцом, мусковітом, флогопітом, турмаліном, топазом та іншими мінералами. Пегматитові жили теж розвинуті серед масивів гранітоїдів. З ними пов'язані родовища багатьох корисних копалин.

Ефузивними еквівалентами гранітів є ріоліти (неовулканічні) та *ріолітові порфіри* (палеовулканічні відміни). Загальна ознака для них – наявність афанітової маси, складеної лужним польовим шпатом та кварцом. Така маса або повністю формує всю породу, або вміщує більшу чи меншу кількість фенокристалів (вкраплень) польового шпату, або самого, або ж з виділеннями кварцу. Рідше можна побачити вкраплення біотиту, рогової обманки та ін.

Дацити, дацитові порфіри (або кварцові порфірити) є ефузивними скельними породами, що за складом відповідають деяким багатим на кальцій вапняковисто-лужним гранітам і гранодіоритам. Для них характерний вміст фенокристалів Са-На плагіоклазу, інколи кварцу, а також у меншій кількості біотиту, рогової обманки та деяких інших кольорових мінералів.

Головні форми залягання ріолітів і дацитів та відповідних їм порфірів дуже близькі. Звичайно вони утворюють куполи, іноді потоки і покриви; відомі також у формі жил.

Середні породи представлені переважно безкварцовим комплексом мінералів. З нормального ряду розглянемо діорит, із сублужного – сієніт, з лужного – нефеліновий сієніт. Усі перераховані породи поступовими переходами пов'язані, з одного боку, кислими, а з іншого – основними породами.

Діорити містять до 40% темних (кольорових) мінералів, головню рогової обманки, рідше біотиту і піроксенів. Це визначає і характер їхнього забарвлення: зеленкувато-сірий або темно-сірий тони. Породи рівномірно-зернисті, рідше порфіроподібні з широким коливанням розмірності зерен – від дрібно- до грубозернистих. Розрізняють лейкократові (індекс колірності до 25) і меланократові (більше 40–45). Сіалічні мінерали представлені середнім плагіоклазом (55–95%). Кварцу і калішпату нема, або їхній вміст не перевищує 5–10%, і вони можуть бути виявлені тільки в разі мікроскопічного вивчення. Діорити з більшою кількістю кварцу (до 20%) називають кварцовими діоритами. Гіпабісальні і жильні породи цієї групи називають мікродіоритами і діоритовими порфіритами. Діоритовий порфірит – це темно-сіра, зеленкувато-сіра дрібнозерниста порода з фенокристалами середнього плагіоклазу та рогової обманки.

Ефузивним аналогом діоритів (за хімічним і частково мінеральним складом) є *андезити* й *андезитові порфіри*. Часто вони тісно асоціюють з базальтами, від яких відрізнити їх дуже важко. В такому разі часто використовують узагальнену назву *андезитобазальт*. Андезити й андезитові порфірити мають макроскопічно афанітову основну масу, складену переважно плагіоклазом з підпорядкованою кількістю піроксенів, а також скла. В порфірових виділеннях представлені різноманітні плагіоклази – від бітовніту до олігоклазу, однак, звичайними є лабрадор і андезин. Трапляються також зерна піроксену та рогової обманки. Кварц в андезитах рідкісний або випадковий. Андезити є типовими породами на Закарпатті, поширені між Карпатами й Альпами.

Андезити утворюють потоки лав з бриловою поверхнею, а також екструзивні форми – куполи і обеліски при значнішій в'язкості кисліших відмін. Знаменитий купол Мон-Пеле. Інколи підвищення температури веде до утворення лавового потоку, і це є найзвичайніша форма прояву андезитового вулканізму.

Сієніти – це сублужні рожеві, рожево-сірі повнокристалічні безкварцові породи. Їхній мінеральний склад такий, %: калієвий польовий шпат – 40-80, плагіоклаз – 5-20, темні мінерали (рогова обманка, рідше піроксен і біотит) – 10-40. Якщо кварцу понад 5%, то це кварцовий сієніт.

Нефеліновий сієніт (фояїт) – лужна порода, один з видів родини фельдшпатоїдних сієнітів, де переважним фельдшпатоїдом є нефелін. Середній мінеральний склад такий, %: калішпат – 60, нефелін – 20, лужний піроксен – 5–20, лужні амфіболи – 0-18, іноді альбіт – 5-10, біотит – до 16, олівін – 2-3. Ці породи завдяки планпаралельно розташованим призматичним кристалом калієвого польового шпату, між якими міститься нефелін, лужний піроксен і амфібол мають смугасту текстуру. Найчастіше нефелінові сієніти – це лейкократові середньо- та крупнозернисті, або пегматоїдні породи. Вони утворюють величезні інтрузивні тіла серед докембрійських порід площею до 1 300 км², з ними пов'язані різні корисні копалини (апатит, рідкісні метали).

Вулканічними породами, які за складом відповідають сієнітам, є *трахіти*. У них макроскопічно афанітова маса, яка утворена лужним польовим шпатом із склом такого ж складу. В незначних кількостях може бути плагіоклаз і, рідше, фельдшпати. В переважній більшості в такій масі включені порфірові виділення лужного польового шпату, інколи з плагіоклазом кислого або середнього складу. Кварцу нема.

Вулканічними породами, які за складом відповідають нефеліновим сієнітам, – *фоноліти* (дзвінкий камінь). Від трахітів вони відрізняються суттєвим вмістом фельдшпатидів, і залежно від переважання одного з них виділяють три головні типи: нефелінові фоноліти, лейцитові фоноліти та лейцитофіри.

Фоноліти є досить рідкісними породами. Серед ефузивних порід вони досягають 0,1%. Крім того, завдяки великій кількості нефеліну, вони легко змінюються і втрачають свій первинний мінеральний склад. Форми їхнього залягання: куполи, рідше потоки і покриви, а також жили.

Основні породи утворюють переважно невеликі тіла. Вважають, що магна основного складу має мантийне походження. Під час її застигання кристалізуються переважно піроксени й основний плагіоклаз. Ці породи (нормальний ряд) об'єднують у мафіт-ультрамафітову інтрузивну формацію. *Мафіт* – це повнокристалічна основна порода, в якій темні мінерали становлять 70–90% об'єму породи. *Ультрамафіт* – це загальний термін для означення порід, що не містять фельдшпатидів з індексом колірності понад 90.

Серед основних порід розглянемо такі, як *габро*, *анортозити*, *діабази* і *долерити*, *базальти*.

Габро – це головню крупнокристалічна рівномірнозерниста інтрузивна порода, складена основним плагіоклазом (лабрадор, бітовніт), моноклінним піроksenом, а також ромбічним піроksenом, роговою обманкою, інколи з олівіном і магнетитом. Колір темно-сірий до чорного з зеленкуватим та блакитним відтінками (іризаційні кольори в кристалах лабрадору); середньозернисті типи – ясні. Нормальне габро містить 35-50% темного мінералу, однак трапляються різкі відхилення у бік як лейкократових, так і меланократових відмін. Як ті, так і інші можуть чергуватися в одному масиві.

Цікавою є структура габро, яка залежить від його складу, що зумовлює кристалізацію породи, близьку в часі, тобто всі компоненти є однаково ідіоморфними, не простежується видовження в якомусь певному напрямі. У такий спосіб формується габрова структура.

Габрові породи звичайно генетично пов'язані з гранітами, сієнітами та діоритами. В Україні відомі габро, які перебувають у тісному зв'язку з анортозитами – Волинь і в центральній частині Українського щита.

Анортозити відрізняються від габро мізерним вмістом темноколірних мінералів. Головним мінералом у породі є лабрадор, проте в цілому склад плагіоклазів може змінюватися. Типові анортозити – це крупнокристалічні

породи, інколи до велетенськозернистих. У великих самостійних масивах ці породи бувають у своєрідній асоціації або переходять у гіперстенові граніти (чарнокіти).

Діабази і долерити – це гіпабісальні, часто жильні утворення габрової групи порід; вони є повнокристалічними, звичайно середньо- або дрібнозернистими утвореннями, що складені головню плагіоклазом і авгітом зі специфічною діабазовою (офітовою) структурою: плагіоклаз завжди ідіоморфний щодо авгіту. В ефузивних відмінах структура мікро-офітова. Така ж структура основної маси діабазових порфіритів. Фенокристалами тут є більші виділення основного, часто зонального плагіоклазу і короткі призматичні кристали авгіту.

Базальти є ефузивними породами габрової групи (групи габро-базальту) і за складом відповідають суміші, утвореній з приблизно однакових частин плагіоклазу (лабрадору або лабрадорбітовніту) та залістимагнезійних мінералів. Діабази (долерити) відрізняються від базальтів лише структурою – дуже дрібнозернисті й афанітові відміни. Серед них часто трапляються базальтові порфірити, в яких фенокристали можуть бути представлені авгітом, олівіном та основним плагіоклазом, рідше – піроксен і рогова обманка.

Ультрасновні безпольовошпатові породи. Типові представники цієї групи порід бувають лише в інтрузивній формі. Вони мають дуже незначне поширення – 0,4% від усіх інтрузивних порід. За мінеральним складом тут виділяють декілька груп, серед яких є піроксеніти з горнблендитами, перидотити та олівінові породи.

Піроксеніти і горнблендити. Як бачимо з назви, ці породи складаються переважно або з піроксенів (моноклінних і ромбічних), або з рогової обманки. З акцесорних мінералів сюди належать олівін, біотит і особливо рудні мінерали: магнетит та ільменіт, інколи хроміт. Це темні й важкі зернисті гірські породи, складені лише кольоровими мінералами. Макроскопічно піроксеніти темного, зеленкувато-сірого кольору, інколи з буруватим відтінком. *Горнблендити* темніші – чорного або зелено-чорного кольору. Розмір кристалів досить різний однак найчастіше це середньозернисті породи. Трапляються інколи і порфіроподібні типи. В багатьох випадках горнблендити є вторинними породами, які утворилися внаслідок амфіболізації піроксенітів. Цей процес відбувається як автотематоморфізм під впливом залишкових розчинів кристалізації.

Перидотити складені переважно олівіном та піроксенами. В деяких перидотитах міститься також амфібол, з'являється суттєва домішка гранату.

Олівінові породи (дуніти й олівініти) складені практично самим олівіном. Як домішка наявний хроміт і магнетит. У свіжому вигляді дуніт – це зеленкувато-сіра зерниста порода. Олівінові породи зрідка трапляються в незміненому вигляді. Звичайно вони більше або менше серпентинізовані і часто цілковито перетворені в *серпентиніти* – *змієвики*. Це перетворення пов'язане з дією води при дещо підвищених температурах. Така серпентинізація є епімагматичним процесом.

Описані безпольовошпатові вивержені породи трапляються звичайно разом. Переважають олівінові відміни – перидотити і дуніти. Дуже характерною є їхня асоціація з габровими породами.

Серед жильних (гіпабісальних) порід цієї групи найтипівіші *пикрити*. Геологічно вони пов'язані переважно з діабазами. Ці породи складені буруватим базальтавим авгітом або зеленкуватим хром-діопсидом і олівіном. Звичайною домішкою є рудні мінерали, небагато апатиту; трапляється рогова обманка піроксени і біотит, звичайно наявна невелика кількість основного плагіоклазу. До цих порід належать і алмазовмісні породи – *кімберліти* Південної Африки, що виповнюють жерловини давніх вулканів так звані трубки вибуху.

Явно належним до групи безпольовошпатових ультраосновних порід вважають *меймечіт* – напівсклувата (ефузивна) фація дуніту. Це вулканічна порода з різко вираженою порфіровою структурою. На темно-зеленому тлі виступають великі краплі (2–15 мм) олівіну та чорного скла, в якому простежуються дрібні округлі мигдалини, виповнені або карбонатом, або серпентином. Олівін фенокристалів частково серпентенизований. Текстура породи масивна, рідше флюїдальна і мигдалекам’яна.

Вулканокластичні породи. До цієї групи належать так звані породи уламкової структури, які утворилися внаслідок вулканічних вибухів і викидання в атмосферу величезної кількості різноманітного вулканічного матеріалу та наступного його осадження ближче чи далі від вулканічного осередку. Надалі в процесі літифікації з цього матеріалу (часто разом з осадковим) утворилися скельні (гірські) породи. Вони сформовані з ефузивного та пірокластичного матеріалу – сипкого, зцементованого лавою або гідрохімічно; вони займають середнє положення між виверженими та осадковими породами. В основі їхньої класифікації є речовинний склад та розмір уламків: пелітовий (тонкоуламковий) – розмір до 0,01 мм; алевритовий (дрібноуламковий) – 0,01- 0,1 мм; псамітовий (середньоуламковий) – 0,1-2,0 мм; дрібнопсефітовий (грубоуламковий) – 2-10 мм; крупнопсефітовий (лапілієвий) – 10-50 мм; агломератовий – 50-200 мм; бриловий агломератовий – понад 200 мм. Перші три відміни об’єднують під назвою попелових туфів.

За речовинним складом вулканокластичні породи розділяють на базальтові, андезитові, дацитові, ріолітові. За характером домішок осадкового матеріалу (теригенного, хемогенного, органічного) до 50% виділяють різні породи, які називають *туфитами*.

Кластолава складається з уламків застиглої лави, які зцементовані іншою лавою в рідкому стані. Очевидно інша лави буде відрізнятися від уламків текстурою, структурою, кольором або хімічним складом.

Лавокластит утворюється внаслідок подрібнення лави в процесі виверження. На поверхні лавового потоку виникає кірка, яка, зламуючись подібно до гусениці танка, переміщується у підшву потоку. Утворені уламки зцементовує лави того ж складу, текстури і структури.

Гіалокластит формується внаслідок підводного і підльодовикового дроблення лави під час її виверження. Завдяки швидкому охолодженню відбувається загартування і розтріскування лави, через що уламки гіалокластитів представлені вулканічним склом.

Пірокластичні породи – це вулканічні уламкові породи, цементувальною масою в яких є дрібноуламковий матеріал того ж складу, що й більші уламки.

Вулканічний туф є пірокластичною породою, що складається з твердих продуктів виверження, зцементованих переважно гідрохімічними утвореннями.

Ігнімбрит – переважно кислі пірокластичні породи. Назва дана новозеландським геологом Маршалом у 1935 році породам з особливими умовами утворення – відкладення гарячого пластично деформованого матеріалу з палючих хмар. В подальшому він піддавався інтенсивному ущільненню внаслідок швидкого нагромадження нових вулканокластичних товщ і їхньому спіканню. Дуже сильне виділення газів в процесі виверження веде до майже повного розпилення магми, і в деяких випадках продуктами виверження є тонко розпилені частинки розпеченого, частково ще не затверділого скла, кусочків розпеченої пемзи і кристалів. І при викиді цього матеріалу у формі розпеченої хмари – суміші газів і уламків при температурі біля 600°, цей розпечений гарячий потік скляного піску поширюється по схилах вулкану як справжнє рідину, заповнюючи всі долини і видолінки. Після охолодження всі частинки зливаються (зварюються) в тверду міцну масу. Під тиском навантаження верхніх шарів нижні шари можуть навіть потекти як пластична маса. Ці породи і названо за способом утворення – зварені туфи,

або ігнімбрити. В Новій Зеландії виходи ігнімбритів займають площу понад 25 000 км², а загальний об'єм оцінюють у 8 300 км³. в центральній частині Анд Південної Америки (північна частина Чілі, південь Перу і на прилеглих територіях Болівії та Аргентини) покрови ігнімбритів займають площу близько 150 000 км² з об'ємом не менше 70 000 км³. товщина окремих покривів складає 20–30 м, а їхня сумарна потужність перевищує 1 000 м. відомі усі переходи від власне ігнімбритів до туфів (холодний матеріал) в залежності від температури виверження і самих хмар.

Осадово-вулканокластичні породи (ортотуфіти) складаються з пірокластичного й осадового (до 50%) матеріалу. Цей матеріал сполучається під час виверження (синхронно) як у наземних, так і в підводних умовах.

Вулканокластиво-осадові породи (паратуфіти) виникають, коли під час нагромадження осадів (теригенних, органогенних чи хемогенних) відбувається виверження вулкану і до нормально осадової системи долучаються пірокласти у кількості до 50%. Ці породи належать уже до осадових, але до їхньої назви додають частку туфо (туфопісковик, туфовапняк, туфодіатоміт, туфогаліт).

Осадові породи – це продукти поверхневого руйнування будь яких раніше утворених порід і мінералів та подальшого їх перевідкладення з атмосфери чи водного середовища (аккумуляції). Переважну частину цього матеріалу транспортують водні потоки, льодовики, вітер та океанські течії, зрештою він відкладається у вигляді тонких шарів у найнижчих частинах континентальних чи морських басейнів. Це є процесом *осадконагромадження*, або *седиментації*, який розуміємо як усю сукупність процесів транспортування матеріалу та його відкладення, а *осади*, або *осадові відклади* – це неконсолідований осаджений (не літифікований) матеріал. Давні осади в процесі літифікації перетворилися в осадові породи, і сьогодні це тверді скельні утворення. Вони більше чи менше зберегли в структурі сліди способу їхнього переміщення й умов відкладення матеріалу (фації). Науці відомі осадові породи з найдавніших епох існування земної кори. Це свідчить про те, що процеси ерозії і седиментації відбуваються уже не менше 3,5 млрд. років.

Наші знання про процеси утворення осадових порід ґрунтуються на вивченні сучасних процесів осадоутворення. Однак треба мати на увазі, що повної аналогії тут ніколи не може бути. Особливий фактор тут – специфічність умов четвертинного часу. Зокрема, відомо, що сьогодні континенти є значно вищими за гіпсометричним положенням, ніж упродовж попередніх 600 млн. років. Нема тепер і таких великих за займаною площею мілководних континентальних морів, у яких формувалася більша частина осадових утворень. Хоча такі акваторії, як Гудзонова та Перська затоки, можна розглядати як їхні приблизні аналоги. Зростання і танення велетенських континентальних льодовиків та зумовлене цим підняття рівня моря одночасово виявлялося по всій планеті. Оскільки всі континентальні шельфи, крім тих, що були покриті льодовиком, упродовж останніх декількох сотень тисяч років зазнали тої ж самої історії коливань рівня моря. Наприклад, за останні 16-18 тис. років рівень світового океану піднявся на 120 м.

Серед осадових порід виділяють такі типи: уламкові, хемогенні та органогенні. Між ними нерідко можна спостерігати взаємні переходи. Тобто є змішані породи. Наприклад *мергель* – це порода, яка має ознаки як уламкового, так і хемогенно та біогенного походження, тобто охоплює найдрібнішу (пелітоморфну) уламкову фракцію, хемогенні глинисті утворення, а також біогенні складові – мікроскопічні коколітофориди.

Найважливішою ознакою осадових порід є їхня шарувата будова. Вона виникає внаслідок змін умов формування осадової товщі, зокрема тектонічних рухів, зміни клімату та інших факторів, які у різних формах

позначаються на шаруватості (зміна розміру уламків, кольору, характеру розташування частинок та ін).

Кластичні (уламкові) породи класифікують, передусім, за розмірами уламків.

Єдиної прийнятої класифікації уламкових порід сьогодні немає. Ми приймемо найпростішу десяткову схему.

Стосовно сипких (незцементованих) утворень виділяють найгрубші уламки понад 1 м - це брили. Вони можуть бути як обточені, так і кутасті неправильної форми. Належать до *псефітів* з відповідною *псефітовою структурою*. Мінімальний розмір псефітів становить 1 мм. Обточені утворення з розмірами уламків 100–10 см називають *валунниками* (окремі уламки – *валуни*); не обточені цієї ж розмірності уламки породи – *відламники*. Серед них виділяють крупний (з розміром уламків 100–50 см), середній (25–50 см) і дрібний (10–25 см).

Галечник (10 – 100 мм) буває крупний (100 – 50 мм), середній (50 – 25 мм) і дрібний (25–10 мм). Цементовані відміни з обточеними уламками називають *конгломератом (слінняком)*, і відповідно за розмірами виділяють *крупногальковий, середньогальковий та дрібногальковий*. Щебеневі цементовані відміни називають *брекчією (крупно-, середньо-, та дрібнощебенева)*.

Ще менші розміри мають гравійно-жорств'яні уламки (1–10 мм). Серед сипких утворень виділяють *гравій* (відповідно, крупно-, середньо- і дрібнозернистий). Цементовану форму називають *гравелітом*. Не обточені уламки, відповідно, – *жорства і жорств'яник*.

Інша група – це *псаміти, або піщані породи*. Розмір уламків у породах становить від 1,0 до 0,1 мм. Іноді окремо виділяють грубозернистий пісок (пісковик) з розмірами уламків 1–2 мм. Незцементовані відміни – це *піски*, цементовані – *пісковики*. За розмірністю зерен бувають (0,5-1 мм) крупнозернисті, середньозернисті (0,5-0,25 мм) та дрібнозернисті (0,25-0,1 мм) піски і пісковики.

Алевритові породи з відповідною алевритовою структурою в уламковій частині представлені зернами розміром від 0,1 до 0,01 мм, їхні сипкі відміни називають *алевритами*, а цементовані – *алевролітами*.

До *пелітів* умовно належать породи з частинками до 0,01 мм. Проте переважна більшість цих порід мають специфічні глинисті мінерали, які належать до класу шаруватих алюмосилікатів. Це такі мінерали, як каолін, монтморилоніт, глауконіт, гідрослюди та ін. Крім того, значне місце тут посідають, зокрема, і неглинисті мінерали: кальцит, доломіт, сидерит, опал, оксиди та гідрооксиди заліза, органічний матеріал.

Цементовані пелітові породи називають *аргілітами*. Вони майже повністю втратили здатність розмокати у воді. Крім розмірності частинок, тут важливу роль відіграють новоутворення, представлені глинистими мінералами. Фактично їх можна розглядати як хомогенні утворення.

У природі значно поширені змішані піщано-алеврито-глинисті породи. В ґрунтознавстві та інженерній геології їх визначають як суглинок і супісок. Суглинки – це сипкі і навіть пухкі відклади, які на 70–90% складені пелітовими і лише на 10-30% – алевро-псамітовими часточками. Супісок на 70-90% складений алеврито-піщаним матеріалом.

Осадкові породи хомогенного і біогенного походження.

Частково (а то і значно) до хомогенних треба зачислювати глинисті породи. Власне глинисті мінерали є продуктами хімічного перетворення дрібних уламків зруйнованих порід, що виникають у процесі хімічного руйнування, тривалого транспортування і подальшого діагенезу осадкових утворень. Адже до якого б ступеня (лише до руйнування кристалічної ґратки) ми б не розтирали мінерал, він так ним і залишиться. Проте чим менша частинка, тим легше вона може вступити в реакції для утворення нових, стійких у заданих термобарогеохімічних умовах мінералів.

Хемогенні породи утворюються лише у водному середовищі в процесі випадання із розчину певних мінералів. Такі умови виникають переважно у відділених від моря лагунах, де висока концентрація солей зумовлена надходженням солоної морської води й інтенсивним її випаровуванням. На початкових стадіях осаджуються карбонати, сульфати, пізніше – галоїди, розчинність яких значно вища. Тобто послідовність солеутворення зумовлена розчинністю солей. Першими випадають солі з найнижчою розчинністю, а останніми – з найвищою.

Крім того, як хемогенні утворення ми можемо розглядати кременисті породи, що виникли внаслідок осадження гелів SiO_2 з гарячих фумарольних розчинів, а також розкладу попелового вулканогенного матеріалу.

ВІК ЗЕМЛІ. ГЕОЛОГІЧНА ХРОНОЛОГІЯ (Шкала геологічного часу). АБСОЛЮТНА ГЕОХРОНОЛОГІЯ.

Геологія є історичною наукою і визначає хронологію геологічних подій, що відбувалися в ході формування та розвитку земної кори і життя на ній. Сам механізм виникнення Землі та Сонячної системи до кінця не з'ясований. Найпоширенішою сьогодні є дещо модернізована гіпотеза Гарольда К. Рея (Harold C. Urey) з 1952 р., за якою трактують виникнення Сонця внаслідок згущення космічної пилогазо-метеоритної хмари, а планет – із її залишків, які скупчились під впливом гравітації. Конденсація й ущільнення такої маси матерії спричинилася до розігрівання утворених планет і їхнього часткового або повного переходу в розплавлений стан. На цьому етапі відбулася гравітаційна диференціація безладно змішаної планетарної речовини, що привело до занурення найважчих складників до внутрішніх, а найлегших – до зовнішніх частин Землі, подібно як і в інших планетах. Утворилася Земля понад 4,5 млрд. років тому.

Земна кора на початкових стадіях була дуже нестабільною, тонкою і утвореною породами типу базальтів. Гідросфери ще не було, а атмосфера складалася переважно з окису та двоокису вуглецю, сірководню, двоокису сірки, аміаку, хлористого водню та інших газів. Під час процесів вулканізму через тонку кору в атмосферу надходили величезні маси води у стані пари (в базальтах міститься близько 7% води). Поступово на поверхню з глибин почали виходити легші гранітоїдні магми, які були складені більш легкоплавкими компонентами. Такий рух розпочав процес розшарування кори і формування “гранітного” шару. Коли ж температура поверхні Землі стала нижче 100°C , водяна пара почала конденсуватися. Так упродовж перших 4 млрд. років існування Землі на її поверхні виникла гідросфера, що була сформована вулканічними водами. На початкових етапах водні басейни були неглибокими і теплими, проте вони швидко поглиблювались і поширювались. Про існування водних басейнів уже близько 3,8 млрд. років тому свідчать метаморфічні скельні породи цього віку, які виникли з осадових утворень (парапороди). Очевидно, осадові утворення розвивалися і в континентальних (безводних) умовах. Їхнє утворення привело до зміни і поновлення складу земної кори внаслідок певних тектонічних процесів.

У водах первинних басейнів були розчинені великі кількості вулканічних газів, що визначило їхню високу кислотність. Склад їх був подібним до вод гарячих джерел, гейзерів. Цей “кислотний” період існування Океану тривав до межі близько 3 млрд. років тому. Очевидно, що води мали дуже високу хімічну активність. Унаслідок реакцій між розчиненими у воді компонентами кислотність вод поступово знижувалася.

Другий найважливіший етап розвитку Землі розпочався близько 600 млн. років тому й пов'язаний з розвитком і становленням біосфери. Рослинні організми завдяки процесам фотосинтезу почали виділяти вільний кисень і атмосфера поступово набула окисних властивостей. Це, відповідно, стало причиною переходу більшої частини азоту (душцю) з морської води, де він перебував у вигляді аміаку, в атмосферу. Біохімічні процеси привели до

зв'язування вуглецю з оксидних форм, яких до цього часу було дуже багато, що ще більше знизило рівень кислотності морської води.

Склад атмосфери стабілізувався близько 300 млн. років тому. З тою ж епохою пов'язана і стабілізація складу води, який є незмінним і досі.

Розвиток Землі як історію земної кори, так і органічного світу, вивчає *історична геологія*. Від етапу утворення земної кори, поверхня нашої планети змінювалася постійно. Найстарші скелі мають вік близько 4 млрд. років. Найдавніші сліди життя виявлені в породах з віком близько 3,8 млрд. років. На ранніх етапах еволюції земної кори (архей, протерозой) кількаразово виявлялися потужні тектонічні рухи, внаслідок яких різко змінювалися величезні площі континентів. Такі періоди підвищеної тектонічної активності земної кори називають *орогенезами*. В епохи орогенезу зростала також і магматична активність земної кори.

До кінця протерозою, тобто до межі 570 млн. років тому, життя на Землі розвивалося дуже повільно. Той час назвали *криптозойським*, або часом прихованого життя. І лише з настанням палеозойської ери розпочався вибуховий розвиток кістякових організмів, що, очевидно, було зумовлене зростанням кількості кисню в атмосфері.

За останні 600 млн. років існування нашої планети відбувалися послідовні горотворні рухи, які сформували гірські системи, континенти змінили своє положення; в цей же час з'явилася і розвинулась наземна рослинність, яка передувала виходові на сушу перших тварин. Спочатку виникли земноводні, потім плазуни, птахи, ссавці, і лише в останні 1,8 млн. років з'явилась людина.

Для того, щоб ліпше уявити собі понад 4500 мільйоннолітню історію Землі, спробуємо прискорити біг часу у 4500 мільйонів разів, тоді вона поміститься лише в один рік. Отже, події, що відбувалися за час від 1 до 17 січня для нас практично невідомі. Тоді власне формувалися земні шари, разом із земною корою. З останнього дня цього часу відомий найстарший у світі мінерал з Австралії – циркон. З 17 лютого відомі найстарші скельні породи. В перший день “весни”, 21 березня, з'явилися найперші відомі примітивні форми органічного життя, які дуже довго існували на цьому рівні. Вибуховий розвиток органічного життя датовано приблизно 13 листопада, а вже 24 листопада життя вийшло на сушу.

Безперервно змінювалися обриси морів і суші. Десь близько 11 грудня Європа поєдналася з Азією, внаслідок чого утворилися Уральські гори. За тиждень до кінця року вимерли велетенські плазуни і почався інтенсивний розвиток ссавців. В останні два дні року поверхня Землі різко змінилася внаслідок потужних горотворних рухів альпійського орогенезу. З цим часом пов'язане складкоутворення і підняття флішових Карпат.

Близько 20 год вечора 31 грудня, як і належить перед Новим роком, почалося охолодження клімату в Північній півкулі. Настала льодовикова епоха, упродовж якої більшу частину Європи, Азії та Північної Америки неодноразово покривав материковий льодовик. В останню годину року з'явилася найвища форма людини *Homo sapiens*. І цього часу людині вистачило, щоб розбудувати цивілізацію і повністю опанувати Землею.

Відносна геохронологія та методи її визначення. Головними історичними документами, за якими геологи відчитують історію земної кори, є гірські або скельні породи та вміщені в них скам'янілі рештки різних тваринних і рослинних організмів. У цьому разі головне завданням – визначення віку утворення гірських порід. Для цього застосовуються кілька методів досліджень. Одним з них є стратиграфічний метод, який ґрунтується на вивченні послідовності нашарування осадових порід, що утворилися в морських чи континентальних умовах. Якщо, наприклад, у берегових урвищах рік чи моря внизу виступають вапняки, а вище – глини, то цілком зрозуміло, що вапняки утворилися скоріше, отже, за віком вони є давнішими

від глин. Так за допомогою стратиграфічного методу визначають відносний вік порід.

Усю історію розвитку Землі на підставі історико-геологічних досліджень поділяють на два великі етапи: догеологічний і геологічний. Перший почався з моменту зародження газопилової туманності, яка дала початок планеті Земля; тривалий час відбувалося формування зовнішніх сфер, у тому числі й земної кори. Цей етап називають також космічним (планетарним). За його закінчення приймають час появи земної кори, тобто час, від якого збереглися найдавніші документи – мінерали та гірські породи. Вік найдавніших з них визначений у 4,2 млрд. років.

Отже, геологічна історія почалася від часу формування перших надійно збережених до цього часу блоків земної кори і відповідно тогочасних скель (порід).

Методи визначення абсолютного віку в геології ґрунтуються на явищі радіоактивності. Ядра деяких нестабільних (радіоактивних) елементів довільно розпадаються. А швидкість їхнього піврозпаду є сталою, що дає змогу обчислювати абсолютний вік мінералу, який містить цей радіоактивний елемент. За допомогою радіоактивних методів можна виразити в роках тривалість певних відрізків часу в історії земної кори. У 1964 р. складено загальну зведену геохронологічну шкалу і визнано для фанерозою у масштабі всієї земної кулі. Абсолютна шкала дуже тісно корелює з відносною геологічною шкалою.

Методи ж визначення відносного віку ґрунтуються на вивченні співвідношення між собою шарів порід. Основою тут є палеонтологічний метод.

Крім нього, застосовують і стратиграфічний метод, який визначає послідовність нагромадження шарів, які послідовно налягають одні на одні. Найстаршим є найнижчий шар. Це правило вивів ще Стено у XVII ст. Проте цей метод в умовах складчастих областей потрібно контролювати палеонтологічним і структурним методом, зокрема, коли для умов перекинутого залягання шарів старші шари можуть виявитися над молодшими.

Палеонтологічний метод ґрунтується на вивченні давніх органічних решток, що трапляються переважно в породах осадового походження. За даними палеонтології з'ясовано певну послідовність у розвитку життя на Землі, на цій підставі вдалося розробити систему відповідного літочислення, або геохронології. Цей метод, на відміну від стратиграфічного, дає змогу зіставляти породи, які розділені між собою великими відстанями, шляхом порівняння наявних у них комплексів органічних решток.

На Другому міжнародному геологічному конгресі в Болоньї (1881) затверджено головні підрозділи історії Землі і відповідні їм комплекси відкладів осадових товщ. Вони зведені в таблицю, яку називають геохронологічною шкалою.

Подібно до геохронологічної стратиграфічна шкала, у якій відображені підрозділи товщі пластів земної кори, що за віком відповідають відрізкам часу, які виділені в геохронологічній шкалі. Найбільші часові відтинки називають **ерами**. У стратиграфічній шкалі їм відповідають так звані *групи* шарів. Ери і групи, відповідно, поділяють на періоди і системи. В сучасній стратиграфічній шкалі виділяють і дрібніші підрозділи: системи поділяють на відділи, а відділи – на яруси. Відповідно, в часовій шкалі вирізняють періоди, які поділяють на епохи і віки. Група, система, відділ, ярус є підрозділами, які застосовують для всієї земної кулі, це планетарні одиниці.

У стратиграфічній шкалі історія Землі розділена на чотири ери за вивченням етапів розвитку органічного життя. Відповідно, визначено такі назви ер: археозойська, або архейська (від грец. археос – найдавніше, зоо – життя) – ера найдавнішого життя; палеозойська – (від грец. палеос – давній) – ера давнього життя; мезозойська (від грец. мезос – середній) – ера

середнього життя; кайнозойська (від грец. кайнос – новий) – ера нового життя. У 1887 р. зі складу архейської ери була виділено протерозойську – еру первісного життя. Подальше вдосконалення шкали дало змогу виділити більші одиниці, яким відповідають еони та еонотеми: архейська, протерозойська і фанерозойська (від грец. фанерос – явний). Тепер геохронологічна шкала має такий вигляд, як наведено в табл. 2.

Архейський еон розділений на дві частини: ранній, або палеоархей, – понад 3400 млн. років від імовірного часу початку утворення перших мінералів і порід (близько 4200 млн. р.), середній і пізній архей. Протерозой теж розділено на три частини: ранній, мезоархей та неоархей. У неоархей виділено рифейський і вендський час (тривалість цих епох була набагато більшою, ніж тривалість періодів фанерозою, тому вони дещо виходять за межі тривалості цих періодів (як в стратиграфічній шкалі). Оскільки відклади венду нерідко містять рештки більш розвинених форм організмів і часто відділені від рифею значною перервою, то деякі дослідники зачисляють венд до фанерозою.

Фанерозойський еон поділяють на 3 ери і 12 періодів. Рифей, а також періоди отримали назви переважно за назвами місцевостей, де вперше їх виділено та найповніше описано. Наприклад, рифей отримав назву від давньої назви Уральських гір. Кембрійський період зафіксував стару назву півострова Уельс, ордовицький і силурійський зберегли назви племен, які заселяли відповідні території Англії. Девонський період відомий за назвою графства Девоншир в Англії; пермський – за Пермською губернією в Росії. Юрський вивчений у Юрських горах Швейцарії. Винятками є карбоновий, або кам'яновугільний, та крейдовий періоди, які в давніших стратиграфічних шкалах отримали назви за характером порід, що є в їхньому складі (кам'яне вугілля і крейда). Тріасовий період отримав назву за трьома відділами, на які була поділена система. Пермський період називали тоді діасом, оскільки він мав два відділи.

Цікавим є походження назв періодів кайнозойській ері. В найдавнішій стратиграфічній шкалі історію Землі розділили на чотири системи: первинну, вторинну (мезозой), третинну і четвертинну. Пізніше дві перші назви відпали, а третинну було поділено на дві – палеогенову і неогенову.

Індекси періодів позначають за першими буквами назв у латинській транскрипції.

Для зручності відчитування шарів на геологічній карті кожна система має свій затверджений колір.

Дрібнішими відперіоду одиницями в стратиграфічній шкалі є епохи (відділи); їх у системі є два або три з відповідними назвами: рання, середня та пізня (нижній, середній та верхній відділи), індекси яких позначають як індекси періодів з відповідним уписуванням цифр праворуч вниз (наприклад K₂ – верхня крейда).

Ще дрібнішими одиницями геохронологічної та стратиграфічної шкал є вік і ярус. Їхня тривалість складає 2–10 млн. років. Назви їм дають переважно географічні.

Геохронологічна шкала – загальний інструмент класифікації, зіставлення та розмежування всіх геологічних явищ і процесів, через що вона утримує відповідний порядок у визначенні послідовності історії геологічних процесів.

Головні геохронологічні підрозділи та їх характеристики

Архейський еон. Серед відкладів архею відомі магматичні особливо широко представлені метаморфічні породи. В породах цього віку трапляються біогенні рештки мікроскопічних розмірів – це водорості і бактерії. Найдавніші з них мають вік 3,2 млрд. років ці знахідки відомі з Південної Африки.

Протерозойський еон. Тут звиявлено осадові утворення вже нижчого ступеня метаморфізму, в тому числі вапняки, сформовані водоростями, вуглецьвмісні та залісті породи, що свідчить про широкий розвиток бактерій, синьозелених водоростей та інших найпростіших організмів.

Верхня частина протерозою, рифей, визначені як час, коли водоростеві колонії набули значного поширення, а у верхах рифею виявлено й інші органічні рештки.

Відклади венду залягають на всіх попередніх зі значною перервою. За інтенсивністю та характером органічного життя вони вже ближче до фанерозою, ніж до протерозою. Метаморфізм тут набагато слабший або його зовсім нема. Простежується значна різноманітність осадових порід. В органічному світі з'явилися радіолярії, медузи, губоки, кільчасті черви, членистоногі. Більшість цих організмів ще не мала твердого панцира чи внутрішнього кістяка, тому вони представлені відбитками м'яких тканин. На багатьох континентах знайдено тиліти, що свідчить про значне континентальне тогочасне зледеніння. В регіонах з гарячим кліматом у лагунних відкладах виявлено гіпси та солі.

Фанерозойський еон почався настанням *палеозойської ери*.

Кембрійський період розділений на три епохи. На відміну від венду, його характеризує поява кістякових організмів: археоцеат, трилобітів, брахіопод, губок та ін. На підставі цих знахідок з'явилася змога розділяти і відповідно зіставляти кембрійські відклади різних регіонів. Виявлені і зміни магнітного поля Землі, що зумовили чергування прямого й оберненого залишкового намагнічення в породах.

Ордовіцький період, як і кембрійський, розділений на три епохи. Упродовж цього часу континенти зазнали значних опускань, і моря займали набагато більші площі, ніж в інші періоди фанерозою. Різко переважала морська фауна і флора. Найбільшого розквіту зазнали трилобіти і граптоліти.

Силурійський період продовжив розвиток ордовіцького з деяким зменшенням площ морів. Більшість органічних груп ордовику продовжували існувати. Вперше з'явилися хребетні організми й набули значного розвитку криноїдеї – морські лілії.

У *девонському періоді* збільшилася площа суші, море відступило, залишаючи значні лагуни, де відбувалося нагромадження солей та формувалися червоноколірні континентальні відклади, що свідчить про сухість клімату. Такі зміни зумовили суттєві перетворення і в органічному світі. На суші з'явилася трав'яниста рослинність – псилофіти, примітивні папороті, плаунові, перші насінневі рослини, кущі й навіть дерева, з яких утворилися невеликі поклади кам'яного вугілля (близько 2% світових запасів). Морська фауна суттєво не змінилася, однак зменшилася кількість трилобітів і граптолітів. Дуже характерною є поява і розвиток кистеперих панцирних риб, які могли дихати уже також атмосферним повітрям.

Тенденція до зменшення водних просторів простежується і в *карбонівому періоді*. У цей час виникли, з одного боку, гірські країни, а з іншого, – величезні низинні площі, зайняті приморськими болотами. Клімат став вологішим, інтенсивно розвивалися ліси, де панували каламіти, велетенські папороті, плаунові. Наприкінці періоду з'явилися хвойні рослини. Суттєво змінився і органічний світ: з'явилися перші амфібії, а вже з середини періоду – рептилії.

Пермський період ознаменувався різким переважанням суші, регресією морських басейнів, з чим пов'язаний значний розвиток червоноколірних і соленосних відкладів – переважно континентальних і лагунних утворень. Усі головні групи кам'яновугільної фауни і флори продовжували жити і в пермі. Широкого розвитку набули великі форамініфери – фузулініди, брахіоподи, морські лілії. Наприкінці періоду масово вимерли деякі характерні для палеозою організми, зокрема корали з групи ругоза і табулята, найдавніші види моховаток, криноїдеї і амфібій. З рослин вимерли кордаїти,

деревоподібні папороті і плаунові. Усе це дало змогу чітко окреслити кінець палеозойської ери. Деякі вчені зокрема, Ж.Кюв'є вважали, що між пермським та тріасовим періодами відбулася якась катастрофа, яка спричинила масове вимирання палеозойських видів тварин.

Мезозойська ера.

Тріасовий період став першим у мезозойській ері. Клімат, головню, був теплим і сухим, ніби продовженням континентальних умов пермського періоду. Від середини тріасу розпочалися значні трансгресії, які досягли максимуму в пізньому тріасі. Значного розвитку досягли головоногі молюски – амоніти, двостулкові, брахіоподи. Швидко розвивалися хребетні – рептилії, особливо динозаври; з'явилися перші плазуни – плезіозаври та іхтіозаври. Розвивалися комахи і перші ссавці.

В *юрському періоді* переважали морські умови. Після короткотривалої регресії кінця тріасу, почалося панування водних просторів, площа яких особливо збільшилася внаслідок розкриття Атлантичного та Індійського океанів. Рівень Світового океану став близьким до сучасного. Переважали теплі кліматичні умови. Значно змінився морський тваринний світ – з'явилися нові амоніти, белемніти. Хребетні розвинулися до велетенських розмірів – це травоядні (до 40 м у довжину) та хижі динозаври, величезні птерозаври і перші зубаті птахи. Флору представляли папороті і гінкгові. Багата рослинність та особливості клімату сприяли утворенню величезних покладів вугілля, які за запасами мало чим поступаються карбоновим.

Крейдовий період був одним з найтриваліших (після кембрійського) у фанерозої. Після нетривалої регресії моря на початку періоду настала велика трансгресія разом з підняттям рівня моря. Найвищого розвитку досягли всі головні групи юрської фауни. Дрібні форамініфери та інші планктонні групи настільки розмножились, що стали породотворними організмами для таких порід як мергелі та писальна крейда. Розвивинулися велетенські амоніти (до 3 м у діаметрі), белемніти, морські їжаки, остисті риби. Особливого розвитку досягли велетенські рептилії – динозаври, а також величезні (з розмахом крил до 8 м) літаючі ящери. З'явилися перші беззубі птахи. Цікаво, що після цього прояву гігантизму, наприкінці крейдового періоду багато груп тварин вимерли, зокрема амоніти і белемніти. В рослинному світі настали зміни: з'явилися сучасні форми, такі як дуб, бук, береза, магнолія та ін.

Кайнозойська ера розпочалась *палеогеновим періодом*, який у цілому був регресивним. Обриси материків стали подібними до сучасних. Швидко еволюціонував тваринний світ. Серед найпростіших морських організмів широко розвинулися великі форамініфери – нумуліти, численні черевоні, двостулкові молюски. На суші панували ссавці.

В *неогеновому періоді* відбулися інтенсивні тектонічні рухи, які різко змінили рівень моря, одночасно сформувалися найбільші гірські системи: Альпи, Апенніни, Карпати, Кавказ, велетенські хребти Гіндукушу і Гімалаїв. Утворюється Тихоокеанське вулканічне кільце. У тваринному світі вирішальну роль (власне і для виділення системи) відігравали ссавці, зокрема хоботні – слони, мастодонти; тигри, носороги, собаки, людиноподібні мавпи. Дуже розвинулись комахи та різні птахи. Рослинність була близькою до сучасної, з чітким розподілом флори на тепло- та холодолюбні форми.

Останній, наймолодший період, який триває і нині, – *четвертинний (квартер)*. Цю назву запропонував Дж. Диснойєрс 1829 р. Характеризують період численні прояви материкових зледенінь у Північній півкулі, які чергувалися з тимчасовими потепліннями і таненням материкових льодовиків. Утворення материкових льодовиків сприяло і дуже значному, найнижчому положенні рівня Океану за всю історію Землі.

Органічний світ уже на початку квартеру був дуже наближений до сучасного. Серед морської фауни важливу роль для стратиграфії відігравали форамініфери (*Globorotalia, Globigerina*), а також слимаки, які трапляються й у відкладах суходолу. Важливе значення мали хребетні, зокрема ссавці.

З настанням льодовикових холодів плейстоценової епохи тваринний світ почав пристосовуватись до нових умов. З'явилися холодолюбні форми, які деякий час співіснували з теплолюбними.

Кінець плейстоцену ознаменувався потеплінням клімату в Північній півкулі, і холодолюбні тварини почали зникати. Однак тільки цей фактор не міг бути причиною їхнього цілковитого зникнення на величезних тундрових просторах. Це питання і сьогодні не розгадане.

В олігоцені з'явилися перші людиноподібні, а вже в ранньому міоцені вони зіп'ялися на ноги. З того часу почалася еволюція мозку. Першими людиноподібними, які вже мали багато людських рис, були *австралопітеки*, найпримітивніші представники яких з'явилися на зламі пліоцену та квартеру. Їхні рештки відомі зі сходу Африки. В ранньому плейстоцені з них виділилась група *Homo habilis*, представники якої мали здатність застосовувати певні знаряддя. Від них пішли уже й деякі переднеандертальські форми. Перед останнім зледенінням з них виділились людина з Неандерталу, *Homo neandertalensis*, а також гейдельберзька людина – *Homo heidelbergensis*. Одночасно на просторах Азії та Африки близько 200 тис. років тому з'являються представники сучасної людини – *Homo sapiens*, котрі потяглися у Європу вслід за відступом льодовика.

Важливу роль у заселенні людиною Америки відіграла *Берингія* – суша між Азією та північним заходом Північної Америки, яка виникла внаслідок плейстоценового зледеніння зі зниженням рівня Світового океану. Суша захопила величезні простори сучасного шельфу Берингового та Чукотського морів. Існування цієї суші сприяло також міграції фауни і флори. Через цю територію до Америки переселилась і сучасна людина. Цей міст перестав існувати приблизно 12 тис. років тому, коли танення материкових льодовиків підняло рівень океану.

Рослинний світ не зазнав істотних змін порівняно з третинним періодом (палеоген + неоген). Змінився лише територіальний склад флори.

Абсолютне літочислення покликане з'ясувати тривалість (у роках) того чи іншого періоду в історії Землі, його початок і кінець. Тобто тривалість геологічного часу виражають у звичайних астрономічних одиницях, якими є роки. Відповісти на такі питання намагалися давно і неодноразово. Були спроби визначити час утворення земної кори на підставі кількості солі, яка міститься в океані, за астрономічними даними та ін. Проте ці пояснення не враховували всіх складних процесів утворення земної кори та її послідовних перетворень, а отже, і не були достатньо обґрунтованими.

Абсолютна геохронологія визначає передусім час утворення або перетворення (метаморфізм) порід і мінералів. І вже за цим віком ученівизначають час геологічних подій. Особливо цінними такі дані є в так званих палеонтологічно німих породах – магматичних чи метаморфічних, зокрема тих, що утворилися на ранніх етапах розвитку Землі, оскільки тут методи відносної геохронології застосувати практично неможливо.

І лише використання радіологічних методів дали достатні підстави для вирішення цієї проблеми. Суть будь-якого з радіологічних методів полягає у використанні для визначення віку гірських порід і природних мінералів радіоактивних елементів, ядра яких, як відомо, є нестійкими (нестабільні ізотопи) і розпадаються із чітко визначеною для кожного елемента швидкістю, даючи початок утворенню нових елементів – продуктів їхнього радіоактивного розпаду.

Ці методи почали застосовувати лише після відкриття природної радіоактивності. Вперше про можливість визначення віку мінералів за розпадом радіоактивних ізотопів зазначив П'єр Кюрі 1902 р.

ГЕОХРОНОЛОГІЧНА ШКАЛА

Таблиця 2

Ерагема	Система	Відділ	Ярус	Нижня часо-ва межа, млн. років.	
1	2	3	4	5	
Кайнозойська KZ	Четвертинна Q	Голоценовий Q ₂ Плейстоценовий Q ₁		1,8	
	Неогенова N	Пліоценовий N ₂	Румуній Дакій Понт	23,8	
		Міоценовий N ₁	Панонський Сарматський Баденський Карпатський Отанзький Егенбурзький Егерзький		
	Палеогенова P	Олігоцен P ₃		Хатський P _{3h} Рюпельський P _{3r}	65
			Еоценовий P ₂	Приабонський P _{2p} Бартонський P _{2b} Лютетський P _{2l} Іпрський P _{2i}	
		Палеоценовий P ₁	Танетський P _{1t} Данський P _{1d}		
Мезозойська MZ	Крейдова K	Верхній K ₂	Маастрихтський K _{2m} Кампанський K _{2km} Сантонський K _{2st} Коньяцький K _{2k} Туронський K _{2t} Сеноманський K _{2s}	95	

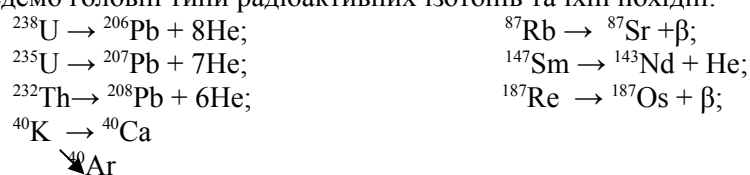
		Нижній K ₁	Альбський <i>K_{1al}</i> Аптський <i>K_{1a}</i> Баремський <i>K_{1br}</i> Готеривський <i>K_{1g}</i> Валанжинський <i>K_{1v}</i> Беріасський <i>K_{1b}</i>	135
	Юрськ а J	Верхній J ₃	Титонський <i>J_{3tt/}</i> (Волзький) Кімериджський <i>J_{3kt}</i> Оксфордський <i>J_{3o}</i>	152
		Середній J ₂	Келовейський <i>J_{2k}</i> Батський <i>J_{2bt}</i> Байоський <i>J_{2b}</i> Ааленський <i>J_{2a}</i>	180
1	2	3	4	5
Мезозойська MZ	Юрськ а J	Нижній J ₁	Тоарський <i>J_{1t}</i> Плінсбахський <i>J_{1p}</i> Синемюрський <i>J_{1s}</i> Гетанзький <i>J_{1h}</i>	205
	Тріасо ва T	Верхній T ₃	Ретський T _{3g} Норійський T _{3n} Карнійський T _{3k}	250
		Середній T ₂	Ладинський T _{2l} Анізійський T _{2a}	
Нижній T ₁	Оленьоцький T _{1o} Індський T _{1i}			
Пермс ька P	Верхній P ₂	Татарський P _{2t} Казанський P _{2k} Уфимський P _{2u}	295	
	Нижній P ₁	Кунгурський P _{1k} Артинський P _{1ag} Сакмарський P _{1s} Асельський P _{1a}		

Палеозойська PZ	Кам'яна вугільна (Карбонна) C	Верхній C ₃	Гжельський C ₃ g Касимівський C ₃ k	360
		Середній C ₂	Московський C ₂ m Башкирський C ₂ b	
		Нижній C ₁	Серпухівський C ₁ s Візейський C ₁ v Турнейський C ₁ t	
	Девонська D	Верхній D ₃	Фаменський D ₃ fm Франський D ₃ fr	410
		Середній D ₂	Живетський D ₂ g Ейфельський D ₂ ef	
		Нижній D ₁	Емський D ₁ e Празький D ₁ p Лохківський D ₁ l	
	Силурійська S	Верхній S ₂	Пшидольський S ₂ p Лудловський S ₂ l	435
		Нижній S ₂	Венлоцький S ₁ w Ландоверський S ₁ l	
	Ордовіцька O	Верхній O ₃	Ашгільський O ₃ as	510
		Середній O ₂	Карадокський O ₂ k Ландейльський O ₂ ld Ланвірнський O ₂ l	
		Нижній O ₁	Аренізький O ₁ a Тремадоцький O ₁ t	
	Кембрійська Є	Верхній Є ₃	Аксаїський Є ₃ ak Сакський Є ₃ s Аюсоканський Є ₃ as	570
		Середній Є ₂	Майський Є ₂ m Амгинський Є ₂ am	
		Нижній Є ₁	Ленський Є ₁ l Алданський Є ₁ a	

ХРОНОСТРАТИГРАФІЧНА ШКАЛА ДОКЕМБРІЮ

Акрон	Еон, Еонотема		Ера, Ератема	Нижня часова межа
Протерозой PR	Неопротерозой PR ₃	Венд V		650
		Рифей R	Верхній R ₃	1000
			Середній R ₂	1350
			Нижній R ₁	1700
	Мезопротерозой PR ₂			2000
	Палеопротерозой PR ₁			2600
Архей AR	Неоархей AR ₃			3150
	Мезоархей AR ₂			3400
	Палеоархей AR ₃			4200 (?)

Радіоактивні ізотопи в невеликих кількостях є в складі кристалічної ґратки багатьох мінералів. І з моменту їхнього утворення починається розпад і нагромадження продуктів цього розпаду. Цей процес відбувається із чітко визначеною швидкістю, яку не можуть змінити жодні фактори. Розпад материнських елементів (ізоотопів) веде до виникнення нових дочірніх. Наведемо головні типи радіоактивних ізоотопів та їхні похідні:



Як бачимо з наведених прикладів реакцій, з ${}^{238}\text{U}$ отримуємо ${}^{206}\text{Pb} + 8\text{He}$. Залежно від того, за яким хімічним елементом та продуктами його розпаду визначають вік, в ізоотопній геохронології застосовують декілька методів: уран-свинцевий, калій-аргоновий, рубідій-стронцієвий, радіовуглецевий та ін. Використання цих методів залежить від наявності вихідних елементів та часових рамок визначення віку

За швидкістю радіоактивного розпаду і відносними кількостями вмісту в мінералі вихідного радіоактивного елемента та кінцевих продуктів його розпаду визначають час, який минув з моменту його утворення, а отже і вік гірської породи. Обчислення виконують за такою формулою:

$$t = \frac{1}{X} \ln \left[\frac{D}{M} + 1 \right],$$

де t – вік мінералу; D – похідні (дочірні) ізоотопи; M – материнські ізоотопи; X – стала розпаду ізоотопу.

Найпоширенішим є *калій-аргоновий* метод з огляду на значне поширення калію в мінералах. Калій є в складі понад 100 мінералів, багато з яких є породотворні. Це, зокрема, калішпати, слюди, глауконіт (за ним можна визначати вік осадових порід). Грунтується метод на тому, що ізотоп ^{40}K , розпадаючись, веде до нагромадження в мінералі радіогенного ізотопу ^{40}Ar . Співвідношення кількості ^{40}Ar до ^{40}K і дає змогу визначити вік мінералу.

Радіовуглецевий метод застосовують для визначення дуже молодих утворень, зокрема для датування археологічних пам'яток. Період піврозпаду ^{14}C , який міститься в атмосфері, становить усього 5568 років. Його, разом з іншими ізотопами вуглецю, засвоюють рослини. Після їхнього відмирання процес розпаду ^{14}C продовжується, тобто його кількість зменшується. Знаючи час напіврозпаду та визначивши кількість залишкового в рослинних рештках ^{14}C , розраховують вік засвоєння вуглецю рослиною, а отже і породу, в якій містяться рослинні рештки.

На підставі радіологічних методів визначають тривалість усіх геологічних ер та періодів, час їхнього початку і закінчення.

Найдавніші з відомих скель виявлені в Західній Гренландії, де їхній вік становить 3,8 млрд. років. На Українському щиті найдавніші породи мають вік 3,6 млрд. років. Найбільший вік виявлено для цирконів – $\text{Zr} [\text{SiO}_4]$ – із Західної Австралії. Проте вони знайдені як перевідкладені в мезозойських пісковиках. Отже, з урахуванням усіх даних дослідження абсолютного віку, в тому числі метеоритів та місячних анортозитів, вік Землі визначено в 4,57 млрд. років.

ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ ТА ЇХНЯ РОЛЬ У ФОРМУВАННІ ЗЕМНОЇ КОРИ.

Геологічні процеси на поверхні Землі й у земній корі виявляються по-різному. Одні з них пов'язані з глибинними джерелами енергії, а інші – з поверхневими. Одні процеси відбуваються бурхливо, швидко, але не постійно, інші – повільно, але постійно. До повільних належить більшість геологічних процесів. Діючи постійно упродовж мільйонів років, вони суттєво впливають на зміни поверхні земної кори.

Відповідно, процеси, які відбуваються під впливом зовнішніх джерел енергії, належать до екзогенних, а внутрішні, зумовлені енергією, яку виділяє Земля, – до ендегенних. Фактично єдиним джерелом зовнішньої енергії, а значить і рушієм екзогенних процесів є Сонце. В цілому порділ на екзогенні і ендегенні процеси є дещо умовний, бо між цими процесами простежується тісна взаємодія, проте методично такий підхід є виправданим.

Отже, спочатку розглянемо процеси зовнішньої геодинаміки, або зовнішні екзогенні процеси. Вони виникають унаслідок взаємодії кам'яної оболонки Землі з її зовнішніми сферами: атмосферою, гідросферою та біосферою.

ЕКЗОГЕННІ ПРОЦЕСИ

Унаслідок екзогенних процесів змінюється верхня частина земної кори. До таких процесів належать звітрювання, геологічна діяльність вітру, поверхневих та підземних вод, льодовиків, вод морів, озер та боліт. До цієї ж групи геодинамічних процесів належить і діагенез – перетворення осадів у породи. Завдяки цим процесам відбувається руйнування гірських порід, переміщення утворених у цьому разі речовин та формування нових типів порід. Усі перелічені процеси ведуть як до руйнування порід, так і до формування нових, початковим етапом чого є акумуляція – нагромадження нових осадів (седиментація). Найактивніший перетворювач рельєфу земної кори із зовнішніх агентів – вода. На Землі її є величезна маса – $1,35 \times 10^{18}$ т, тобто у 200 разів більше, ніж атмосфери, а отже, і відповідним є вплив цієї маси на перебіг геологічних процесів.

Вивітрювання – це руйнівний геологічний процес, який відбувається на поверхні Землі безпосередньо під впливом сонячного проміння, коливання температури, а також дії парів води, газів атмосфери, організмів та продуктів їх життєдіяльності.

Вивітрювання поділяється на механічне, або фізичне, яке пов'язане з дією температурних змін та нерівномірного теплового розширення різних мінералів, а також хімічне. Останнє відбувається під дією парів і газів повітря, розчинів, збагачених киснем, вуглекислотою та органічними кислотами.

Денудація і акумуляція (осадконагромадження) тісно взаємопов'язані. Під першою розуміємо сукупність процесів зносу продуктів руйнування гірських порід, які створюються головним чином внаслідок різноманітних процесів вивітрювання. Проявляються ці процеси переважно на суші (хоча відомі і процеси підводного “вивітрювання”) і зводяться вони до переміщення подрібненого та розчиненого матеріалу з підвищень в понижені частини рельєфу – долини, озерні та морські басейни. Головні агенти – це сила тяжіння, біжучі води, вітри та рухомі льоди.

Денудація веде до руйнування цілих гірських систем і перетворення їх в рівнини (пенеплени, або майже рівнини).

Акумуляція – це сума усіх процесів нагромадження осадків в понижених частинах рельєфу Землі. Вона є першою стадією утворення нових осадкових гірських порід. Вивітрювання підготовляє матеріал для денудації, яка є найактивнішим фактором перетворення земної поверхні і приводить в рух величезні маси речовини. В процесі денудації спостерігаються послідовні зміни двох основних стадій – руйнування і переміщення матеріалу. Тобто відбувається первинна підготовка до утворення нових порід осадкового походження.

ЗВІТРЮВАННЯ

Процеси звітрювання пов'язані з атмосферою та біосферою. За нижню межу атмосфери умовно приймаються поверхню літосфери та гідросфери. Під дією атмосфери всі гірські породи змінюються. Руйнівні геологічні процеси, які відбуваються на поверхні Землі безпосередньо під впливом сонячного проміння, коливань температури, а також дії парів води, газів атмосфери, організмів та продуктів їх життєдіяльності називають звітрюванням. Їх поділяють на фізичне, хімічне та біологічне звітрювання, які в природі тісно пов'язані між собою.

Фізичне зйтрювання. Найважливішим фактором тут є *інсоляція*, тобто нагрівання гірських порід. Мінерали та породи під час нагрівання розширюються, а внаслідок охолодження стискаються. Нерівномірність цих процесів для окремих різних мінералів веде до зменшення зчеплення між ними, виникнення та зростання тріщин, які розколюють породу на куски. Мінерали, з яких складається порода, мають неоднакові коефіцієнти об'ємного розширення, що веде до появи місцевих напружень під час нагрівання чи охолодження, а далі і до руйнування. Швидше руйнуються крупнозернисті й темні відміни.

Найінтенсивніше температурне звітрювання відбувається в пустелях, де добові коливання температури досягають 40–50°C і більше. Зокрема, тут виникає процес злущування, так звана *десквамація* порід. Дуже інтенсивний процес температурного звітрювання на схилах гір, де інсоляція набагато сильніша, ніж на рівнинах.

У полярних і субполярних широтах, а також у гірських районах, переважно вище снігової лінії, руйнування гірських порід відбувається головню чином під дією періодичного замерзання води, яка міститься в порах і тріщинах, цей процес називають *морозним звітрюванням*. Подрібнювальну дію має і кристалізація солей у капілярних тріщинках, а також коренева система дерев. Зверніть увагу на печериці, які шапочками піднімають шар

асфальту в міських скверах та парках. Це є найкращим свідченням сили живої природи.

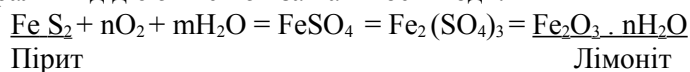
Унаслідок фізичного звітрювання утворюються уламки різних розмірів, які нагромаджуються на порівняно вирівняних ділянках поверхні. Формуються і своєрідні форми ландшафту. Якщо звітрювання відбувається в гірській області, де є плоскі поверхні, то уламковий матеріал нагромаджується на них у вигляді брил та дрібніших утворень. Унаслідок цього виникають *елювіальні* розсипи і ландшафти з нагромадженням брил. У разі розчленованого рельєфу вони під дією сили тяжіння просуваються вниз по схилу й утворюють осипи на схилах та біля їхнього підніжжя. Такі гравітаційні нагромадження називають *колювієм*.

Обсипання та формування осипів спільно з площинним змивом ведуть до виположування схилів, особливо в умовах річкових долин, які наближаються до рівноважного стану. Осипні нагромадження з плином часу на поверхні задернуються і заростають, що приводить до стабілізації осипів, які стають *недіючими*. Продукти фізичного звітрювання можуть переміщуватися вниз по схилу як шляхом скочування, так і повільним сповзанням у вигляді обводнених у нижніх частинах (у підшві) кам'яних потоків, які рухаються в напрямі до знижень та улоговин. Тобто значну роль тут відіграють поверхневі води.

Великі уламки продовжують руйнуватися далі під дією фізичних факторів (механічне руйнування) аж до утворення пилюватих частинок. Далі більшу роль відіграють хімічні процеси, які ведуть до розвитку мінеральних новоутворень.

Хімічне звітрювання одночасне і тісно пов'язане з фізичним. До хімічної дії відносять **розчинення, гідроліз, окислення, гідратацію** та ін. Уся сукупність дії цих процесів на гірські породи проявляється у формуванні кори вивітрювання. І в залежності від того, які породи піддаються впливу цих процесів та які агенти переважають, виникають різні типи кір вивітрювання. Цей процес зумовлює суттєві зміни в первинному складі мінералів, унаслідок чого утворюються нові вторинні мінерали. Головними факторами в цьому разі є вода, вільний кисень, вуглекислий газ та органічні сполуки. Особливо зростає хімічна активність розчину, коли перелічені компоненти містяться разом.

Окиснення і гідратація. Найінтенсивніше окиснення виявляється щодо елементів, які мають різну валентність та потрапляють на поверхню в закисній формі. Особливо наочним тут може бути окиснення залізовмісних мінералів під дією кисню і за наявності води.



Пірит

Лімоніт

Фактично в цьому процесі простежується не лише окиснення, а й гідратація (поглинання води). Для новоутвореного мінералу характерне жовте і буре забарвлення. Багато осадових порід, які містять включення залізистих мінералів, забарвлені з поверхні в бурий і вохристий колір, що свідчить про наявність саме цих мінералів. А на незвітрілій поверхні вони будуть сірими з зеленкуватим, або блакитним відтінком.

Прикладом гідратації є перехід ангідриту в гіпс зі збільшенням об'єму до 15%: $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, а також перехід гематиту в лімоніт: $\text{Fe}_2\text{O}_3 + n\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Унаслідок гідратації збільшується об'єм речовини, а отже і відбуваються певні деформації в навколишньому середовищі. Такі процеси виникають і в складніших мінералах – силікатах і алюмосилікатах.

Розчинення і гідроліз відбуваються під дією води та вуглекислоти. Ці процеси широко розвинені в природі і найбільше поширені в осадових утвореннях. Найліпше розчиняються хлориди (KCl, NaCl), далі сульфати (гіпс), карбонати (вапняки, доломіти, мергелі). За великих об'ємів розчинення виникають специфічні форми рельєфу, а також підземні порожнини.

Частково розчинення зазнають і мінерали магматичних порід. Унаслідок звітрювання силікатів та алюмосилікатів утворюються глинисті мінерали з листуватою структурою, серед яких найбільше поширені каолін, монтморилоніт та гідрослюди.

Дуже важливу роль у процесах звітрювання відіграють *органічні речовини*, що найповніше висвітлив академіком В.І.Вернадський. Особливо вчений виділяв енергетичну роль “живої речовини”. З нею пов’язане не лише механічне руйнування, а і хімічна та біохімічна дія на породи і мінерали. Наявність органічних кислот значно підсилює розчинення і гідроліз. У цьому разі різко зростає рухливість таких елементів, як алюміній, тривалентне залізо, а також розчинність таких малорозчинних мінералів, як силікати та окисли, в тому числі й кварц.

Кори звітрювання. Сукупність остаточних продуктів звітрювання різних за складом елювіальних утворень верхньої частини літосфери називають *корою звітрювання*. Розвиток кори відбувається внаслідок винесення деяких хімічних елементів у формі істинних і колоїдних розчинів. Отже, і їхній склад тісно пов’язаний як з характером порід, що зазнають процесів руйнування, так і з самими процесами, на які безпосередньо впливають клімат, надходження органічних речовин, а також рельєф та інтенсивність вертикальних тектонічних рухів. Найсприятливішими для формування потужних кір звітрювання є вирівняний рельєф, висока температура, вологість та велика кількість органічних речовин. Сприятливі умови рельєфу для їхнього збереження і консервації є пологі вододіли, поверхні вирівнювання платформних областей, високі давні річкові тераси, плато. В умовах молодих гірських споруд з інтенсивними підняттями відбувається інтенсивне розчленування території поверхневими водотоками та іншими екзогенними факторами і знесення продуктів руйнування – механічна денудація. Вона може випереджати процеси хімічного розкладання порід. В таких умовах формування нормального профілю кір звітрювання дуже утруднене.

Потужності кір звітрювання бувають найрізноманітнішими: від міліметрів до сотень метрів. Нижня межа звичайно нерівна, інколи глибоко опущена вздовж великих тектонічних тріщин. У її будові виявляється чітка вертикальна зональність. Верхній частині властиве найповніше розкладення і руйнування порід, вона перебуває практично в рівноважному стані з приповерхневими умовами. Тут є вільні гідроокисиди алюмінію, заліза, частково кремнезему. В сухому стані цей елювій нагадує погано випалену цеглу з червонуватим забарвленням. Тому такі кори називають *латеритними*, (від лат. later – цегла). Нижче їх поступово заміщує каоліновий плямистий горизонт, що зумовлене нерівномірним розподілом оксидів заліза та алюмінію. Ще нижче простежується гідрослюдиисто-монтморилоніт-бейделітовий горизонт з рисами будови, успадкованими від первинних порід. У підшві кори містяться подрібнені (дезінтегровані) корінні породи, які майже не зазнали хімічного звітрювання. До низу вони переходять у збережені корінні породи. Кори звітрювання властиві як осадовим, так і виверженим породам. Проте їхня потужність по осадових породах набагато менша і становить звичайно до 5–10 м.

Виділяють площинні та лінійні кори звітрювання. Площинні зберігають первісну зональність і поширені на великих площах. Лінійні пов’язані з протяжними зонами тектонічної тріщинуватості.

З корама звітрювання пов’язані родовища багатьох корисних копалин: бокситів, каоліну, гідросилікатів нікелю, гідроксидів та оксидів заліза, мангану, магнезитів, гіпсів та ін. До давніх кір звітрювання дорифейського кристалічного фундаменту приурочені родовища нафти та газу, у тому числі й в Україні.

Зі звітрюванням пов’язане і ґрунтоутворення.

ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ВІТРУ

Одним із найважливіших агентів денудації поверхні суші є вітер. Усі процеси, зумовлені діяльністю вітру, називають *еоловими*. Так називають і континентальні відклади, що утворилися внаслідок вітрової акумуляції, та відповідні форми рельєфу (бархани, дюни, пагорби та ін).

Діяльність вітру складається з процесів дефляції, коразії, перенесення та акумуляції. Усе це – єдиний складний процес, де в різних місцях переважають ті чи інші види діяльності вітру.

Дефляція – це процес видування та розвіювання вітром тонкого піщаного матеріалу. В пустелях вітер проникає в усі тріщини порід, видуваючи з них сипкі продукти звітрювання. Тому тріщини тут зяючі, на відміну від тріщинок у породах помірних зон, де вони виповнені землястими вторинними продуктами звітрювання. В пустелях дуже активно відбувається процес фізичного звітрювання.

У крутих урвищах, де на поверхню виходять породи з різною міцністю, яскраво виявляється вибірковість дефляційної роботи вітру, внаслідок чого утворюється чергування виступів, або карнизів, що відповідають міцнішим породам, з нішами видування в м'яких, або слабозцементованих породах. Особливо активна діяльність вітру на відкритих поверхнях, що складені сипкими породами різного походження. Вітер захоплює частинки породи і переносить їх уздовж ходу свого руху.

Інтенсивна дефляція може згубно впливати на ґрунтовий покрив посушливих степових районів. Тут періодично виникають так звані суховії, які видувають розорані ґрунти, піднімають їх уверх і переносять на далекі відстані.

Перенесення виникає внаслідок захоплення вітровими потоками дрібних і пилюватих частинок і транспортування їх на сотні й навіть тисячі кілометрів як у зваженому стані, так і перекочуванням та волочінням по поверхні. Розміри транспортованих визначені швидкістю вітру. Якщо швидкість становить 6,5 м/с, то вітер переносить порошок і частинки до 0,25 мм, при 10 м/с – до 1, а при 20 м/с – уже 4–5 мм. Пил пустель Африки потрапляє на захід на відстань до 2000–2500 км і місцями становить значну домішку в осадах Атлантики.

Коразія відбувається внаслідок постійного вдарення піщинок об різні скельні виступи, що зумовлює обточення, стирання їх, висвердлювання різноманітних отворів. Найінтенсивніший цей процес на висоті 1–2 м над поверхнею.

Еолова акумуляція та еолові відклади розвиваються разом з перерахованими вище процесами руйнування. Внаслідок акумуляції виникають особливі типи континентальних відкладів – еолові. Серед них виділяють піски і тонкі пилюваті відклади – *лес*. Лес – це нешарувата ясно-жовта порода, яку легко розтирти пальцями й у складі якої переважають пилюваті частинки розміром 0,05–0,01 мм. Для нього характерна є значна карбонатність (інколи зі стяжіннями), властивість утримувати вертикальні стінки. Походження лесів досі остаточно не з'ясоване. Потужність лесових товщ коливається від декількох до декількох десятків метрів, – рідше 100 м. Для еолових пісків характерна порівняно добра обточеність зерен, ліпша відсортованість щодо відкладів водних потоків (це переважно дрібнозернисті піски з розмірами частинок 0,25–0,05 мм), переважають стійкі мінерали – кварц і польовий шпат, колір лесів переважно жовтий, інколи в червонуватих відтінках; нахилена, а інколи і перехресна шаруватість. Ці утворення розташовані переважно в безпосередній близькості до зон дефляції.

Під дією вітрів на різних теренах та кліматичних умовах формується неповторний еоловий рельєф з чутернацькими кам'яними фігурами.

Піщані пустелі та форми піщаного еолового рельєфу значно поширені в Північній Африці, Центральній Азії та інших районах світу. Рельєф тут дуже різноманітний, проте закономірності його поширення та розвитку вивчені

досить добре. Для піщаних пустель виділяють три головні типи рельєфу: барханний (характерний для тропічних пустель), напівзарослий (позатропічні пустелі), дюнний (позапустельний).

Бархани – це асиметричні серпоподібні піщані форми, розташовані перпендикулярно до переважного напрямку вітру. Для них характерні є загострені кінці – “роги”, спрямовані за рухом вітру. Висота барханів коливається від 1–2 до 15 м, досягаючи іноді 20–30 м. У разі великих кількостей піску в пустелях найчастіше розвиваються групові бархани. Зливаючись один з одним, вони утворюють поперечні вітрові прості ланцюги і великі складні *барханні ланцюги*. Їхня висота може досягати 60–70, а інколи і 100 м, довжина – від кількох сотень метрів до 10–20 км. У пасатних пустелях, де дмуть сталі вітри одного напрямку і нема гальмівних перепон, місцями формуються *поздовжні вітрові барханні пасма* з насадженими на них комплексними барханами, що розташовані діагонально. Це порівняно вузькі і довгі симетричні форми. Їхня висота вим 10–12 до 30–60 м. Між собою вони розділені зниженнями шириною від 185 до 1 000 і навіть 2 500 м.

Бархани і барханні ланцюги є рухливими формами рельєфу і в разі постійних вітрів достатньої сили вони можуть переміщатися на відстань до кількох десятків метрів за рік.

Еолові піщані форми позапустинних областей. Типовими утвореннями тут є *дюни*. Це асиметричні піщані вали або видовжені пагорби, що поперечні до напрямку панівних вітрів. Вони виникають на узбережжях морів, озер та деяких великих рік, там, де значно поширені не покриті рослинністю піски, і дмуть сильні вітри. Якщо дюну не затримує рослинність, то вона поступово просувається в глибину материка внаслідок переносення піску з пологої навітряної сторони на підвітряну крутишу. А на місці знесеної форми утворюється нова і т. д. Швидкість їхнього переміщення доходить до 20 м за рік. Дюни морських узбереж мають висоти переважно від 15 до 30 м, а на Атлантичному узбережжі Франції досягають 100 м і більше.

Поступальний рух еолових пісків, що виникає під час дії вітрів одного напрямку може мати негативне значення для певних житлових і господарських об'єктів. В історії зареєстровано багато випадків занесення рухомими пісками доріг, плодючих оаз і навіть пуселень. Для захисту від цієї дії найефективнішим способом є насадження деревної рослинності.

Різні типи пустель. Окрім піщаних пустель, в окремих кліматичних зонах розвинуті також інші їхні типи. _

Кам'янисті пустелі виникають унаслідок інтенсивного фізичного зітравування, коли тверді корінні породи різної генези та складу руйнуються з поверхні і перетворюються в різноманітний уламковий матеріал. Вітер поступово виносить дрібні частинки, залишаючи на місці більші уламки. Майже всі ці уламки покриті чорним нальотом, який називають пустельним загаром, що утворюється внаслідок дії гарячих сонячних променів і “випотівання” вологи з уламків. Поріві води виносять розчинені солі заліза і мангану, які осідають на поверхні уламків і покривають їх найтоншою залізо-мангановою кіркою чорного кольору. Тому ці пустелі є чорними. Дуже широко такі пустелі представлені в Північній Африці.

Глинисті пустелі – це порівняно невеликі плоскі простори, на яких розвинуті відклади, як постійних так і тимчасових водотоків, озер, а також глинистий елювій корінних порід.

Глинисто-солончакові пустелі. На їхній поверхні розвинуті солончаки – ґрунти, які містять велику кількість різних розчинних солей. Вони трапляються спорадично, звичайно в знижених ділянках інших типів пустель, зокрема, на дні висохлих озер.

ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ПОВЕРХНЕВИХ БІЖУЧИХ ВОД ТА УТВОРЕННЯ ЕРОЗІЙНО-АКУМУЛЯТИВНОГО РЕЛЬЄФУ

До поверхневих біжучих вод належать усі води, які стікають по поверхні суші, починаючи від дощових струмків і закінчуючи постійними водостоками могутніх річкових систем. Геологічна робота залежить від кількості води та її швидкості. Вона передбачає змивання, розмивання (ерозія), переносення та відкладення (аккумуляція). Водна денудація має важливе значення для формування рельєфу і в цілому веде до зниження поверхні суші. Кількість уламкових і розчинених речовин, які щорічно потрапляють в моря й океани, становить понад 18,53 млрд т.

Геологічна діяльність площинного стоку і тимчасових руслових потоків. Понад 70% земної поверхні покриті морями й океанами і ще близько 3% зайняті озерами, болотами та ріками. Під впливом сонячної енергії водна поверхня віддає в атмосферу декілька тисяч кубічних кілометрів води за рік у вигляді пари. Конденсуючись, ця волога у вигляді переважно дощу і снігу випадає на поверхню Землі і, стікаючи потічками, потоками та ріками, розмиває породи, переносить та відкладає продукти їхнього руйнування. Ці потоки виконують величезну рельєфоутворювальну роботу. Частина опадів просочується в глибину і поповнює запаси підземних вод.

Поверхневий стік буває у вигляді суцільної пелени або дрібних недиференційованих струмочків, які стікають у знижені місця – *площинний змив*. Лінійно спрямовані струмки і потоки виконують *русловий змив* по річкових долинах, ярах, видолинках.

Площинний змив діє коротко і швидко лише під час випадання дощу. Сила тут невелика, однак вода захоплює частину сипкого дрібного матеріалу і перемішує по схилу. Біля підніжжя схилу внаслідок втрати водою швидкості матеріал починає відкладатися і нагромаджуватися. Це процес *делювіального змиву*, а відклади, які в цьому разі формуються, називають *делювієм*. Ці відклади залягають у вигляді нахилоного пологого шлейфу з найбільшою потужністю при основі схилу. Разом з виположуванням схилу зменшується й інтенсивність водних струмків, а отже у процесі бере участь щораз дрібніший матеріал. У рівнинних зонах у складі делювію простежується лише суглинки та супіски. Грубшого матеріалу тут практично нема.

Роботу вод, що сконцентровані в річкових потоках, називають *ерозійним процесом*

У гірських районах схилова денудація пов'язана з осипними та обвальними процесами. Тут утворюються гравітаційні відклади – *колювій*, які складені різним уламковим матеріалом. Загалом у високогірних умовах типових делювіальних відкладів немає, а простежуються переважно змішані утворення, формування яких зумовлене різними факторами: силою тяжіння, площинним змивом, лінійним розмивом та перенесенням матеріалу тимчасовими водними потоками тощо.

Діяльність тимчасових руслових потоків. Серед тимчасових руслових потоків виділяють тимчасові потоки ярів на рівнинних теренах та тимчасові гірські потоки.

Яри – це порівняно вузькі та глибокі зниження, вироблені внаслідок дії тимчасових водних потоків, які пов'язані з випаданням дощів і таненням снігів. Уздовж усього яру відбувається проходить інтенсивна глибинна ерозія, і він продовжує зростати вершиною в глибину вододілу. На території України особливо активно яри утворюються в межах Придніпровської низовини, де розмивається покрив лесових суглинків. Така ерозія завдає величезної шкоди ґрунтам і сільськогосподарським угіддям.

Тимчасові гірські потоки розвиваються інакше. Їхні верхів'я розміщені у верхній частині гірських схилів і представлені системою багатьох ривчаків, які разом утворюють водозбірний басейн. З цього басейну вниз по схилу вода збігає уже в єдиному руслі. Цю частину потоку називають каналом стоку. У цьому разі вода захоплює уламковий матеріал, який значно підсилює її руйнівну силу. У разі виходу на рівнину швидкість потоку різко зменшується і він розливається по рівнині у вигляді віяла, відкладаючи уламковий

матеріал. Такі відклади носять називають пролювіальними або *пролювем*. Вони складені сипкими незцементованими утвореннями продуктів руйнування гірських скельних порід. Так виникають конуси винесення тимчасових гірських потоків у вигляді півкола. Утворені конуси винесення можуть поєднуватись, утворюючи пролювіальні шлейфи. Від вершини конуса до його підніжжя механічний склад уламків змінюється від гальки та щебеню з піскувато-глинистим заповненням (*фангломерати*) до тонших і ліпше відсортованих осадов, нерідко аж до лесових супісків та суглинків (пролювіальний лес). У загальному пролювії має переважно погану сортованість матеріалу та слабу обточеність уламків. Особливо значного розвитку ці відклади набули в областях з аридним і семіаридним кліматом (передгірські області Центральної Азії та ін.).

Селі. В горах періодично виникають бурхливі намуло-кам'янисті потоки, які несуться з великою швидкістю. Кількість твердого уламкового матеріалу в таких потоках досягає 70–80%. Це власне не водяний, а намуловий потік, який несе також уламки, масою в декілька тонн. В Альпах такі потоки називають *мурами*. Вони виникають під час сильних злив і танення снігів. В Україні такі явища відомі в горах Криму, у Карпатах і на Закарпатті.

Геологічна діяльність рік пов'язана з величезною денудаційною та акумуляційною роботою, яка суттєво перетворює рельєф.

Ріки – це переважно постійні водостоки, що виникають з атмосферних опадів та підземних вод. Деякі ріки живляться водами, що утворюються під час танення льодовиків, зокрема гірських. Такі льодовики є джерелами живлення рік. Крім них, необхідною умовою для виникнення ріки – похилий рельєф, що зумовлює напрямлений рух води. В кожній ріці виділяють верхню, середню та нижню частину течії з гирлом. Ріка разом із допливами формує річкову систему. Тобто окрема ріка зазвичай має свої допливи або є допливом більшої ріки, в яку вона впадає. Усю площу, яка живить річкову систему, називають *басейном ріки*. Басейни окремих рік розділені підвищеннями, які називають *вододілами*.

Залежно від рельєфу ріки вони поділяють на рівнинні та гірські. Рівнинні ріки течуть у неглибоких широких рівнинах. Вони різко звужуються, коли перетинають підвищені ділянки суші, утворюючи глибоко врізані в суходіл долини – *каньйони*. Для рівнинних рік характерний невеликий нахил русел та повільна течія. Гірські ріки протікають у глибоких міжгірських долинах. Вони мають більший нахил русла, кам'янисте, часто з порогами і водоспадами, ложе і швидку течію.

Ріки виконують надзвичайно велику роботу. Здатність ріки виконувати таку роботу називаються енергією ріки. Ця енергія пропорційна до маси води та швидкості течії. На кожній ріці протягом року чергуються періоди високого та низького рівня води.

Рух води в ріках є турбулентним (із завихренням), тобто швидкість руху в кожній точці нестала щодо напрямку та загальної швидкості течії. В поперечному перерізі ріки найбільша швидкість простежується в її найглибшій частині; біля берегів течія сповільнюється. Це стосується перш за все рівнинних рік.

Донна та бокова ерозія. Донна, або глибинна, ерозія спрямована на врізання потоку води в породи, які утворюють дно русла, а бокова веде до підмивання берегів та розширення долини. Їхні співвідношення змінюються на різних етапах розвитку долини. На початкових стадіях переважає донна ерозія, коли водний потік намагається виробити поздовжній профіль, тобто ріка згладжує всі нерівності поздовжнього профілю стосовно до рівня водойми, в яку вона впадає. Цей рівень називають базисом ерозії. Він є загальним для всієї річкової системи.

Поступово глибинна ерозія зменшується, і в ріці відбуваються процеси перенесення та акумуляції матеріалу. Зрештою ріка виробляє плавну кривину

дна, яку називають поздовжнім профілем рівноваги ріки, тобто – криву зміни висот дна ріки на увсій її довжині – від витoku до гирла. У міру ерозії ріка постійно заглиблюється. Вважають, що кінцева крива поздовжнього профілю наближається до горизонтальної в нижній течії і до вертикальної – у верхній. Це є ідеалізована схема. Звичайно така крива залежить від багатьох чинників, зокрема міцності порід, які розмиває ріка, тектонічних рухів території та геологічної будови.

Як уже зазначено, в ріках виділяють три відтинки: верхньої течії, де переважає ерозія як у глибину, так і вгору, у напрямі до вододілу; середньої течії, де переважають процеси перенесення; нижньої течії з переважанням процесів відкладення (аккумуляції) уламкового матеріалу.

Розвиток річкових долин має певну спрямованість і послідовність. Перша стадія – це стадія морфологічної юності, коли переважають процеси глибинної ерозії. На цій стадії поздовжній профіль рівноваги не вироблений. Ріка тече по нерівностях, її регіональний нахил є досить крутим, а швидкість течії – великою. Бокова ерозія виявляється слабо, і руйнується переважно річище та відбувається інтенсивне переміщення матеріалу. Річкові долини в цьому разі мають V-подібну форму. На цій стадії перебувають ріки Карпат та Гірського Криму.

Друга стадія пов'язана з посиленням бокової ерозії, розширенням долини і формуванням заплави. Долина набуває U-подібної форми. Рельєф річища наближається до поздовжнього профілю рівноваги. Це стадія морфологічної зрілості. Їй відповідає широкий плоскодонний поперечний профіль з добре вираженою заплавою. Зростає звивистість ріки, утворюються рукави і меандри. Формуються широкі алювіальні рівнини. Швидкість течії зменшується від верхів'їв до гирла.

І, нарешті, морфологічне старіння пов'язане з широкими розливами ріки, заболоченням долини, утворенням меандр, а далі їхнім відшнуванням від головного русла й утворенням стариць. Цей етап супроводжується нагромадженням значних товщ річкових осадів у середній і нижній течії ріки. Виникає широка *заплава*, або *заплавна тераса*. Вона лежить вище від меженевого рівня ріки і під час повеней затоплена. В її будові беруть участь різні алювіальні утворення.

Транспортування й аккумуляція (відкладення). Річкові потоки під час руху захоплюють продукти руйнування гірських порід і переносять їх волочінням по дну, в завислому стані та в розчиненому. Унаслідок волочіння формуються наноси, які називають *твердим стоком рік*. Цей різновид переважає в гірських ріках. У рівнинних ріках головно стікають розчинені речовини; у складі донного волочіння переважають уламки піщаної розмірності – частинки (розміром від 0,1 до 1,0 мм, а в завислому стані – до 0,1 мм).

Разом з ерозією відбувається і відкладення уламкового матеріалу на окремих ділянках русла. Спочатку ці відклади бувають нестійкими і в разі збільшення водного потоку можуть знову бути перенесені вниз за течією. Однак разом з виробленням профілю рівноваги і розширенням річкової долини і внаслідок бокової ерозії в руслі ріки нагромаджуються щораз стійкіші осади, які вже не переміщуються. Ці відклади, які нагромаджуються в річкових долинах унаслідок діяльності річкового потоку, називають алювіальними відкладами, або алювієм.

Польший розвиток на стадії старіння річкової долини веде до утворення меандр. Так починається розвиток заплави, яку називають також луговою, або заплавною, заливною терасою ріки. Заплава – це частина долини ріки, яка вивисується над руслом і повністю або частково залита під час паводків. У разі розвитку заплави утворюється профіль долини, яка має плоскодонну коритоподібну в перерізі форму. На цьому етапі утворюються виникають і стариці.

Формування алювію починається з утворення річкової мілини внаслідок поперечних циркуляційних рухів. Переміщення русла зумовлює поступове наростання річкової мілини. В основі річкового алювію залягають грубозернисті осади, різнозернисті, або крупнозернисті піски з включеннями гальки та гравію. Вище міститься однорідні дрібнозернисті, а ще вище – тонкозернисті піски. Місцями в пісках трапляються невеликі лінзи мулистих супісків та суглинків. Русловий алювій на всій довжині вистилає дно широкої долини в тих її частинах, де було давнє русло чи русла ріки. В тій же частині долини, яка є заплавою відкладаються тонкі алевритові та глинисті частинки. Ці відклади значно відрізняються від річкового алювію за складом та умовами утворення. На них значно впливають і процеси ґрунтоутворення. Такий суглинистий покрив називають заплавним алювієм. Нормальна сумарна потужність алювію рівнинних рік коливається в межах 10–15 до 30 м.

Алювій гірських річок суттєво відрізняється від алювію рівнинних. За високих швидкостей течії піщані та глинисті частинки не осідають на дно, а виносяться. В самій долині ріки відкладається переважно гальковий матеріал з гравієм та валунами.

Вивчення особливостей розвитку річкових долин та їхньої морфології засвідчує, що після етапу старіння знову може настати юність ріки, тобто відбудеться відбутися її омолодження. Цьому сприяють підняття території, де протікає ріка, зниження базису ерозії, збільшення кількості опадів. Таке омолодження веде до заглиблення дна – з'являються умови для поновлення донної ерозії. У цьому разі алювіальні відклади, що утворювали заплави, ріка руйнує, їхні залишки стають вище рівня ріки, а отже і новосформованих заплав. Нерозмиті частини давніх заплавних утворень залишають східчасті виступи над новим руслом. Їхнє виникнення пов'язане з епохами прояву підняття та опускань земної кори. Аналогічний ефект простежується у випадку пониження рівня базису ерозії. У разі підняття території на місці плоских долин виникають V-подібні молоді ерозійні врізи. Відбувається ніби омолодження річкової долини. Ріка починає виробляти новий поздовжній профіль стосовно нового базису ерозії. Поступово поздовжній профіль наблизиться до рівноважної кривої. Внаслідок цього в ріці сформується нова заплава на нижчому гіпсометричному рівні. Попередня заплава залишиться біля корінного схилу долини у вигляді площини, яка відділена від нової заплави крутим уступом. Її вже не zalиватимуть паводкові води. Наступне тектонічне підняття спричинить нову врізку потоку і, зрештою, формування плоскої долини на ще нижчому рівні. Так в річках утворюється система терас, які вивисуються одна над одною. Це *надзаплавні тераси*. Найдавніші тераси розташовані найвище і вони є найбільше зруйнованими. Через те молодші тераси чіткіше виділяються в рельєфі. Надзаплавні тераси перераховують переважно знизу вверх, тобто перша від заплави буде називатися *першою надзаплавною терасою*, далі *друга, третя* і т.д.

Отже, внаслідок нерівномірності тектонічних рухів земної кори в річкових долинах можемо спостерігати чергування інтенсивного врізання русла з етапами його сповільнення. Кожен етап починається врізанням русла і закінчується виробленням нового дна долини з нагромадженням алювіального матеріалу.

В основі алювіальних відкладів кожної тераси розташований цоколь представлений корінними породами, в які врізана долина. Залежно від висотного положення цоколю і потужності алювію виділяють три типи терас:

- 1) ерозійні тераси, або скульптурні, де майже вся терасова площина і сходинка (уступ) складені корінними породами;
- 2) акумулятивні тераси, де і площина, і сходинка складені алювіальними відкладами;
- 3) цокольні, або змішані ерозійно-акумулятивні тераси, які характерні тим, що в нижній частині сходинки виходять на поверхню корінні породи, а верхня складена алювієм.

У гирлових частинах рік виділяють два типи входження ріки в морський басейн – дельти й естуарії.

Дельти – це плоскі низинні рівнини, в межах яких ріка розділена на численні рукави і протоки, що радіально розходяться в бік моря. Впадаючи в моря чи озера, ріки виносять величезні кількості матеріалу, частина якого потрапляє в море, а інша осідає в прибережній зоні, утворюючи конус винесення. Дельти формуються в разі порівняно невеликої глибини моря, значної кількості уламкового матеріалу і переважанні привнесеного матеріалу над опусканням території. Дельти деяких рік займають десятки тисяч квадратних кілометрів.

Серед дельтових утворень за складом і гшенезою виділяють такі відклади: 1) алювіальні руслових потоків; у рівнинних ріках вони представлені пісками і глинами; у гірських – грубшим матеріалом; 2) озерні, які утворюються в замкнутих водоймах; вони представлені переважно суглинистими речовинами, що збагачені органікою; 3) болотні – торфовища; 4) морські осади, які виникають у разі тимчасових підвищень рівня моря.

Естуарії – це лійкоподібні затоки, які глибоко врізані в долину ріки. Вони виникають за наявності інтенсивних припливів та відпливів. Потужний потік у цьому випадку виносить у море значну частину принесеного рікою уламкового матеріалу і розсіває його вздовж схилу береговими течіями.

Акумулятивні рівнини пов'язані з інтенсивною акумуляцією рік та інших водних потоків, унаслідок чого утворюються обширні алювіальні та алювіально-дельтові рівнини.

ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Води, які містяться нижче поверхні землі, називаються підземними. Разом з водами рік, озер, морів та океанів вони становлять водну оболонку Землі – гідросферу, і беруть участь у загальному кругообігу води в природі.

У ґрунті і гірських породах виділяють декілька видів вод, які відрізняються фізичним станом:

Пароподібна вода займає вільний від рідкої води простір у порах і тріщинах. Вона перебуває в динамічній рівновазі з іншими видами води та з її паром в атмосфері.

Фізично міцно зв'язана вода (гігроскопічна) – адсорбована поверхнею твердих частинок з водної пари повітря. Вона заповнює пори гірських порід і ґрунтів. Під час нагрівання виділяється при температурі 105–110°C.

Фізично слабо зв'язана вода (плівкова) виникає навколо частинок гірської породи і поверх гігроскопічної утворює своєрідну багатомолекулярну плівку. Вона може переміщатися від частинок з більшою товщиною до частинок з меншою товщиною плівки.

Капілярна вода частково або повністю заповнює тонкі капіляри (пори і тріщинки) в гірських породах і утримується там завдяки силам поверхневого натягу (меніски).

Краплинно-рідка (вільна) гравітаційна вода заповнює всі пори і тріщини в породах і вільно пересувається під дією сили тяжіння.

Вода в твердому стані у вигляді льоду в наших умовах (України) є сезонною (замерзання води в ґрунті взимку), проте особливо широко розвнута в умовах багаторічної мерзлоти, наприклад, в Алясці, Сибіру, де її потужність перевищує 400–500 м і більше.

Кристалізаційна вода є в складі низки мінералів (гіпс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, мірабіліт $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). При певних температурах ця вода відділяється.

Найважливішими з геологічного погляду є гравітаційні підземні води.

Походження підземних вод. Головним процесом, унаслідок якого формуються підземні води, є *інфільтрація*, або просочування в гірські породи атмосферних опадів. У деяких випадках простежується надходження вод з поверхневих водойм.

Крім інфільтраційних, розрізняють *залишкові* або *реліктові* (седиментаційні), води, води морського походження, які утворилися внаслідок морської седиментації. Сприятливі умови для збереження таких вод виникають у разі перекриття осадів, що їх містять малопроникними товщами. В цьому випадку говорять про *захоронені*, або *поховані*, води. Усі підземні води, які циркулюють у верхній частині земної кори і беруть участь у загальному кругообігу води, називають вадозними.

Води, які походженням пов'язані з магмою, названі ювенільними, або магматогенними.

Водопроникність гірських порід, або здатність їх пропускати воду, має важливе значення у формуванні та режимі підземних вод. За ступенем водопроникності гірські породи поділяють на три групи: 1) водопроникні – гравій, пісок, тріщинуваті пісковики, вапняки та інші скельні породи; 2) напівпроникні – леси, нерозкладений торф; 3) непроникні – водотриви – це глини, важкі суглинки, добре розкладений торф, щільні кристалічні і добре цементовані осадові породи.

Пористість – це процентне співвідношення об'єму пор до всього об'єму породи. В сипких породах пористість змінюється від 20% у галечників (ріль) до 50% у глин. Однак проникність залежить не від кількості пор, а від розміру та форми зерен, їхнього розташування (так званої структури порового простору). Наприклад, глини з високою пористістю є непроникними, оскільки пори в них надзвичайно тонкі (субкапілярні), і вода в разі просування в них натикається на величезний опір, створюваний поверхневим натягом.

Залежно від складу гірських порід та характеру водовідних шляхів підземні води поділяють на порові і тріщинні. Якщо, крім пор та тріщин, у породі розвинуті карстові порожнини та інші підземні канали, то води, що в них циркулюють, називають карстовими.

Шари гірських порід, які насичені водою, називають водоносними горизонтами; напірні міжпластові води артезіанськими. Для виникнення артезіанських вод потрібні такі умови: наявність водоносного горизонту між двома водотривами; чашоподібне, або моноклінальне, залягання шарів порід; розташування водоносних горизонтів на великих площах, поза сферою дії місцевих дрен (рік, ярів та інших знижень). Областю живлення напірних вод є вихід на поверхню водопроникного шару на найвищих ділянках рельєфу порівняно з рештою площі його поширення. Гідростатичний напір залежить від висоти розміщення області живлення. Ділянку території, де водоносний шар виходить у пониженнях на поверхню у вигляді джерел, називають областю дронування, або розвантаження. Площа між областями живлення і розвантаження – це область напору.

Артезіанський, або напірний, басейн – це велика геологічна структура, яка займає великі площі і має один або декілька водоносних горизонтів.

Підземні води, які виходять на поверхню в ярах та інших зниженнях рельєфу, називають джерелами. Багато джерел живляться ґрунтовими і безнапірними водами. Їх називають падаючими.

Хімічний склад підземних вод залежить як від їхнього походження, так і від взаємодії з різними гірськими породами, по яких вони рухаються. Загальний вміст розчинених речовин називають загальною мінералізацією і виражається вона звичайно в міліграмах або грамах на літру.

У підземних водах містяться різні хімічні елементи. Найважливіші йони Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} . Поєднання цих елементів визначає її лужність, твердість, солоність.

Класифікують підземні води переважно за аніонами і катіонами: 1) гідрокарбонатні води (HCO_3^- – понад 25% екв.), 2) сульфатні (SO_4^{2-} – понад 25% екв.), 3) хлоридні (Cl^-), 4) води складні – хлоридно-гідрокарбонатні, сульфатно-гідрокарбонатні та ін.

Мінеральні води можуть бути різного ступеня мінералізації, однак відрізняються від інших вод сво лікувальними властивостями. Ці особливості визначені їхньою температурою, наявністю певних хімічних компонентів, у тім числі радіоактивних, органічних, різноманітних газів. Загальна мінералізація може бути надзвичайно низькою.

КАРСТ, УМОВИ ЙОГО РОЗВИТКУ ТА ЗНАЧЕННЯ ДЛЯ УТВОРЕННЯ РЕЛЬЄФУ

Під карстом розуміють процес розчинення або вилугування порід підземними чи поверхневими водами та пов'язане з цим утворення специфічних провальних форм рельєфу, каналів та печер на глибині. Залежно від складу розчинюваних порід виділяють соляний, гіпсовий, карбонатний, або вапняковий карст. Назва "карст" походить від назви вапнякового плато в Словенії біля Трієста. Карст буває відкритим і покритим (закарстовані породи покриті нерозчинними відкладами).

Поверхневі карстові форми представлені різними заглибленнями, щілинами, дірами глибиною від декількох сантиметрів до метра, інколи більше. Усю сукупність таких заглиблень називають карами. На перетині тріщин виникають водопоглинльні глибокі отвори ізометричної або щілинної форм. Вода, що по них стікає, відводиться на глибину, а такі отвори називають понорами.

Найпоширеніші карстові форми – це карстові лійки. Діаметр їх коливається від 1 до 50 м, зрідка до 100 м і більше, глибина – від перших до 15–20 м. На дні карстових лійок часто простежуються водопоглинаючі породи, якими води відводяться в глибини.

Виділяють два типи карстових лійок: 1) *лійки поверхневого вилугування*; 2) *провальні лійки*, які утворюються внаслідок провалів покрівлі над підземними карстовими порожнинами. У разі лінійного розміщення карстових лійок уздовж тріщин процеси карстового розчинення можуть призвести до утворення *карстово-ерозійних ярів*.

Найбільшими карстовими формами є *карстові улоговини* – обширні замкнуті зниження з більш-менш вирівняним дном та крутими схилами висотою в десятки, а інколи й сотні метрів. Виділяють також карстові колодязі, шахти та прірви. Вони утворюються внаслідок розширення тріщин і місцями можуть досягати десятків і сотень метрів у глибину. Часто вони поєднані з карстовими печерами.

Весь комплекс поверхневих карстових форм створює спільна дія поверхневих і підземних вод, що рухаються в масивах порід, одночасно розчиняючи їх. Тут треба згадати про важливу роль, яку відіграють у цьому процесі органічні речовини, зокрема гумінові кислоти. На думку деяких дослідників, саме транспортування кальцію відбувається у формі органічних комплексів.

Підземні карстові форми. Внаслідок карстових явищ на глибині виникають карстові печери та різноманітні канали. Найповніше вивчені печери, які є системою горизонтальних або близьких до горизонтальних каналів. Вони формуються вздовж великих тріщин, по яких рухаються підземні води. В багатьох печерах є підземні озера, течуть підземні ріки, розвинута своєрідна фауна і флора. Знаходять і сліди перебування тут давніх людей.

Вода, яка рухається по карбонатних гірських породах, містить, звичайно, багато розчиненої вуглекислоти, а також біогенних органічних сполук. Розчиняючи вапняки, вона насичується $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, який, перевідкладаючись уже у формі CaCO_3 , утворює сталактити (зверху) і сталагміти (знизу). Часом вони зливаються в єдині суцільні колони. В цих натічних формах місцями трапляються гідроокисли заліза (лімоніт, гетит), опал, гіпс та інші мінерали.

У розвитку карсту простежується певна закономірність та спрямованість:

- 1) найбільша закарстованість виявляється в придолинних ділянках – у берегах річкових долин і під руслом, де підвищена тріщинуватість розчинних порід та найбільша швидкість руху вод;
- 2) ступінь закарстованості масиву зменшується з глибиною;
- 3) ступінь закарстованості порід місцями пов'язаний з зонами великих розривних порушень, які дренують підземні води;
- 4) місцям простежується декілька поверхів печер, і їхнє розміщення частково залежить від положення надзаплавних річкових терас, що відображають певні ерозійно-акумулятивні цикли в розвитку річкових долин. Взаємозв'язок з печерами простежується лише в разі дуже тривалого ерозійно-акумулятивного циклу. За цих умов підземні води під час руху до ріки встигають виробити карстову печеру.

ОСУВИ ТА ОСУВНИЙ РЕЛЬЄФ

Осувом називають зміщення гірських порід на крутих схилах долин рік, ярів, берегах озер і морів. За характером та розміром зміщення серед них виділяють опливи, осуви і обвали. Дрібні опливи перемішуються повільно вниз по схилу під впливом перезволоження ґрунтового шару та підстильних звітрілих порід.

Великі зміщення, або власне осуви, захоплюють різні гірські породи, які складають схил. Вони поширюються на значну глибину.

Обвали відбуваються у високогірних районах і мають інколи грандіозні розміри. Це власне вже гравітаційні утворення з осипами (колювій та ін.).

ДІЯЛЬНІСТЬ ЛЬОДОВИКІВ, ФОРМИ ЛЬОДОВИКОВОГО ТА ВОДНО-ЛЬОДОВИКОВОГО РЕЛЬЄФУ

Сучасні льодовики займають понад 16 млн. км.², що становить близько 11 % суші. Загальний об'єм льоду та вічного снігу оцінюють приблизно в 27–30 млн. км.³. Льодовики розвинуті майже в усіх гірських країнах різних кліматичних зон. Вони покривають також материки і багато островів у високих широтах. Найбільший з них – антарктичний льодовиковий покрив, який займає 95% усього материка та прилеглих островів (близько 13,9 млн. км.²). Льодовик Гренландії покриває близько 1,8 млн. км.² з 2,2 млн. км.² усієї поверхні країни з прилеглими дрібними островами. Площа решти льодовиків, у тому числі Арктики, становить в сумі близько 0,5 млн. км.².

Типи льодовиків. Серед льодовиків виділяють три типи: 1) гірські; 2) материкові, або покривні; 3) проміжні. Вони відрізняються умовами живлення та стоку і частково рельєфом поверхні підльодовикового ложа.

Гірські льодовики за морфологією достатньо різноманітні. В молодих горах – Альпах, на Кавказі, в Гімалаях – значно поширені мають льодовики долинного або альпійського типів. Для них чітко означена область живлення (або фірновий басейн) та лінійно видовжена область стоку. У фірновому басейні фірн та глетчерний лід поширений вище снігової межі. Найчастіше це розширені водозбірні лійки гірських долин, вироблені перед тим поверхневими водами.

Областю стоку є гірські долини, розташовані нижче від снігової лінії. Льодові потоки або язики повільно рухаються між крутими високими берегами трогових долин по схилу їхніх днищ. Чим інтенсивніше живлення, тим далі поширюються льодовикові язики.

Материкові, або покривні, льодовики, на відміну від гірських, дуже великі й покривають цілі острови та континенти. Класичними прикладами тут є льодовикові покриви Антарктиди і Гренландії.

Гренландський льодовиковий щит покриває майже весь материк, при максимальній товщині льоду – близько 3 400 м. У крайових частинах товщина

льоду зменшується і з-під нього виступають окремі вершини гір та скелі. Суцільний льодовиковий покрив до моря не доходить, і перетікаючи через окремі перевали гір дають початок великим вивідним льодовикам, які місцями досягають берега, спускаються в море, деякий час перебувають на плаву, потім вони обламуються і утворюють льодові гори – айсберги.

Антарктичний льодовиковий щит має товщину льоду, яка перевищує 4000 м, середня – 2000–2200 м. Підльодовиковий рельєф дуже складний. Тут високі гірські пасма чергуються з широкими рівнинами, котрі часто опущені нижче рівня океану. Льодовик спускається в океан і утворює величезні маси шельфового льоду, який хоча і плаває в морі, але прикріплений до льодовикового материка. Шельфові льоди утворюють круті урвища з висотою 30–50, а інколи і 75 м. Від крайових льодовиків відламуються величезні айсберги. Вони виносять у море багато уламкового матеріалу, захопленого в процесі руху з підстильної кам'яної основи.

Механізм та швидкість переміщення льодовиків. Під великим тиском лід на глибині набирає пластичних властивостей і починає переміщатися – текти. В гірських умовах важливе значення має в разі великих нахилів сила тяжіння, або гравітаційний фактор. Швидкість руху льодовика залежить від його живлення, нахилу поверхні, по якій він пересувається. Найбільші альпійські льодовики рухаються зі швидкістю 0,1–0,4 м/добу. Деяко менша є швидкість руху льодовиків на Кавказі. Найбільші швидкості зафіксовані на Памірі і в Гімалаях, – понад 4 м/добу. Рух материкових льодовиків може бути на порядок більшим, наприклад у Гренландії він становить від 5 до 25 м/добу. Близькі швидкості зафіксовані і на Арктичному материкі. В горах серединні частини льодовиків переміщуються з більшою швидкістю, а крайові, що труться об борти долин, – рухаються повільніше.

Четвертинне зледеніння мало значне поширення в межах Північної Європи. Це доведено ще в XIX ст. Вивчення особливостей будови поверхні багатьох низинних регіонів засвідчило, що на території Північнонімецької та Польської низовини а також у нас на Волині та в багатьох інших місцях виявлено великі кількості дуже поштрихованих та згладжених валунів давніх порід, які лежали просто на поверхні або були включені всередині червоно-бурих, інколи сірувато-бурих невідсортованих глин і суглинків. Ці валуни різко відрізнялися за складом від розвинутих тут корінних скельних порід. Це були валуни з гранітів, гнейсів, які в корінному заляганні відомі в Скандинавії. Такий факт дав підстави П.Кропоткіну та шведському вченому Торелу 1871 р. висловити думку про велике материкове зледеніння, яке охопило північну частину Європи, внаслідок чого ератичні валуни були винесені далеко до півдня. Тепер вважають, що в четвертинному періоді потужні материкові льоди покривали величезні території Північної Азії, Європи і Північної Америки, а також мали значний розвиток у гірських районах. Загальна площа четвертинного зледеніння ставила близько 45 млн. км² (30% території суші). Виявлено декілька горизонтів льодовикових відкладів, розділених міжльодовиковими.

Геологічна діяльність льодовиків пов'язана перш за все з величезним тиском льодовика і руйнуванням ним унаслідок цього підстильних порід. Цей процес підсилювала наявність вмерзлих у лід уламків твердих порід, які видряпували борозни і штрихи – так звані льодовикові шрами, що дають змогу визначити напрям руху льодовика. Виступи корінних скель льодовик згладжує, внаслідок чого утворюються покати згладжені видовжені форми валунів – “баранячі лоби”. Трапляються й інші льодовикові форми, зокрема, такі, як різноманітні згладжені виступи і заглибини, названі кучерявими скелями.

Перенесення уламкового матеріалу льодовиком. Льодовик переносить уламки від пелітової розмірності (до 0,01 мм) і тонких глинистих частинок до величезних валунів і скель. Увесь цей сипкий матеріал, як транспортований, так і той що відкладений, називають мореною. В гірських льодовиках

виділяють *бокову* і *серединну* морени. Серединна морена виникає внаслідок злиття двох льодовиків, які до того часу рухались різними долинами. Виділяють також *внутрішню* і *донну* морени. Внутрішні морени утворюються внаслідок процесів звітрювання і наступного осипання з крутих гірських схилів уламкового матеріалу. Далі вони переміщуються в зону стоку, потрапляючи всередину льодовика по численних тріщинах. Донні морени – це уламковий матеріал, який вріс у нижні частини льодовика, тобто утворений унаслідок руйнування і захоплення продуктів звітрювання придонних частин льодовика.

У льодовиках материкового типу немає поверхневих, а наявні є лише донні та внутрішні морени.

Акумулятивна діяльність льодовиків і льодовиково-аккумулятивні форми рельєфу. Разом з руйнуванням і перенесенням, відбувається нагромадження (аккумуляція) уламкового матеріалу. Вона особливо чітко виявляється в періоди відступу і танення льодовика. Так виникають *відкладені морени*. Серед них вирізняють основну та кінцеву морени.

Основна морена утворюється з уламкового матеріалу, що його переносить льодовик.

Кінцева морена виникає в разі при тривалого стаціонарного положення краю рухомого льодовика, де перед його фронтальною частиною формуються пасма або вали складені різним уламковим матеріалом (усіх видів морен). Це так звана *абляційна морена*. Вона формується під час руху льодовика внаслідок зменшення його маси внаслідок танення, стирання та механічного руйнування. Область, де танення переважає над снігонагромадженням, називається областю абляції. Кам'янисті утворення такого походження – *цекінцеві*, або *крайові морени*.

Руйнування льодовиком дна долини, якою він пересувається, називають *екзарацією* (виорюванням).

Моренні відклади складені найрізноманітнішим невідсортованим матеріалом – від тонких глин до валунів.

Водно-льодовикові відклади та форми рельєфу. Внаслідок танення льодовика утворюються надльодовикові, внутрішньольодовикові та підльодовикові тунелі, у яких виникають могутні водні потоки, що перемивають та перевідкладають моренний матеріал, а на виході з-під льодовика відкладають його. Усі відклади, які виникають унаслідок акумулятивної діяльності водно-льодовикових потоків, називаються *флювіогляціальними*. Вони мають різну будову й утворюють різноманітні форми рельєфу. До них належать *зандри*, *ози* і *ками*.

Зандри розташовані за зовнішнім краєм кінцевих морен, і утворені зовнішніми потоками, які течуть від льодовика і, широко розливаючись, відкладають піщаний матеріал по рівнині. Внаслідок цього виникають *зандрові рівнини*, або *поля*.

Ози виражені у формі вузьких пасм або валів, що витягнуті в напрямі руху льодовика. Вони утворюються внаслідок відкладення уламків підльодовиковими потоками.

Ками – це неправильні пагорби до 10–12 м висоти, складені різнозернистими пісками з галькою, тонкими глинами. Їхнє походження пов'язане з виникненням на поверхні нерухомого льодовика знижень, які заповнює вода, перетворюючи в озера. В них збігають потічки і приносять уламковий матеріал. Після відмирання льодовика вони проєктуються на поверхні головної морени у вигляді неправильних горбів.

Озерно-льодовикові, або лімногляціальні, утворення. Це особливий тип утворень, які сформувалися внаслідок нагромадження перевідкладеного матеріалу кінцевих морен у прильодовикових озерах. Відклади цих прісноводних озер представлені тонким чергуванням дрібнозернистих пісків та глин. Кожна пара прошарків пісок-глина формує річну смужку. В літній час інтенсивніші водні потоки приносять в озера більше піщаного матеріалу,

а взимку відбувається випадання лише тонких глинистих частинок. Ці специфічні відклади багаторазово повторюються (зимові глинисті та літні піщанисті), утворюючи так звані стрічкові глини.

Зледеніння, проте, властиві не лише четвертинному періоду. В історії геологічного розвитку земної кори вони наставали неодноразово, доказом чого є давні дуже ущільнені метаморфізовані льодовикові морени – *тиліти* та озерно-льодовикові відклади в утвореннях різного віку. Найбільші зледеніння зафіксовані в пізньому протерозої та пізньому палеозої. Верхньопротерозойські тиліти знайдені в Скандинавії, Гренландії, Північній та Південній Америці, Африці, Сибіру, а також в Австралії та Китаї. Причому це зледеніння було багаторазовим. У кам'яновугільних та пермських відкладах тиліти трапляються на материках Південної півкулі. Зафіксовані тиліти й у відкладах девону. Отже, зледеніння багаторазово повторювались упродовж геологічної історії Землі в різних періодах її розвитку.

ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ МОРЯ

Роль Світового океану в геологічних процесах надзвичайно важлива. Світовий океан займає 361 млн. км², або понад 70% поверхні земної кулі. Тут зосереджено близько 1,4 млрд. км³ води, і вся ця маса перебуває у безперервному русі, взаємодіє з гірськими породами дна та берегових зон, виконуючи величезну руйнівну та відтворювальну (аккумуляційну) роботу. Різноманітний уламковий та розчинений матеріал, який приносять ріки, льодовики та вітер з суші, зрештою осаджується на дні акваторій, утворюючи морські осади. Мільярди тваринних і рослинних організмів, відмираючи, падають на дно, що зумовлює нагромадження біогенних органічних осадів. Практично на земній поверхні нема жодної ділянки, яку б у ту чи іншу геологічну епоху не покривало море і де б не було морських утворень. За багато сотень і тисяч мільйонів років сушу покривало море багато разів, унаслідок чого виникли великі товщі осадових порід, з якими пов'язані родовища багатьох корисних копалин.

Світовий океан охоплює дві головні групи акваторій: власне океани – Тихий, Індійський, Атлантичний та Північний Льодовитий і крайові моря, що мають безпосередній зв'язок з океаном (Баренцове, Берингове, Японське, Охотське та ін.), а також внутрішньоконтинентальні моря (Середземне, Чорне, Балтійське), які далеко входять в сушу.

Геологічна діяльність морів і океанів залежить від багатьох чинників: рельєфу дна, рухливості земної кори в межах водних басейнів, особливостей будови навколишньої суші, солоності, діяльності організмів, кліматичних умов, руху морської води.

Морфологічні особливості дна світового океану. Отже, у рельєфі океанського дна виділяють декілька найбільших геоморфологічних елементів: 1) підводну окраїну материків (підводну континентальну окраїну), яка охоплює шельф, континентальний схил та континентальне підніжжя; 2) ложе Світового океану з глибоководними жолобами в крайових ділянках; 3) серединно-океанські хребти.

Шельф, або материкова мілина, – це –мілководна зона, яка прилягає до суші. Він має пологий нахил дна в бік океану і глибини від кількох до 130–200 м (у середньому). Ширина шельфу коливається в дуже широких межах – від кількох до 700–800 км. В окремих місцях на ньому простежуються релікти материкового рельєфу – підводні продовження річкових долин, затоплені тераси, місцями водно-льодовикові форми та ін.

Континентальний схил має нахил від 3 до 6–7, місцями до 10–15° і опускається до глибин понад 2000 м (місцями понад 3500 м). У багатьох випадках у нього ступінчастий профіль, що, очевидно, пов'язане з розривами. Характерними елементами рельєфу тут є підводні каньйони, які починаються в межах шельфу або на його краю і простягаються до підніжжя схилу. Глибина їхнього врізу інколи перевищує 1 км. Борти круті або майже

вертикальні. Переважна їх більшість підводного походження, хоча деякі з них ніби продовжують занурені річкові долини.

Континентальне підніжжя – це полого похилена, іноді слабо хвиляста рівнина, яка переходить у вирівняні простори океанського ложа. Ширина його досягає десятків і сотень кілометрів. У межах підніж нагромаджується величезна кількість морських осадів, потужності яких у багато разів перевищують потужності осадів в океанах. Глибини тут сягають 2,0–2,5 до 3,5 тис. м і більше.

Глибоководні жолоби облямовують острівні дуги (Курило-Камчатську, Алеутську, Індонезійську та ін), однак розвинуті також уздовж молодих гірських споруд на краю Американського континенту (у західній частині Тихого океану). Це порівняно вузькі (близько 100 км по поверхні) асиметричні прогини великої довжини, які розвиваються вздовж розломів. Їхні глибини становлять 7–8 км, а найглибші з них перевищують 10–11 км (Маріанський, Курило-Камчатський, Філіппінський жолоби).

Ложе Світового океану розташоване на глибинах 3,5–6,0 тис. м. Воно займає близько половини території океану. В рельєфі переважають плоскі та горбисті абісальні рівнини (океанські платформи – таласократони), розділені між собою хребтами і висотами різного походження. Широкий розвиток мають підводні вулканічні форми – конусо-, щитоподібні, які нерідко формують цілі вулканічні ланцюги. Особливо багато їх у Тихому океані (гайоти). Інколи такі форми увінчані кораловими рифами.

Серединно-океанічні хребти утворюють єдину планетарну систему, загальна протяжність якої становить близько 60 тис. км. Це найважливіший геоморфологічний елемент дна Світового океану. Наліпше вивчений Серединно-Атлантичний хребет, вздовж його осьової частини простягається глибока *рифтова долина*, обмежена розломами. Її дно опущене до глибини 3,5–4 км, а обмежувальні борти містяться на глибинах близько 2 км. Місцями вони виступають на поверхню у формі островів. Ширина рифтової долини варіює від 25 до 50 км. Серединно-океанські хребти перерізані численними розломами, по яких окремі блоки кори переміщені на значні відстані в горизонтальному напрямі (трансформні розломи). З хребтами пов'язані землетруси, вулканізм, високий тепловий потік. У цих зонах утворюється і нарощується нова земна кора.

Морфологія дна морів. Окраїнні та внутрішньоконтинентальні моря поділяють на улоговинні та плоскі. Улоговинні пов'язані з рухливими ділянками земної кори. До цього типу належать Охотське, Японське, Берингове, моря Малайського архіпелагу; із внутрішньоконтинентальних – Середземне, Чорне та ін. Для них характерною особливістю є значна тектонічна активність, пов'язана з інтенсивними рухами земної кори, землетрусами, інколи тут виявляється активний вулканізм. У рельєфі їхнього дна можна виділити ті ж головні елементи, що і в океані: шельф, континентальний схил з підніжжям, глибоководні рівнини (2000–4000 м). До плоских морів належать Північне, Балтійське, Біле, Баренцове та інші, глибини в більшості з яких не перевищують глибину шельфу. По суті, це опущені під воду ділянки континенту, тому їх називають *епіконтинентальними*.

Загальна солоність морської води визначена кількістю розчинених у ній речовин, її виражають в проміле, або вагових процентах. У поверхневих шарах океанів та окраїнних морів солоність води коливається від 32 до 37‰. На глибині близько 100 м солоність переважно стала і становить у середньому 35‰. У внутрішньоконтинентальних морях солоність варіює в набагато ширших межах.

Головний хімічний склад океанських вод визначений небагатьма компонентами, зокрема катіонами: Na^+ , Mg^{+2} , Ca^{+2} , K^+ , Sr^{+2} та аніонами Cl^- , SO_4^{-2} , HCO_3^- , Br , H_3BO_3 . У сольовому складі океанської води різко переважають хлориди (NaCl - близько 78%, MgCl_2 - 9,3%, KCl – 22%), на

другому місці є сульфати ($MgSO_4$ - 6,6 %, $CaSO_4$ – 3,5%), карбонати та інші сполуки становлять менше 1%.

Завдяки інтенсивній циркуляції води в океані майже всюди міститься вільний кисень, який підтримує життя як у поверхневих шарах води, так і на глибині. З атмосфери у воду надходить також вуглекислий газ. Вміст кисню та вуглекислого газу регульований температурним режимом. Чим нижча температура, тим більше вода може розчинити цих компонентів, що, відповідно, впливає на процеси розчинення хімічних сполук та осадження.

У деяких улоговинних морях, які з'єднані з океаном неглибокими протоками, водообмін утруднений, і вода може розшаруватись за солоністю. За цих умов вертикальна циркуляція не відбувається. В Чорному морі на глибині 150–175 м вода значно збіднена киснем, інтенсивно виявляється життєдіяльність анаеробних бактерій, унаслідок чого з'являється сірководень. Такий же аномальний режим простежується і в деяких глибоких улоговинах Балтійського моря.

Органічний світ морів і океанів надзвичайно різноманітний. Переважна частина організмів живе лише у водах із нормальною солоністю. Це так звані стеногалінні форми. Проте є велика кількість організмів, які здатні переносити зміни солоності і навіть жити в опріснених водоймах. Такі організми називають евригалінними. Стеногалінні форми представлені коралами, голкошкірими, придонними форамініферами, брахіоподами та ін. евригалінні – це деякі водорості, риби, двостулкові та черевоногі моллюски.

За умовами існування та пересування морські організми поділяють на три великі групи: бентосні (бентос), планктонні (планктон) і нектонні (нектон).

Бентосні організми існують на дні водойм. Серед них виділяють сидячий бентос – організми прикріплені до дна, або які лежать на ньому, і рухливий бентос – коли організми пересуваються по дну. Рослинний світ тут представлений водоростями. Серед тваринних організмів у зоні шельфу (саме тут найліпші умови для значного розвитку бентосних форм) переважають моховатки, черв'яки, губки, представники ракоподібних, корали, брахіоподи, численні моллюски та ін.

Планктонні організми пасивно плавають, їх переміщують течії. До них належать найпростіші одноклітинні морські організми (зоопланктон) серед яких найбільше значення для утворення морських осадів мають *форамініфери* з вапняковистими мушельками та *радіолярії* – дрібні мікроскопічні організми з кременистим кістяком. Є також рослинний планктон (фітопланктон), до якого належать *діатомові водорості*, вміщені в кременисту оболонку, а також *коколітофори* з карбонатним панцирем. Велетенська концентрація планктонних організмів простежується у верхніх шарах Світового океану (до 200 м). Їхній просторовий розподіл пов'язаний з кліматичними умовами: одні живуть у холодних водах, а інші – у теплих. Відмираючи, вони осідають на дно й утворюють карбонатні та кременисті осади. До планктонних належать також пасивні плаваючі моллюски – *птероподи* – з карбонатною мушелькою.

Нектонні організми вільно плавають у воді. До них належать усі морські хребетні, а із бесхребетних – головоногі моллюски. Деякі із планктонних організмів відкритого моря називають *пелагічними*, на відміну від бентосних.

Цілком очевидною є і величезна геологічна роль організмів у процесах морського осадонагромадження. Після відмирання їхні кістячки осідають на дні, утворюючи так звані біогенні осади, або стають значною домішкою до осадів іншого походження.

Руйнівна робота моря

Руйнівна діяльність моря пов'язана з рухом води, який виникає під час дії вітру та припливно-відпливних течій. Вона особливо активно виявляється

в прибережній зоні (берег та прилегла до нього смуга морського дна). Сила удару хвиль під час великих штормів в океанах досягає 38, а у внутрішніх морях 15 т/м². Шторми поступово руйнують берегові тверді гірські породи, внаслідок чого берег відступає. Таку роботу моря називають абразією. Найінтенсивнішого руйнування зазнають береги, складені осадовими породами, а меншого – ті, що складені магматичними породами. Руйнуванню дуже сприяє тріщинуватість порід, а також уламки, які утворюються зі зруйнованих порід. Уламки під час рухоу стираються, поступово перетворюючись у гальку, гравій, пісок та дрібніші часточки, які підсилюють руйнівну дію морських хвиль. Поступовий відступ берега формує слабко нахилену підводну *абразивну терасу*.

Швидкість відступу берегів різна і залежить від складу гірських порід та сили хвилювання, іноді вона досягає декількох метрів за рік, особливо в сипких та слабозцементованих породах. Проте інтенсивність та швидкість розмивання берега значно зменшується в разі широкого пляжу.

Прибійна хвиля, руйнуючи берег, водночас переміщує матеріал головно до берега. За малих кутів нахилу продукти руйнування біля зрізу води формують пляжі. Далі швидкість нагромадження уламкового матеріалу може перевищити швидкість його руйнування прибійними хвилями, і тоді утворюється акумулятивний берег. Отже, розрізняють *абразивні* та *акумулятивні* береги.

Неоднаково діють руйнівні процеси у різних кліматичних умовах. Холодний клімат сприяє фізичному руйнуванню скельних порід, і перевідкладені утворення мало чим хімічно будуть відрізнятися від первинних (зруйнованих) скель. Мало зміниться і їхній мінеральний склад – хоча це здебільшого будуть зовсім інші породи. Наприклад, руйнуючись десь у приполярних краях, гранітні берегові скелі дадуть початок утворенню специфічних гравелітів або пісковиків, які за мінеральним та хімічним складом будуть близькі до материнських гранітів. Цілком протилежні процеси простежуються в умовах вологого тропічного клімату. Тут буде переважати хімічне звітрювання, пов'язане з руйнуванням найменш стійких мінералів, а отже, уже в процесі утворення кори звітрювання хімічний і гранулометричний склад новоутворень зміниться. До цього долучиться і біогенний процес, а також активні хімічні реакції під час перенесення матеріалу теплими, насиченими киснем і органікою біжучими водами та водами басейну, де відкладаються осади. Як наслідок, за мінеральним і хімічним складом новоутворена осадова порода буде зовсім іншою, ніж материнська. Дуже важко за таких умов виявити джерело постачання матеріалу (область знесення).

Поперечне та поздовжнє переміщення уламкового матеріалу та утворення прибережних акумулятивних форм. Морське хвилювання виконує значну роботу: переносить і акумулює матеріал у береговій зоні. Хвилі подрібнюють і змучують матеріал та надають йому руху. Від швидкості прибійного потоку залежить те чи інше сортування матеріалу та утворення низки берегових акумулятивних форм. Короткі й швидкі струмені води за незначної глибини викидають в прибережні ділянки грубіші частинки (гальку, гравій, грубий пісок), а тонший матеріал переміщують униз далі від берега. Якщо зворотний потік значно слабший, ніж прибійний, то на пляжі формується *береговий вал* асиметричного профілю з крутим береговим схилом і пологішим морським. Крім берегових валів і пляжів, простежуються і підводні вали, які простягаються вздовж берега у вигляді невисоких пасм, що складені переважно піщаним матеріалом.

Найбільшими акумулятивними формами, що простягаються вздовж берега, є *бари*. Геоморфологічно це великі переважно піщані пасма, які

утворюються внаслідок поперечного переміщення матеріалу донних відкладів до берега водойми. Вони також можуть містити гальковий, гравійно-піщаний і уламково-черепашковий матеріал, який надходить з моря. Деякі з них повністю складені черепашковим детритом, інколи досягають декількох сотень кілометрів довжини і за значної ширини вивисуються на 15–30 м. Такі бари місцями повністю відшнуровують великі затоки – лагуни, у яких пізніше виникають специфічні умови осадоагромадження, цілком відмінні від умов відкритого моря. Наприклад бар Арабатська Стрілка довжиною близько 200 км відділяє Сиваську лагуну від Азовського моря. Великі бари протяжністю в сотні кілометрів відомі в Мексиканській та Австралійській затоках.

Серед барів виділяють підводні, острівні та берегові. Підводні бари – це асиметричні пасма з крутим береговим схилом. Вони виникають на ділянках різкого зменшення глибини, де знижується енергія хвиль, що веде до акумулювання осадового матеріалу. Так виникли Одеська та Євпаторійська банки Чорного моря. Острівні бари утворюються з підводних у процесі їхнього переміщення до берега та виходу гребеня з-під рівня води. Берегові бари виникають унаслідок приєднання острівного бара до берега і часто мають форму *пересипу*, який відділяє від моря мілководні затоки, лагуни, однак відрізняється від них тим, що складений переважно матеріалом, принесеним з морського дна.

У випадку, коли хвилі підпливають до берега під певним кутом, простежується не поперечне, а вздовжберегове переміщення матеріалу. Найбільша швидкість його переміщення відповідає куту 45°. І, як, наслідок у разі зміни напрямку берега утворюються прибережні акумулятивні форми – *коси*. Вони можуть досягати значної довжини: Гендерівська коса на Чорному морі має понад 90 км. Інколи коси простягаються до протилежного берега, і тоді утворюється замкнута акумулятивна форма – *пересип*, яка відокремлює лагуну від моря.

Акумуляція осадів у різних зонах Світового океану

Поряд з руйнуванням море веде і величезну творчу роботу – акумуляцію осадів. Складний процес осадоагромадження називаються *седиментацією*, або *седиментогенезом*. У море матеріал надходить з континентів різними шляхами. Загальна маса його за рік становить близько 25,53 млрд. т, у тому числі: принесений ріками – 18,53; вітрами – 1,6; льодовиками – 1,5; від абразії – 0,5; в розчинах – 3,2.

Крім того, надходить приблизно 2–3 млрд. т вулканогного матеріалу, і 1,82 млрд. т біогенного осадоагромадження (планктонні і бентосні організми).

За походженням та речовинним складом виділяють такі типи осадів: *теригенні*, що утворюються внаслідок руйнування гірських порід; *хемогенні*, що випадають з води хімічним шляхом; *органогенні*, або *біогенні*, які утворюються внаслідок нагромадження кістякових та покривних решток організмів. Серед них виділяють карбонатні та кременисті (і зрідка інші); *полігенні* – результат дії багатьох факторів; *вулканогенні* – пов'язані з діяльністю підводних та надводних вулканів. Походження різних типів осадів та їхній характер пов'язані з різними факторами, а закономірності їхнього поширення – передусім з *кліматичною зональністю*.

У морях та океанах виділяють декілька зон з різними умовами осадоагромадження: *літоральна*, або прибережна, де відбувається затоплення і осушення в припливно-відпливному циклі; *мілководна*, або *субліторальна* (неритова), – відповідає області шельфа; *глибоководна*, або *батіальна* – материковий схил та його підніжжя; *абісальна*, або найглибших частин – відповідає ложу Світового океану і віддалена від суші. Для кожної з зон характерні певні організми, пристосовані до існування в цьому середовищі, – це так звані *біоценоз*.

Осади літоральної зони. Їхні особливості зумовлені періодичним осушенням території осадонагромадження та інтенсивним хвилюванням. Тут формуються різноманітні осади, які змінюються на дуже коротких відстанях: біля високих скельних берегів часто простежуються нагромадження брилових уламків, добре обточених гальок, пісків різної зернистості. А на захищених ділянках, у затоках, відкладаються піщані і тонкі мулисті осади. В прибіній смузі матеріал сортується за питомою вагою, внаслідок чого після штормів місцями утворюються прошарки, збагачені важкими мінералами. За береговими валами, в низинах можуть бути добрі умови для заболочування та розвитку торфовищ, які надалі за відповідних умов перетворюються у вугілля (переважно в умовах поміркованого клімату). Самі ж берегові вали можуть бути складені також органогенним детритом: черепашковим або водоростевим.

Осади зони шельфу ліпше відсортовні завдяки хвилям, діяльність яких відчувається до глибини 100 м і більше. Близькість суші сприяє нагромадженню тут головно уламкового теригенного матеріалу.

За гранулометричним складом *теригенні осади* поділяються на чотири групи: грубоуламкові – псефіти, до них належать брили, валуни, галька і гравій; піщані – псаміти; алевритові – алеврити; глинисті – пеліти. Кожна з груп розділена ще за розміром частинок, що переважають.

Залежно від динаміки басейну, схилу поверхні дна та віддаленості від берега відкладаються різні теригенні осади. В багатьох випадках відбувається механічне розділення матеріалу за розмірами зерен. На ділянках з порівняно значним нахилом у прилеглій до пляжу частині басейну відкладається грубий гальковий матеріал, гравій (рін), який глибше змінюють піски, а ще далі від берега – грубоалевритові мули, які поступово переходять у дрібноалевритові, далі – алеврито-пелітові мули континентального схилу. У внутрішньо-континентальних морях межа між пісками й алевритовими мулами проходить приблизно на глибинах 20–50 м, опускаючись в океанах місцями до 80–100 м і глибше.

Крім теригенних пісків, у межах субліторалі місцями розвинуті черепашково-детритові піски, складені перетертими уламками панцирів та кістяків різних, переважно тваринних організмів.

Органогенні, або біогенні, осади. В зоні шельву дуже поширені є органогенні осади, які утворюються з донних організмів, що для побудови панцирів та кістяків використовують вуглекислий кальцій. Найцікавіші з них є *коралові рифи*. Вони постійно ростуть у висоту, використовуючи для цього відмерлі форми. Їхні колонії нагадують розгалужені дерева та кущі. До рифоутворювальних належать також вапнякові водорості й інші організми.

Сучасні корали живуть винятково в тропічних та субтропічних водах. Вони розвиваються лише за певних умов: 1) температура води не нижче 18–19°; найліпші ж умови розвитку коралового біоценозу при 23–25°; 2) прозора чиста морська вода нормальної або близької до неї солоності з насиченням киснем і вапном; 3) глибина не більше 50–60 м

За формою виділяють три види коралових рифів

1. *Берегові, або рифи облямування.* Вони є ніби продовженням берега.

2. *Бар'єрні рифи* простягаються вздовж берега і відмежовані від нього мілкими затоками (кораловими лагунами). Найяскравішим прикладом такої форми є Великий Бар'єрний риф, що простягається вздовж північно-східного берега Австралії майже на 2 000 км при середній ширині 150 км і потужності до 150 м. Від материка він відділений лагуною, глибина якої не перевищує 50 м. Більшість бар'єрних рифів розташовані навколо островів.

3. *Атоли, або кільцеві рифи* значно поширені в Індійському та Тихому океанах. В середині рифового кільця розміщена лагуна, яка протокою з'єднана з морем.

До коралових осадів відносяться також і продукти руйнування рифів, які утворюють широкі шлейфи. Вони досягають глибин 1 500 – 2 000 м

(місцями до 3 500 м). Крім коралових рифів, простежуються карбонатні водоростеві споруди, а також черепашкові мілини – *черепашкові банки*. Вони складені нагромадженням черепашок молюсків та інших організмів.

Хемогенні осади характерні для гарячого клімату, де в умовах мілкого моря біля низинних берегів вода добре прогривається до дна. Тут розвивається величезна кількість рослин, які активно поглинають вуглекислоту з води, порушуючи цим карбонатну рівновагу. Карбонат кальцію випадає у вигляді дрібних кульок – *оолітів* або у вигляді дрібного карбонатного намулу (Червоне море, Каспійське море).

Крім того, на перехідних ділянках від моря до континентального схилу місцями утворюються фосфорити (в області апвелінгу).

Отже, у неритовій зоні морські осади є досить різноманітними. Переважають теригенні утворення, однак за відповідних умов розвиваються біогенні та хемогенні осади.

Осади континентального схилу та його підніжжя, або батіальні

Тут переважають теригенні осади, проте інколи трапляються біогенні карбонатні, а в приполярних областях – біогенні кременисті.

Теригенні осади мають переважно алевритовий та пелітовий склад (матеріал тонший, ніж на шельфі). Розвиток грубших осадів пов'язаний головню з діяльністю течій, айсбергів та каламутних потоків. За даними Ф.Гепарда, близько 60% континентального схилу покрито алевритоглинистими осадами, 25 – пісками, 5 – біогенні осади і біля 10% позбавлені сучасних осадків. Доволі поширеним типом відкладів є “синій” або “темний” намул, який зустрічається на глибинах 200 – 3000 м. В його складі переважають тонкі глинисті відміни (понад 60%), але місцями зустрічаються домішки грубих піщано-алевритових фракцій (відклади каламутних потоків). Колір намулу зумовлений великою кількістю біогенного органічного матеріалу з карбонатними та рідше кременистими мушельками. Забарвлення та сірководневий запах осадку вказують на його утворення у відновному середовищі – збідненому киснем при пересиченні органікою. Такий мул часто

В тропічних областях поширені “червоні” намули, забарвлення яких пов'язане з розмивом червонобарвних кір вивітрювання в вологих тропічних зонах.

Гляціально-морські або *айсбергові осади* поширені в межах антарктичних вод як в області шельфу, так і на материковому схилі, а також в південних частинах ложа океанів. Ці погано відсортовані відклади облямовують антарктичний континент майже суцільним кільцем шириною від 300 до 120 км

Органогенні вапнякові намули на континентальному схилі складені рештками найпростіших планктонних організмів з карбонатним та кременистим кістяком. На континентальному схилі переважають *птероподові намули*, які складені мушельками птеропод, менше форамініфер та ін. Організмів. Вони мають відносно незначне поширення і зустрічаються виключно в тропічних та субтропічних областях на глибинах від 400 до 1200 м. в приполярних районах розвинуті діатомові (кременисті) намули і змішані діатомово-теригенні.

Осади підніжжя континентального схилу. Їхнє формування пов'язане переважно з розвитком підводних осувань та каламутних потоків.

Підводні осуви захоплюють величезні маси осадів та переміщують їх до підніжжя схилу. Тут осади нагромаджуються з підвищеною потужністю, дуже перем'яті, місцями зібрані в дрібні й складні складки.

Ще важливішим фактором виступають *каламутні*, або *суспензійні*, потоки, що виникають на континентальному схилі, покритому мулистими осадами. У разі механічного впливу на схил (навіть незначний землетрус) розріджений осад під дією гравітаційних сил (власна вага) зривається вниз, нагадуючи рух снігової лавини. Зривання осадків материкових схилів найчастіше зумовленімають цунами, що виникають унаслідок землетрусів.

Каламутні потоки, які утворюються в цьому разі, не змішуються під час руху з морською водою з огляду на велику щільність і часто переміщуються на великі відстані (сотні кілометрів). Вони здатні виконувати значну ерозійну роботу. З цими потоками дослідники пов'язують утворення підводних каньйонів, що перерізають континентальний схил і простежуються до глибин 3–4 тис. м. У межах підніжжя континентального схилу ці осади формують потужні конуси виносення, які, поєднуючись одні з одними, утворюють єдину хвилясту акумулятивну форму, нахилену і потоншену в бік абісальної рівнини. Давні аналоги осадів каламутних потоків виділяють як викопні *турбідити*. Відклади сучасних і давніх турбідитних потоків (течій) утворені звичайно чергуванням прошарків пісків, алевритів та пелітових осадів з характерною градаційною шаруватістю. Товщина окремих турбідитних прошарків – від кількох міліметрів до 6 м. Крім підніжжя континентального схилу, ці форми трапляються також у глибоководних океанічних жолобах, у рифтових ущелинах, на схилах підводних хребтів та піднять. Переважна більшість сучасних турбідитів відкладається на глибинах понад 2000 м. Турбідити іноді покривають величезні площі на абісальних рівнинах, зокрема, біля узбережжя Каліфорнії, в Мексиканській затоці та інших місцях.

Осади ложа Світового океану (абісальні). Головну роль тут відіграють біогенні та полігенні осади.

Серед *біогенних (органогенних)* осадів поширені вапнякові *форамініферові мули*, що утворюються з планктонних організмів – форамініфер. Кількість CaCO_3 в них варіює від 30 до 90 і навіть 99%. Ці осади поширені на глибинах від 2000–3000 до 4500 м і лише зрідка опускаються глибше. Це пов'язане з тим, що глибинні води океану різко недонасичені CaCO_3 , тому вапнякові рештки розчиняються, не досягаючи дна. Критичними щодо цього вважають глибини 4500–4700 м.

Серед кременистих мулів виділяють діатомові та радіолярієві .

Діатомові мули утворюються внаслідок нагромадження панцирів планктонних діатомових водоростей (діатомей). Вони розвинуті в холодних приполярних областях і є дуже характерними для південної частини Індійського океану. Тут, навколо берегів Антарктиди, вони формують пояс завширшки 900–1200 км. Інша область поширення діатомових мулів – північна частина Тихого океану з далекосхідними морями. Тут вміст аморфного кремнезему набагато менший і становить 30–50%. Проте внаслідок слабкої розчинності панцири діатомей досягають будь-яких глибин і трапляються в Курило-Камчатській глибоководній западині на глибині понад 10 км.

Радіолярієві мули складені нагромадженням кременистих черепашок планктонних організмів – *радіолярій*, а також тонких глинистих частинок. По суті, це слабо кременисті мули з вмістом SiO_2 від 10 до 30 %. На вигляд – червоні океанські глини. Вони приурочені до тропічних і екваторіальних областей Океану і поширені на глибинах від 4300 м і глибше. Вище їх змінюють карбонатні мули.

Полгенні осади, до яких належить *червона океанська глина*, значно поширені у віддалених від берега акваторіях. Це дуже тонкий глинистий осад звичайно коричневого або цеглястого кольору. Він нагромаджується здебільшого нижче критичної глибини – нижче зони карбонатного осадонагромадження. У його складі є незначна кількість мангану (0,2–0,5 %) і заліза (понад 5 %), аморфного кремнезему (до 10%; панцири радіолярій). Головні компоненти червоної глини такі: найтонший теригенний матеріал, еоловий пил, нерозчинні рештки форамініфер, продукти вулканічних вивержень, метеорний пил (у тім числі кульки нікелістого заліза), нерозчинні біогенні рештки (зуби акул, слухові кісточки китів та ін). В окремих пробах їх трапляється дуже багато, що свідчить про надзвичайно повільний процес утворення осаду, адже навіть важко уявити собі ту масу тварин, які повинні

відмерти, щоб утворити помітний шар таких відкладів. Це ще раз переконує нас у надзвичайно важливій ролі живої матерії в геологічному процесі.

Значне поширення на великих глибинах мають залізо-манганові конкреції, в яких є багато таких елементів, як Ni, Co, Cu.

Вулканогенні осади тісно пов'язані з проявами сучасного вулканізму. Вони трапляються в різних частинах Світового океану. Окрім лав, важливе значення мають також тверді пірокластичні продукти. Максимальне їх нагромадження простежується поблизу вулканів, переважна більшість з яких розміщені по периферії Тихого океану, а також у центральних частинах Тихого, Індійського та Атлантичного океанів.

Лагунні осади. Їхній характер визначений своєрідністю умов, які виникають у відшнурованих від моря акваторіях. Серед них виділяють два типи: лагуни з підвищеною солоністю, яка багаторазово може перевищувати солоність Світового океану, і лагуни зі зниженою солоністю, або опріснені. Перші пов'язані з інтенсивним випаровуванням, а другі – зі значним надходженням прісних річкових вод.

У засолонених лагунах хімічним способом осаджуються різні солі – гіпс, ангідрит, мірабіліт, кам'яна сіль, поряд з якими відкладаються і темні глинисті, збагачені органікою мули. В опріснених лагунах розвиваються теригенні й органогенні осади, подібні до морських, але з іншою фауною. Прикладом засолоненої лагуни є висхла затока Каспійського моря Кара-Богаз-Гол, що була відшнурована від моря двома косами; морські води в неї вливалися через вузьку протоку, взимку тут випадав мірабіліт – $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ (глауберова сіль), а зі збільшенням концентрації розчину влітку починали випадати й інші солі, в тому числі й галіт. Опріснені лагуни відомі на Балтиці. Це, наприклад, Куршська затока, в яку впадає ріка Німан. Найбільша ширина затоки становить 44 км, а довжина – 93 км. На більшій частині площі переважають піски (51%). Крім того, розвинуті глинисті мули зі значною кількістю черепашок остракод та моллюсків, що значно підвищує вміст карбонату кальцію (15–20 %) як в осадах, так і у воді.

ОЗЕРА ТА БОЛОТА. ЇХНЯ ГЕОЛОГІЧНА РОЛЬ

Озера і озерні відклади поширені як на рівнинах, так і в гірських місцевостях. Сумарна площа, яку вони займають становить 2,7 млн. кв. км, або 1,8% суходолу. Як в давні геологічні епохи, так і тепер спостерігаються місцевості де озера і болота мають значне поширення і займають великі території. І навпаки – в окремих регіонах вони або ж повністю відсутні, або відіграють дуже незначну роль. Озера займають понижені ділянки земної поверхні, тобто пониження відносно теренів, що їх оточують.

Такі пониження можуть виникати внаслідок тектонічних процесів, що ведуть до опускання певних ділянок суші по великих розломах. Ці системи розломів формують грабени (від німецького “грабен” – рів), які заповнюються водою. Найбільші з цього типу озер – це Байкал (найглибше прісноводне озеро у світі), східноафриканські озера Танганьїка, Ньяса, Рудольфа та ін. З тектонічними процесами – епейрогенічними рухами – пов'язані залишкові озера, що утворилися після відступу моря внаслідок загального підняття певної частини території та відділення частини морської акваторії (Каспійське море-озеро – найбільше у світі). Озерні депресії можуть формуватися внаслідок діяльності льодовиків. Вони мають значне поширення на територіях, що були захоплені четвертинним зледенінням. Велика кількість озер, ложа яких вироблені рухом льодовика в твердих кристалічних породах є у північній частині Європи (Скандинавія, Карелія). У Фінляндії налічують понад 55 тисяч таких озер, і вони покривають близько 8% її території. Південніше межі поширення кристалічних порід Балтійського щита озерні улоговини розвинулись унаслідок нерівномірного нагромадження льодовикових відкладів (морен), які, створивши природні загати, сприяли формуванню озер. Попередньо описано прильодовикові озера, які зумовили

утворення лімногляціальних, тобто озерно-льодовикових відкладів, найтипівішими серед яких є стрічкові глини.

Походження значної кількості озерних депресій пов'язане не з одним, а з кількома факторами. Наприклад, походження значної кількості великих озер північно-східної Європи зумовлене як тектонічним фактором (опускання по розломах фундаменту), так і діяльністю давніх материкових льодовиків. Такого ж типу озера переважають у північній частині Американського континенту.

Значно розвнуті озера в областях вулканізму. Вони заповнюють кратери загаслих (нерідко і діючих) вулканів, розвиваються також на ділянках, де лавові потоки перекрили долини.

Набагато менші за розмірами і поширенням заплавні й дельтові озера, які є відшнурованими від головного русла старицями, або частинами рукавів у дельті, що перетворились на озера.

Карстові та термокарстові западини виникають унаслідок різних процесів. Карстові западини – це великі провальні лійки, що виникли як поверхневі прояви розчинення на певній глибині порід – вапняків, гіпсів, солей. Термокарстові пов'язані з поширенням багатолітньої мерзлоти і виникли внаслідок танення льоду у верхній її частині.

Різноманітним є гідрологічний режим озер та їхній сольовий склад. Гідрологічний режим передусім залежить від кліматичних умов та району розташування. Це означає, що на однакових широтах по різному виглядують озера гірських чи рівнинних ділянок. За умов гумідного (вогкого) клімату переважають протічні озера, де незначне поверхневе випаровування та просочування води не компенсує її надходження, і вони віддають воду через ріки чи потічки, що з них витікають. У деяких озер є лише підземний стік. У районах з аридним (сухим) кліматом розвинуті солонowodні озера, які не мають стоку, і вода з них відходить лише через випаровування.

Переважну більшість озер заповнює вода атмосферного походження, що надходить з опадів та пов'язаних з ними водних потоків. Водночас є і реликтові озера, що виникли внаслідок відділення частини морської водойми. Це згадане вище Каспійське море, яке колись близько ста тис. років тому було з'єднане з Азовським протокою, що проходила долиною сучасної ріки Манич. Ладозьке та Онезьке озера у післяльодовикову епоху належали до складу єдиного Балтійсько-Біломорського басейну.

Є озера, у живленні яких провідну роль відіграють підземні води.

Хімічний склад розчинених речовин у водах озер залежить від клімату, однак дещо (а іноді й переважно) впливають породи, в яких розміщена водойма. В гумідних областях найбільше поширені прісноводні озера або озера зі слабко мінералізованою водою (до 1 г/л). В них переважають іони Са та НСО_3 . Однак є озера з пересиченими водними розчинами (мінералізація понад 250 г/л). Важливу роль тут відіграють крім кліматичних умов, їхній зв'язок з соленосними породами. Такими є озера району Прикаспійської западини, деякі невеликі озера району Солотвина у Закарпатті та на північному заході Донецького кряжу.

Геологічна діяльність озер близька до діяльності морів, особливо це стосується великих озерних водойм. Тут простежується абразія берегової та прибережної зони, перенесення та сортування уламкового матеріалу, акумуляція осадів на дні озера.

Озерні осадки представлені теригенними (уламковими), хемогенними та органогенними (біогенними) відкладами. Усі ці три групи осадів можуть бути як в окремих озерах, так і разом на різних ділянках одного озера. Змінюються вони і в часі. Наприклад, невелике озеро Синяк у районі міста Чинадієве на Закарпатті, яке утворилося в кратері загаслого вулкана, сьогодні повністю замулене і є висохлим торфовим болотом. У його розрізі до глибини 9 м (нижче є базальти ложа) простежується послідовна зміна уламкових утворень глинистими і біогенними (торфовище). Таке більш-менш циклічне чергування

повторюється тричі, тобто розвинуті три торфові шари, які чергуються з уламковими осадами.

Звичайно ж теригенні осади переважають у великих озерах, де зональність близька до морської у прибережній зоні. Біля крутих берегів поширені гравійно-галечникові відклади; поступово з віддаленням від берега їх змінюють піщано-алевритові відміни й далі алеврито-мулісті осади зі значною домішкою органічного матеріалу. Проте ця схема може значно змінюватись залежно від рельєфу навколишньої місцевості, гідрологічного режиму озера, кліматичних умов.

Піщано-глинисті озерні відклади часто мають стрічкоподібну шаруватість з чергуванням ясніших і темніших прошарків. У помірному і холодному кліматі ця закономірність пов'язана з літньо-зимовим циклом, про що зазначено в описі прильодовикових озер і лімногляціальних утворень. У тропічних і субтропічних зонах така шаруватість пов'язана з чергуванням періодів дощів та посушливих періодів. Іноді вона формується внаслідок сезонного масового відмирання одноклітинних організмів, що надає відкладам темного кольору. У разі інтенсивного розвитку мікроорганізмів формуються так звані сапропелеві мули, які з часом, літифікуючись, перетворюються в сапропеліти і далі – у сапропелеве вугілля.

Унаслідок значного надходження в озера колоїдів заліза й алюмінію, рідше мангану, формуються нагромадження озерних *оолітових* залізних руд, складених зліпленими між собою різноманітними дрібними конкреціями. В цьому процесі важливу роль, очевидно, відіграють залізобактерії. Поряд з залізистими осадами в тропічних і субтропічних областях нагромаджуються оксиди і гідроксиди алюмінію – *боксити*, які утворюються внаслідок розвитку потужних латеритних кір звітрявання.

Як хемогенні осади в умовах гарячого клімату іноді простежуються утворення озерних карбонатів. Однак здебільшого нагромадження карбонатів відбувається внаслідок біогенних процесів – відмирання організмів, що будують панцирі з CaCO_3 . З чистого озерного карбонату кальцію утворюються *вапняки*, а зі значною домішкою глинистого матеріалу – *мергелі*. В солонуватоводних озерах за посушливого клімату інколи осідає *доломіт*. Такі доломітові шари відомі в пермських відкладах Північно-Західного Донбасу.

У прісноводних озерах активно розвиваються органігенні осади. До них належать діатомові мули, які виникають унаслідок відмирання одноклітинних діатомових водоростей. У процесі діагенезу ці мули утворюють породи, які називають діатомітами, або діатомовими трепелами. Великі площі такі утворення займають у відомому на Кавказі озері Севан.

Водночас у прісноводних озерах областей з поміркованим кліматом поширений сапропелевий мул, або *сапропель*. Він утворюється у водоймах, де активно розвиваються мікроскопічні планктонні тваринні та рослинні організми, зокрема фітопланктон, який має тенденцію до періодичного бурхливого розмноження. Особливо швидко множаться синьозелені водорості, які, відмираючи, осідають на дні басейну разом з мінеральними частинками й утворюють тонкий намул. Специфіка розвитку сапропелю полягає в тому, що середовище його утворення позбавлене доступу вільного кисню. Найважливіше значення тут мають анаеробні бактерії, які живуть у мулі. Для життєдіяльності вони використовують кисень, який є в органічних (біогенних) сполуках. Здебільшого сапропелі утворюються в невеликих озерах, у більших водоймах вони змішані з уламковою мінеральною частиною осадів і формують сапропелеві мули – темнозелену або буровато-коричневу драглисту масу. Нагромаджуючись далі, сапропелеві осади ущільнюються, тверднуть і перетворюються в породу – своєрідне вугілля – *сапропеліт*, або *сапропелеве вугілля*. Зарослі сапропелеві болота перетворюються в торфовищами, які захоронюють під собою шари

сапропелевого матеріалу, перекриті шарами торфу, що в процесі вуглефікації формує пласти гумусового вугілля.

В озерах аридних і семіаридних областей, де вода високомінералізована внаслідок активного випаровування, відбувається хімічне осадження різноманітних солей. У сульфатних озерах відкладаються мірабіліт $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, тенардит Na_2SO_4 , епсоміт $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, астраханіт $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, гіпс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. З подальшим підвищенням концентрації солей в розчині може осаджуватися галіт NaCl і сильвін KCl .

Отже, в озерах нагромаджуються різноманітні осади, серед яких наявні важливі корисні копалини. Найбільше промислове значення мають галіт (кухонна сіль), мірабіліт, сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), гіпс. Інші важливі озерні осади – залізні руди, у тропічних областях – боксити, у поміркованому поясі – сапропелі, які часто використовують як добрива в сільському господарстві.

Болота – це ділянки земної поверхні, з надмірним зволоженням ґрунтово-поверхневого шару і розвитком відповідної болотної рослинності. Процес утворення боліт відбувається всюди, де є умови для перезволоження ґрунтів. У межах України сучасні болота й болотисті ґрунти переважають на півночі. У світовому масштабі площа поширення боліт – близько 175 млн га.

Умови для утворення боліт виникають в усіх кліматичних поясах, у дельтах і заплавах рік, на схилах гір та пологих хребтах, на низинних узбережжях морів, де простежується тривале перезволоження ґрунтів і розвивається болотна рослинність.

Континентальні болота за певними ознаками (тип живлення, рослинність, особливості поверхні) поділяють на низинні, верхові та перехідні. *Низинні болота* пов'язані зі зниженими ділянками рельєфу. Їхнє живлення відбувається як з атмосферних опадів, так і з ґрунтових вод, унаслідок чого в них надходить багато мінеральних речовин, які переходять у рослини. Завдяки цьому тут інтенсивно розвивається багата *автотрофна рослинність* – зелені мохи, осока, вільха, береза. Низинні болота часто виникають на місці зарослих озер, унаслідок чого тут нагромаджується велика кількість біогенної органічної речовини. *Верхові болота* займають вододільні частини рельєфу переважно в зонах з поміркованим кліматом. У їхньому живленні важливу роль відіграють атмосферні опади, бідні на мінеральні солі, а ґрунтові води залягають глибоко. З огляду на це тут розвинута переважно *оліготрофна рослинність* невибаглива до кількості поживних речовин, поширені сфангові мохи. *Перехідні болота* мають *мезотропну* (середню) рослинність, яка не потребує значної кількості поживних речовин. У природних умовах усі ці болота пов'язані між собою. Зокрема, внаслідок заростання низинного болота змінюються умови його існування, водночас змінюється і тип рослинності. Опуклість, яка в цьому разі може сформуватися, створить умови для сфангового болота верхового типу.

Болота приморських низин дуже характерні для тропічних і субтропічних країв. Вони відомі на узбережжі Атлантичного океану в південних районах Сполучених Штатів Америки та в інших країнах. Під час припливу ці території заливає океанська вода. В таких умовах переважають мангрові ліси, де дерева пристосовані до специфічних умов існування: під водою розвинута їхня коренева система, а пристосування (органи) для дихання розмішені на стовбурах над водою. Надводне “коріння” постачає необхідне повітря до підводних частин рослин. Таке болото описане Ч.Лайелем у штатах Вірджинія та Північна Кароліна – Велике Дисмальське болото, розмір якого 40 x 60 км. На поверхні та до глибини 5 м тут лежать заховані численні стовбури великих дерев та їхні фрагменти.

Болотні відклади представлені деякими хемогенними й особливо біогенними утвореннями. Особливо важливе значення має *торф*. Він формується з болотних рослин – моху, трави, кущів і дерев, рештки яких складені переважно клітковиною (головні компоненти – вуглець, кисень та

водень). Відмерлі рослини зазнають складних процесів розкладання і подальших перетворень. Під час розкладання збільшується вміст вуглецю (до 57-59 %), утворюються гумусові кислоти та інші складні органічні комплекси. Головною особливістю такого процесу є перетворення цієї маси без доступу кисню з участю анаеробних бактерій та грибків. Торф – це напіврозкладені, нерідко аж до стану гелю, рослинні рештки коричневого (до чорного) кольору.

За складом вихідної речовини виділяють сфагновий, осоковий, тростинний, лісовий (деревоподібні рештки) торф. Найрізноманітніші торфи в торфовищах, що виникли на місці заболочених озер. Тип рослинності змінюється в міру заростання водойми, що визначає зміну рослинних комплексів, а це зумовлює утворення різних типів торфу. Потужність торфовищ нерідко досягає 8-10м і більше.

В Україні пізньочетвертинні торфовища значно поширені переважно в північних західних та центральних областях. На півдні країни (Крим, Одеська, Херсонська, та деякі інші області) їх практично немає. Отже, важливим фактором розвитку та збереження торфовищ є кліматичні умови, які сприяють активному розвитку рослинності та її частковій консервації.

Використовують торф як паливо для побутових потреб, а також як добриво та розпушувач ґрунту в сільськогосподарському виробництві.

Кам'яне вугілля. Детальне вивчення кам'яного вугілля засвідчило, що воно складене глибоко перетвореними рештками різноманітних рослин, тобто переважна більшість пластів вугілля виникла з торфовищ. Таке вугілля назвали *гумусовим*. Переважна частина вугілля розвинулася з низинних торфовищ деревного типу в умовах помірного клімату. Процес перетворення торфу у вугілля називають *вуглефікацією*.

Унаслідок вуглефікації сапропелю розвиваються *сапропеліти*, або *сапропелеве вугілля*.

Перетворення торфу в буре, а далі – кам'яне вугілля та *антрацит* відбувається під дією тиску перекривних шарів порід та підвищення температури. Тобто при зануренні товщ, що містять вихідний для утворення вугілля матеріал на великі глибини, які вимірюються кілометрами. Головними факторами метаморфізації вугілля є підвищені тиски і температури. Значно рідше і в невеликих кількостях прояви метаморфізму вугілля (аж до природного коксу) пов'язані з високими температурами при відносно невеликих тисках, а саме з магматизмом – контактний метаморфізм. Час прояву цих факторів практично значення не має. Відомі родовища кам'яного вугілля і навіть антрациту в палеогенових і неогенових відкладах (В'єтнам, о. Сахалін та ін), з іншого боку, *буре вугілля* Підмосковного басейну утворилося в ранньокам'яновугільну епоху. Тобто ступінь перетворення вуглистої маси залежить від геотектонічного режиму території родовища. У складчастих зонах високої рухливості земної кори в разі значного занурення їх на великі глибини та наступного складкоутворення органічна речовина метаморфізується до стадії кам'яного вугілля та антрациту. Прикладом може бути Донецька складчаста споруда. В платформних депресіях (незначні глибини занурення, відсутність інтенсивних складчастих рухів) переважає буре і кам'яне вугілля низьких та середніх стадій метаморфізації (приклад – Дніпровсько-Донецька западина). Специфічною є і геохімія процесу вуглефікації. У цьому разі важливими можуть бути також особливості хімізму середовища (вуглевмісні породи). Для одних і тих самих за віком відкладів у Прикарпатському та Закарпатському вугленосних районах простежується різне за якістю вугілля. Це ж стосується і Дніпровського буровугільного басейну. В шестиметровій товщі вугільного пласта (палеоцен) нижні 50-60 см, рідше до 1,5 м, представлені високоякісним довгополуменевим вугіллям. Уверх по розрізу пласта його якість знижується, і у верхній частині містяться буре вугілля низької якості, де видно добре збережені фрагменти вуглетворних рослин.

Сапропелеве вугілля, як уже зазначено, формується з іншого за біохімічними характеристиками матеріалу – *сапропелю*. Воно значно менше поширене. Трапляється переважно у вигляді прошарків серед гумусового вугілля; має набагато вищий вміст мінерального компонента неорганічного походження, і нижчий, ніж у вугіллі, вміст вуглецю. Інколи воно утворює самостійні поклади. Зі збільшенням переходить у різноманітні горючі сланці.

Залежно від походження родовища вугілля поділяють на паралічні і лімнічні. *Паралічні* (приморські) вугільні басейни утворюються в низинних болотах приморських рівнин. Особливістю їхньої геологічної будови є велика (до кількох кілометрів) потужність вуглевмісних комплексів та значна кількість вугільних пластів і пропластків (у Донецькому вугільному басейні їх близько 300). Тут зафіксовано також чергування континентальних та морських відкладів. Тобто періодично прибережні ділянки опускалися, і їх на тривалий час заливало море. Тоді тут формувалися глинисті й карбонатні шари з багатою морською фауною. Багаторазове чергування таких шарів свідчить про інтенсивне коливання території із її загальним зануренням, яке за час утворення карбонівих відкладів у Донецькому басейні перевищило 10 км. У разі підняття і відступу моря в межах цих рівнин були величезні за площею приморські низинні болота, де формувалися торфовища, тобто вихідний матеріал для утворення вугілля. Підраховано, що для утворення пласта кам'яного вугілля товщиною 1 м, потрібно 10–20-метровий шар вихідної рослинної маси.

Лімнічні вугільні басейни формувалися на континентах і представлені переважно прісноводними озерними, алювіальними, болотними та іншими внутрішньоконтинентальними утвореннями. Ці вугленосні утворення мають порівняно незначну товщину (максимально – перші десятки, рідко сотні метрів). Вугільні пласти залягають у формі лінз зі змінною товщиною, яка може різко змінюватись на невеликій відстані. Кількість їх у межах одного родовища звичайно невелика. Найбільшим вугільним басейном лімнічного походження в Україні є Придніпровський буровугільний. Його межі майже збігаються з межами Українського щита; площа близько 140 тис. км². Час утворення вугілля – палеоген–ранній неоген. Буре вугілля найвищої якості міститься в палеоценовому пласті, товщина якого в окремих місцях перевищує 15 м. У відомих сибірських родовищах Кансько-Ачинського басейну, вугілля якого утворилось в юрському періоді, серед озерних та алювіальних утворень є до 30 пластів та прошарків вугілля з середньою товщиною від 0,5 до 5,0 м, один пласт має потужність до 40, а місцями і до 70 м.

Іноді вугілля утворюється з рослинної речовини, принесеної з місць їхнього проростання в басейн захоронення з інших, як звичайно гірських підвищених ділянок. Таке вугілля називають *алохтонним*, на відміну від *автохтонного*, яке утворилося на місці, де росли дерева й інша вуглетворна рослинність. Родовища алохтонного вугілля відомі в Закарпатті (четвертинні буровугільні родовища), де вихідний матеріал знесений у широкі заплави рік та прирічкові озера й болота з навколишніх гір. Такі процеси тепер простежуються в дельтах деяких великих рік. Де нагромаджується велика кількість відмерлих рослинних (переважно дерева) решток.

Вугілля в земній корі почало утворюватися з девонського періоду (біля 2% відомих запасів). Проте інтенсивний розвиток ландшафтів, сприятливих для нагромадження рослинного матеріалу та утворення вугілля, розпочався з кам'яновугільного періоду і тривав з більшою або меншою інтенсивністю в наступні періоди. Найбільші запаси вугілля (кам'яного та бурого) пов'язані з кайнозойом – понад 54 % відомих сьогодні запасів.

В Україні є значні запаси вугілля в Донецькому, Львівсько-Волинському кам'яновугільних, Придніпровському буровугільному та системі дрібних родовищ бурого вугілля в Прикарпатті, Закарпатті, на Поділлі та інших регіонах.

Діагенез осадів

Діагенез – це перша стадія утворення різноманітних осадових порід на дні водойм. Дуже сипкі заводнені осади тривалий час зазнають складних процесів перетворення в гірські породи. Саме це перетворення, або *переродження*, і називають *діагенезом*. Загалом у первинному морському чи озерному осаді переважають нестійкі компоненти, які тут же починають вступати між собою в реакції. Тобто нерівноважна з фізико-хімічного погляду система намагається перейти до рівноважного стану. Всі ці процеси, в неущільненому осаді, на думку академіка М.М.Страхова, відбуваються так: 1) розчинення та видалення малостійких розчинних мінералів; 2) утворення нових мінералів у нових фізико-хімічних умовах; 3) перерозподіл речовини й утворення конкрецій; 4) ущільнення та зменшення вологості; 5) перекристалізація, цементація та ін.

Конкреції утворюються внаслідок перерозподілу речовини і стягання її до окремих активних центрів. Вони дуже поширені в осадових породах і є зростками або стяжіннями різноманітної форми та розмірів – від міліметрів до метрів. Серед них трапляються опалові й халцедонові, фосфатні, гіпсові, залістисті, залізисто-манганові та ін.

Тривалі процеси взаємодії різних частинок, а також постійне підвищення тиску внаслідок занурення відкладених осадів та збільшення товщини, а отже і маси перекриваних осадів, ведуть до загального ущільнення – *скам'яніння (літифікації)*. Важливе значення в цьому процесі має цементація. Цементувальними можуть бути кремнезем, окисли заліза, карбонати, глинисті мінеральні агрегати та ін. Вони заповнюють пори між окремими частинками осаду і скріплюють їх. Склад цементу часто відображений і в назві породи – залізистий пісковик, карбонатний пісковик, кварцитоподібний пісковик тощо.

Текстурною одиницею шару може бути мікрошар, товщину якого часто вимірюють міліметрами, або частками міліметра, рідше сантиметрами. Група подібних мікрошарів утворює серію. Ці текстури в осадових породах дуже різноманітні, однак їхня морфологічна різноманітність зводиться до трьох головних типів – горизонтальної, скісної та хвилястої. Вивчення текстурних особливостей дає змогу робити висновки стосовно динаміки середовища осадонагромадження. Горизонтальна шаруватість утворюється в морських та озерних умовах, де в придонних частинах нема хвилювання або течії. Скісна шаруватість виникає там, де є спрямовані течії, хвиляста – де є поступально-вікові рухи. Одна з відмін хвилястої шаруватості – лінзоподібна. Простежуються також перехідні види шаруватості – скісно-хвиляста, хвилясто-горизонтальна і складні, наприклад скісношаруваті серії, перекриті горизонтально-шаруватими, а далі – знову скісношаруватими і так наступний цикл.

Важливим для вивчення елементом є будова поверхні нашарування. Тут часто можна простежити знаки хвилюнок – ряди валиків, які виникають унаслідок дії хвиль та повітряних струменів на поверхню незатверділого осаду. В такому ж вигляді вони трапляються й у викопному стані. На поверхні нашарування часто є сліди механічної дії різних предметів, які пливли за течією і залишали певні відбитки в незатверділому осаді. Це можуть бути також сліди життєдіяльності організмів. Такі відбитки на поверхнях шарів називають *ієрогліфами*. В залежності від свого походження вони поділяються на біогліфи та механогліфи. Ієрогліфи трапляються серед осадових та осадово-вулканогенних порід різного віку (від докембрійських до четвертинних) і генези (морських, лагунних, озерних). Частина з них є слідами життєдіяльності давно вимерлих живих організмів – ходи черв'яків, нірки крабів, сліди птахів та інших тварин, а інші виникли під впливом механічної дії на незатверділий осад різних чинників, таких, наприклад, як рух води на дні водойми. Внаслідок цього виникли борідзки, ямки різної

форми, які після заповнення осадом давали барельєфний зліпок на нижній поверхні молодшого шару, що перекрив попередньо утворену поверхню раніше сформованого шару з нерівностями.

Таке ж об'ємне зображення давали різні сліди волочіння водою якихось твердих предметів, ямки від падіння великих крапель дощу, струмочки стікання води, тріщинки висихання тощо. Усі сліди життєдіяльності, залишені тваринами і рослинами, об'єднують терміном *біогліфи*, а спричинені механічним впливом різних неживих предметів – *механогліфи*.

Вивчення механогліфів має важливе значення для з'ясування палеогеографічних і фаціальних умов утворення осадів, особливо при вивченні потужних флішових і моласових товщ та інтерпретації складчастих структур. Наприклад, наявність ієрогліфів на нижній поверхні шару свідчить про нормальне залягання шарів, що дозволяє навіть за аналізом товщ на окремих відслоненнях впевнено говорити про співвідношення стратиграфічних підрозділів, що його складають – світ, підсвіт, а також окремих шарів між собою, чи в нормальній вони послідовності залягають, чи ні. Напрямок видовження механогліфів свідчить про спрямованість підводних течій у басейні та напрям транспортування матеріалу, а також про його глибину.

Наявність на поверхні шару тріщин висихання чи слідів крапель дощу свідчить про те, що поверхня ще не затверділого осаду якийсь час перебувала над рівнем води, тобто була нетривала перерва в седиментогенезі. Хвилеприбійні знаки свідчать про невеликі глибини, скоріш за все про прибережні місця осадконагромадження.

Серед біогліфів розрізняють дві великі групи – зовнішні (екзогліфи) і внутрішні (ендогліфи). Екзогліфи трапляються на нижній або верхній поверхні шару, ендогліфи – всередині нього. До біогліфів належать сліди пересування, тобто відбитки кінцівок чи тіла організму на незатверділому осаді, нори та ходи тварин, які жили на дні, висвердлені нірки в твердих породах молосками-літографами, сліди розвитку (шкарлупа яєць та скам'янілі яйця рептилій, копроліти тощо), отвори свердління гастроподами черепашок інших молюсків, прижиттєві пошкодження з подальшим залікуванням, сліди загибелі. Наука про сліди існування та життєдіяльності давніх організмів в у різноманітних її проявах є окремим напрямом палеонтології – палеоіхнологією.

УТВОРЕННЯ І ЗАЛЯГАННЯ ОСАДОВИХ ПОРІД

Формування осадових порід пов'язане зі складним первинного осаду і тривалим процесом, який у цілому називають літогенезом. Головні стадії літогенезу такі: утворення первинного вихідного матеріалу; його транспортування; нагромадження осаду (седиментогенез); перетворення осаду в породу (діагенез). Наступні зміни пов'язані з процесами катагенезу, метаморфізму та звітрявання.

Матеріалом для утворення осадових порід є продукти руйнування магматичних, метаморфічних та раніше утворених осадових порід на поверхні Землі. Головну масу продуктів руйнування дає звітрявання. Під дією поверхневих вод, менше вітрів та льодовиків, цей матеріал потрапляє в зони осадонагромадження (седиментації).

Переважає більшість осадів нагромаджується в кінцевих ділянках стоку – озерах, а головним чином в морях. Такі осади називаються *субаквальними*.

Осади, які нагромаджуються на суші, називають *субаеральними*. В кінцевих водоймах, залежно від їхнього режиму формуються уламкові, органогенні та хемогенні осади. Породи біогенного походження трапляються винятково в субаквальних умовах. Ще на стадії седиментогенезу закладаються такі найважливіші особливості як мінеральний склад, розмір та

форма породотворних уламків, специфічна шаруватість порід тощо, які потім успадковує порода.

Постдіагенетичні зміни осадових порід

Осадові породи, які виникли як результат діагенезу з сипких осадових порід, в подальшому піддаються різним змінам. Цей процес іде повільніше у порівнянні з діагенезом, але тривалість його проходження охоплює нерідко цілі геологічні періоди, і має значні наслідки. Зміни гірських порід можуть відбуватися як всередині земної кори, так і на її поверхні. При зануренні порід на глибину внаслідок тектонічних рухів зростає тиск і температура. В нових умовах породи не лише ущільнюються, але і за рахунок хімічних реакцій в них розвивається вторинні мінерали, які стійкі в нових термобаричних умовах. Стосовно ущільнення, то найістотніше змінюються глинисті породи, а також біогенні рослинні рештки (торф). В залежності від глибини занурення в глинах намічаються три стадії ущільнення: відносно вільного ущільнення пов'язане з виділенням не зв'язаної води; утрудненого, підчас якого виділяється слабо зв'язана вода; дуже утрудненого ущільнення, коли частково виділяється міцно зв'язана вода. Внаслідок цього глини перетворюються в аргіліти, тобто породи, які уже не розмакають у воді. Суттєво змінюється біогенна органічна речовина. Такий процес зміни осадових гірських порід поза зоною діагенезу і не доходячи до метаморфізму, називають *катагенезом*. Надзвичайно чутливим індикатором катагенезу є органічна речовина (каустобіоліти - органігенні горючі породи). Так, на ранніх стадіях катагенезу торф перетворюється в буре, а на наступних – в кам'яне вугілля і антрацит. На думку багатьох геологів із середніми та пізніми стадіями катагенезу пов'язане утворення нафти і газу із сапропелевої органічної речовини.

Процес перетворення гірських порід не завершується катагенезом, а продовжується при вищих температурах і тисках як *метаморфізм*. Тут породи піддаються уже глибшим змінам. Початкові стадії метаморфізму носять назву *метагенезу*. Для метаморфізму характерні процеси розчинення і перекристалізації, інтенсивної взаємодії розчинів і мінералів породи при підвищених тисках і температурах (PT – параметри). Як правило ці процеси відбуваються з привносом і виносом речовини (метасоматоз).

Таким чином, в утворенні осадових гірських порід та при їх наступних змінах спостерігається така послідовність: нагромадження осадів – *седиментація*, або *седиментогенез*, перетворення осадів в осадові гірські породи – *діагенез*, зміни осадових порід на глибині (поза зоною діагенезу і метаморфізму) – *катагенез*, глибші зміни осадових порід, які відповідають початковій стадії метаморфізму – *метагенез*. Цей спрямований процес може бути перерваний на будь якій стадії тектонічними рухами, внаслідок чого породи можуть бути підняті до поверхні і потрапити в зону менших тисків і температур. Мінеральні комплекси (породи) тут стають не стійкими і відбуваються відповідні зміни. Тобто, коли внаслідок тектонічних рухів глибинні породи будуть підняті до поверхні, в зону взаємодії з атмосферою та гідросферою, вони піддаються інтенсивним процесам вивітрювання, зросте їхній об'єм, відбудеться гідратація, окислення, збільшиться пористість, тобто пройде ніби зворотній, регресивний процес у порівнянні до катагенезу. Такі зміни осадових порід в приповерхневій зоні земної кори під дією різних факторів вивітрювання називають *гіпергенезом*. В цьому випадку спрямованість розвитку буде іншою: *седиментація – діагенез – гіпергенез*.

Нерідко процес зміни осадових порід, що відбувся на глибині після діагенезу, називають *епігенезом*. Цей термін має ширше значення і його вживають для означення всіх процесів, які зумовлені будь-якими змінами і новоутвореннями в породі за час її існування в земній корі, включно з метаморфізмом і гіпергенезом.

Особливу формою перетворення має органічна речовина і зокрема вуглеводні. Деякі з них у розсіяному вигляді починають утворюватися ще в осадах на дні водойм, частково (до 0,02 %) поступаючи з біогенної маси в процесі діагенезу. Основну роль тут відіграють планктонні тваринні і рослинні організми. Порооди збагачені цією органікою деякими дослідниками вважаються нафтоматеринськими. Це переважно глинисті або глинисто-алевритові породи. Для утворення власне нафти потрібні умови тектонічного прогинання земної кори і нагромадження нових потужних комплексів осадів. Коли насичені органікою породи опиняються на глибині 2–4 км, в умовах підвищених тисків і температур (80 – 120° С), розпочинається основна фаза нафтоутворення – витискання нафти з нафтовмісних товщ, її міграція і акумуляція в пористих породах – колекторах. Міграція, тобто переміщення нафти відбувається вгору по насичених водою порах або тріщинах в породах, через те, що нафта ніби спливає завдяки своїй меншій питомій вазі відносно води. Ця міграція іде аж до зустрічі з водонепроникними породами під якими і формується нафтовий чи газовий поклад.

Форми залягання осадових порід

Первинною формою залягання осадових порід шар або пласт. Ці поняття досить близькі за значенням і розумінням.

Шаром називають геологічне тіло, складене однорідною осадовою породою й обмежене двома субпаралельними поверхнями нашарування, зберігає приблизно однакову потужність і займає значну площу. Його назва переважно залежить від складу порід, що його утворюють. Наприклад, шар вапняку, пісковку тощо. Що стосується терміна *пласт*, то його використовують переважно для означення корисних копалин, або такого, що за певними ознаками виділяється серед інших шарів. Наприклад, пласт вугілля, грудкуватого вапняка, пласт “сріблястого” (за рахунок домішок слюди) пісковика. Поверхні, що обмежують шар (пласт) зверху і знизу називають відповідно *покрівлею* та *підшовою*. Чергування шарів називають шаруватістю. Шаруватість є однією з найхарактерніших властивостей осадових порід. На ній ґрунтується вивчення літології, стратиграфії, тектоніки, гідрогеології та інженерної геології. З шаруватістю безпосередньо пов’язані і деякі корисні копалини. В серії або пачці шарів покрівля нижчого шару є одночасно підшовою вищого.

Товщину шару звичайно називають його *потужністю*. Вирізняють *справжню*, *горизонтальну* та *вертикальну* потужність. *Справжня потужність* – це найкоротша відстань між підшовою та покрівлею. Її визначають як перпендикуляр, проведений від підшови до покрівлі. *Вертикальна потужність* – це відстань по вертикалі від будь-якої точки в покрівлі до підшови пласта. *Горизонтальна потужність* – відстань по горизонталі від підшови до покрівлі шару. Такі потужності називаються видимими. Вирізняють також неповну потужність, коли розкрита якась частина шару, яка є відстанню по перпендикуляру від будь якої точки шару до його покрівлі або підшови.

Текстурною одиницею шару може бути мікрошар, товщина якого може становити міліметри або частки міліметра, рідше сантиметри. Вивчення таких текстур проводиться під мікроскопом. Групи подібних мікрошарів утворює серію.

Текстури в осадових породах дуже різноманітні, однак їх морфологічна різноманітність зводиться до трьох головних типів – *горизонтальної*, *скісної* та *хвилястої*. Вивчення текстурних особливостей дає змогу робити висновки стосовно динаміки середовища осадконагромадження. Горизонтальна шаруватість виникає в морських та озерних умовах, де в придонних частинках нема хвилювання або течії. Скісна шаруватість формується там де є спрямовані течії, хвиляста – де є поступально-відпливний рух. Одна з відмін хвилястої шаруватості – лінзоподібна. Простежуються також перехідні види

шаруватості – скісно-хвиляста, хвилясто-горизонтальна і складні, наприклад, скісношаруваті серії, перекриті горизонтально-шаруватими, а далі – знову скісношаруватими тощо.

Важливим для вивчення елементом є будова поверхні нашарування. Тут часто можна простежити знаки брижу – ряди валиків, які виникають унаслідок дії хвиль та повітряних струменів на поверхню незатверділого ще осаду, ознаки підводного та надводного розмиву та інші.

ПОНЯТТЯ ПРО ФАЦІЇ

Вивчення сучасних процесів осадонагромадження має важливе значення для пізнання давніх відкладів та умов їхнього утворення. На великих просторах континентів переважають процеси денудації, а осади нагромаджуються на порівняно незначних ділянках (річкові долини, схили, озера, болота). Водночас моря й океани є головними областями сучасного осадонагромадження. У різних зонах, за різних кліматичних умов осади мають різний тип загальний вигляд. Наприклад, у разі значного надходження осадового матеріалу в зону шельфу буде відкладатися переважно уламковий матеріал, а у віддаленіших від берега частинах водойми – вапнякові та глинисті осади. Отже, є тісний і багатосторонній зв'язок осадоутворення із середовищем.

Для визначення окремих відмін осадових порід, які відрізняються за літологічним складом та палеонтологічними рештками, Грей 1838 р. запропонував термін фація. Багато дослідників виділяють сучасні та викопні, або давні, фації. Під сучасними фаціями розуміють умови певної зони або ділянки, де утворюються осади з комплексом відповідної біоти, під давніми – літологічні та палеонтологічні особливості відкладів (порід, пачок порід), що дають змогу відновити умови, у яких сформувались ці породи.

Отже, як для сучасних, так і для давніх відкладів, зокрема морських, можна простежити певну закономірність: склад одновікових порід змінюється як у горизонтальному напрямі, так і по вертикалі. Для відкладів, які мають однаковий вік, проте відрізняються складом фауністичних решток, швейцарський геолог А.Греслі (одночасно з Гресем) застосував поняття *фації*, розуміючи саме зміну. Це поняття навбуло поширення серед геологів, хоча досі нема одностайності в розумінні цього терміна. Деякі дослідники його розуміють як певну породу, що утворилася у відповідних фізико-географічних умовах. Очевидно, що це не зовсім правильно з огляду на те, що тут словом фація підміняється слово порода. Нам варто дотримуватись такого розуміння: Фація – це комплекс фізико-географічних умов, у яких утворилися осади і які відбиті в породі.

Детальний фаціальний аналіз, вивчення генетичних ознак одновікових порід та їхня мінливість по площі дають змогу відновити палеогеографію давніх періодів. Серед сучасних і викопних фацій виділяють три великі групи: морські, лагунні і континентальні. Ці групи поділяють на багато окремих фацій.

Подальший розвиток цього поняття привів учених до думки про необхідність виділення фацій і для інших, тобто метаморфічних і вивержених порід. Тут поняття фації теж близьке до наведеного вище, тобто має генетичне навантаження, відображаючи ті чи інші уявлення про походження відповідної породи.

ЕНДОГЕННІ ПРОЦЕСИ

Рухи земної кори (тектонічні рухи)

Тектонічними називають рухи і переміщення речовини в земній корі під впливом енергії глибших сфер землі, зокрема у верхній мантії. Ці рухи спричиняють тектонічні порушення, тобто зміну первісного залягання гірських порід. Особливо чітко вони простежуються в шаруватих осадових товщах, які первісно відкладалися у вигляді горизонтальних пластоподібних

тіл, а потім, унаслідок тектонічних рухів виявилися зім'ятими в складки або розірваними на окремі блоки. Тектонічні рухи створили давню і сучасну структуру земної кори. Як наслідок цих рухів виникли головні елементи рельєфу – гори, низини, велетенські океанські депресії та континентальні масиви.

Тектонічні рухи поділяють на два типи: радіальні – *коливні*, або *епейрогенічні*, і тангенційні горотворні, або *орогенічні*. У випадку коливних рухів напруження передаються в напрямі, близькому до радіуса Землі, у випадку горотворних – по дотичній до земної сфери. Як звичайно, ці рухи тісно пов'язані між собою або один тип рухів породжує інший. За новою глобальною тектонікою основа всіх тектонічних рухів – це взаємодія горизонтальних переміщень континентальних і океанських плит. Унаслідок тектонічних рухів виникають певні деформації, серед яких найважливішими є деформації великих прогинів і піднять, складчасті та розривні.

Абстрагуючись від первинних глобальних рухів коротко розглянемо окремо кожен із вище перерахованих.

Деформації прогинів і піднять зумовлені радіальними рухами, виражені в пологих прогинаннях та підняттях земної кори, звичайно великого радіуса. Ці рухи відбуваються порівняно повільно, не спричиняють якихось великих руйнувань, і їх не можна безпосередньо візуально вивчати.

Складчасті деформації зумовлені тангенційними рухами і простежуються у вигляді різноманітних складок, згрупованих на певних територіях. Прояви окремих складок можуть бути спричинені також вертикальними (радіальними) рухами.

Розривні деформації полягають в утворенні розривів у земній корі і переміщенні окремих її ділянок уздовж зон цих розривів. Розривні дислокації є похідними від двох перших типів деформацій, однак переважно вони пов'язані із складчастістю. Причину виникнення тих або інших типів деформацій не завжди вдається з'ясувати, тому порушення первинного залягання класифікують за формою або іншими, переважно морфологічними, ознаками.

Деформації можуть утворюватися також унаслідок зусиль, що його створює магма, яка проникає в літосферу.

Епейрогенічні рухи – це повільні опускання або піднімання земної поверхні. Їхня швидкість становить від кількох міліметрів до кількох сантиметрів за рік. Однак у геологічному часі ця швидкість значна. Уявимо собі процес підняття якоїсь ділянки суші зі швидкістю 1 см/рік. У цьому разі лише за найкоротший період в історії Землі – четвертинний – ця ділянка підніметься на висоту не менше 10 км. Звичайно середній рух є меншим. Крім того ці рухи, як звичайно чергуються – підняття змінюється опусканням, і навпаки. Підняття нівелюються ерозією, а опускання компенсуються осадоагроадаженням. Найліпше наслідки цих рухів виявляються в разі порівняння положення якоїсь ділянки земної кори з певним сталим рівнем, за який умовно приймають рівень океану або поєднаного з ним моря.

Результати багатьох досліджень і спостережень за історичний період свідчать про значні коливання рівня моря, а отже і про зміну берегової лінії. У цьому разі постає питання, чи не пов'язана така зміна зі збільшенням або зменшенням кількості води в океані. Підняття рівня води в Світовому океані відбулося після танення останнього четвертинного льодовика, що привело до затоплення значних територій. З іншого боку звільнені від ваги багатокілометрової товщі льоду території зазнавали підняття, що теж впливало на зміну конфігурації берегової лінії. Значне підняття Скандинавії відбулося після танення четвертинного льодовика, разом з тим вода льодовиків на кілька десятків метрів підняла рівень океану, що призвело до затоплення значних територій. Коливні рухи земної кори властиві не лише сучасному етапу розвитку Землі. Вони відбувалися впродовж усієї історії Землі. Такі

зледеніння відомі в докембрійському часі, велике кам'яновугільне зледеніння, пермське, мезозойське і антропогенове або четвертинне.

Для вивчення сучасних коливних рухів застосовують різноманітні методи. Одні з них виявляють кількісні, інші – лише якісні прояви цього явища. Здебільшого використовують комплекс методів, які доповнюють один одного, зокрема, метод повторного нівелювання, геоморфологічний, батиметричний методи, вивчення річкових і морських терас, вивчення коралових рифів.

Тектонічні рухи давніх геологічних періодів вивчають геологічними методами: серед них найважливішими є аналіз фацій, аналіз зміни потужності шарів гірських порід, метод перерв, палеогеографічні реконструкції.

Складчасті тектонічні дислокації. Порушення такого типу спричинені переважно горизонтальними рухами. У деяких випадках вертикальні рухи можуть трансформуватися в горизонтальні і викликати відповідні складчасті деформації, або складки. *Складка* – це хвилеподібний вигин шаруватих товщ гірських порід.

Морфологічно складчасті порушення поділяють на опуклі й увігнуті. До опуклих належать *антиклінали*, до увігнутих – *синклінали*. Для антикліналей характерною є така ознака: в разі горизонтального зрізу в її центральних частинах, які називають *ядром складки*, містяться давніші породи, а в бокових (на крилах) – молодші. Крила в цих складках мають нахил переважно в різні боки від осьової поверхні. Увігнуті (синклінальні) складки в середній частині мають молодші породи, ніж на крилах, а крила нахилені до центра складки назустріч одне одному. Форми згинів пластів дуже різноманітні, як і умови їхнього утворення.

Найтиповішою і водночас найпростішою є складка, яка має форму хвилі, тобто це подвійна складка з дугоподібним підняттям шарів спочатку вверх, а потім униз (поєднання антиклінали та синклінали).

Головні елементи складок – крила та замкова частина, або склепіння – ядро складки.

Крила складки – це її бокові частини.

Замок, або склепіння (для антикліналей) – це зона стику крил і змикання шарів складки. Для повного означення цієї частини часто використовують термін ядро складки, зокрема коли склепіння знищене ерозією. Уявлення про його характер графічно можна зобразити надповерхневими штриховими лініями. Звичайно чіткої межі між крилами та замками складок немає. Крім того, в суміжних складках крило антиклінали одночасно буде виступати як крилом розміщеної поруч синклінали.

Для повнішої морфологічної характеристики складки її описують такими геометричними елементами, як *кут, шарнір, осьова поверхня та вісь складки*.

Кут складки утворюють продовжені до перетину крила складки, найчастіше його вимірюють геометричними побудовами в разі складання геологічних розрізів на поперечному перерізі складки.

Осьова поверхня розділяє кут складки наполовину. Ця уявна поверхня з'єднує точки максимального перегину у замках складок.

Шарнір складки – це лінія перерізу осьової поверхні з поверхнею будь-якого пласта складки. Вона вигнута у вертикальній площині разом із підніманням і зануренням замка. Шарнір може бути вигнутий також і в горизонтальній площині, повторюючи вигини складки на місцевості в плані. Шарнірних ліній можна провести стільки, скільки шарів є в складці. За ними визначають положення в просторі замків різних за глибиною залягання шарів складки.

Вісь складки – це лінія перерізу осьової поверхні з поверхнею землі. Такі лінії часто наносять на геологічні карти. За положенням осі складку орієнтують у просторі.

В основі класифікації складок є принцип розділення складок за взаємним розташуванням у просторі осьової поверхні та крил, а також за формою замка складки.

Залежно від нахилу осьової поверхні та крил складки бувають такі: *прямі* – коли осьова поверхня розташована вертикально, а крила падають симетрично з однаковим нахилом у різні боки; *нахилені* – коли осьова поверхня нахилена, а крила падають під різними кутами і в різних напрямках; *лежачі* – осьова поверхня розташована близькогоризонтально і крила майже паралельні одні до одних і до осьової поверхні; *перекинуті* – у яких осьова поверхня нахилена на кут понад 90° від вертикалі. Такі антикліналі нагадують синкліналь, проте в серединній частині містяться давніші пласти.

За характером зчленування крил, тобто за формою замка виділяють такі форми складок: *гребенеподібні* – у разі сходження крил під гострим кутом, *коробчасті* – складки з широким плоским замком; *віялоподібні* – складки з широким замком і перетиснутим ядром; *ізоклінальні* – складки з вузьким замком та майже паралельними крилами.

Розривні дислокації порушують суцільність шарів, розривають їх. Зазначимо, що розривні дислокації тектонічного походження значно поширені в земній корі й охоплюють різні за розмірами структури – від найменших, мікроскопічних, до велетенських глобального масштабу.

У розривних дислокаціях виділяють такі елементи: *поверхню розриву* (зону), яку називають також змішувачем, і два крила. Останні нахилені в різні боки і під різними кутами. У випадку переміщення крил у вертикально або майже вертикально одне з крил називають опущеним, а інше – піднятим. У разі нахилення змішувачів верхнє крило називають піднятим, а нижнє – опущеним. У разі горизонтальних зміщень уздовж розривів розрізняють зсувні дислокації, або *зсуви*. Переміщення по зсуву бувають провосторонні (праві) та лівосторонні (ліві), їх визначають так (дивляться зверху): якщо рух відбувається за годинниковою стрілкою, то це *правий зсув*, якщо проти – *лівий*. Відстань, на яку переміщені крила одне відносно одного, називають *повною амплітудою* зміщення. Крім того виділяється вертикальна та горизонтальна складова (амплітуда).

Класифікація розривних порушень. Серед розривних порушень виділяють *тріщини* – розриви без зміщення, і власне розриви, тобто порушення зі зміщенням. Власне розриви поділяють на *скиди*, у яких одне крило опущене щодо іншого, і поверхня нахилена в бік опущеного крила, та *підкиди і насуви* – розриви з нахиленим змішувачем, у яких підняте крило насунуте на опущене.

Розриви можуть траплятися як поодинокі форми, а також у вигляді систем (груп розривів). Якщо між двома розривами блок опущений, то таку структуру називають *грабеном*. У разі підняття центрального блока виникає *горст*. Чергування розривів які послідовно опускають розділені ними блоки в одному напрямі називають *ступінчастими скидами*, а чергування опущених і піднятих блоків – *клатвішною структурою*.

Землетруси та методи їхнього вивчення

Дія внутрішніх сил Землі виявляється найбільше в землетрусах, особливо якщо вони поєднані з виверженням вулканів. Землетрусом називають раптові струси земної кори, спричинені зміщенням гірських порід. Це особливий різновид тектонічних рухів, які тривають звичайно декілька секунд і супроводжуються різкими поштовхами й коливаннями земної поверхні. Унаслідок цього виникають тріщини, обвали й осуви поверхні, руйнуються будівлі. Окремі ділянки піднімаються або опускаються, а також переміщуються в горизонтальному напрямі. Іноді ці порушення досягають великих масштабів і значно змінюють конфігурацію рельєфу місцевості. Сильні землетруси є катастрофічними явищами і завдають величезної матеріальної шкоди, забираючи часто численні людські життя.

Землетруси беруть початок на різних глибинах – починаючи від поверхні і до глибини декількох сотень кілометрів, тобто мантії. Вони відбуваються як на континентах, так і в океанах. Місце в земній корі або мантії, де виник підземний удар, називають *вогнищем* землетрусу. Тут зароджуються пружні коливання – сейсмічні хвилі різного типу.

Якщо десь на Землі відбувається землетрус, то його хвилі поширюються по всій земній кулі. З віддаленням від місця землетрусу коливання слабшають і в дуже віддалених районах цілком невідчутні для людини. Проте чутливі прилади в сейсмологічних лабораторіях здатні сприймати навіть найслабші коливання і записувати їх у вигляді графіків, які називають сейсмограмами. Коливання поширюються у вигляді хвильових рухів речовини Землі, частково передаючись через земну кулю у вигляді просторових хвиль, а частково – по її поверхні. Особливо важливі для геології просторові хвилі, оскільки вони можуть дати інформацію про внутрішню будову Землі. Серед хвиль виділяють дві групи: *P*-хвилі (поздовжні або хвилі стискання), за яких частинки речовини відчувають коливання в напрямі поширення хвиль, а також *S*-хвилі (поперечні, або хвилі стиску), за яких коливання відбуваються в напрямі перпендикулярно до поширення хвиль. Між собою вони відрізняються не лише за характером переміщення в речовині, а й за швидкістю поширення. Ці хвилі звичайно не є прямолінійними: на ділянках зміни речовинного складу вони можуть сповільнюватись або пришвидшуватись, відхилятись, відбиватись або заломлюватись. Дешифрування сейсмограм дало змогу з'ясувати зміни фізичних властивостей в глибинах Землі. Опрацювання цих матеріалів допомогло сейсмологам виявити і локалізувати окремі оболонки Землі.

Більшість вогнищ землетрусів є на глибинах 10–40 км і менше (на Закарпатті – до 5 км), Румунських Карпатах – до 150 км, а в межах Тихоокеанського кільця – до 600 км і більше. Залежно від глибини вогнищ землетруси бувають звичайні (до 60 км), проміжні (від 60 до 300 км) і глибокі (300–700 км).

Різною є і сила землетрусів – від зовсім слабких, що їх вловлюють лише чутливі *сейсмографи*, до нищівних з повним руйнуванням споруд та значними змінами в рельєфі місцевості. Розподілені вони дуже нерівномірно – в одних районах часто трапляються сильні землетруси, в інших їх практично не буває.

За походженням природні землетруси (у геології не розглядають штучних землетрусів, хоча і використовують їх з метою вивчення структури земної кори) можна розділити на *ендогенні* та *екзогенні*.

Відповідно, серед ендогенних виділяють тектонічні та вулканічні, серед екзогенних – карстово-обвальні, від ударів хвиль та водоспадів.

Для визначення сили землетрусів застосовуються різні шкали, найпоширенішою є *12-бальна шкала*, згідно з якою найслабше оцінюють в 1 бал, а найсильніший – 12 балів. Критерії цієї оцінки головні такі:

1 бал (непомітний) – коливання поверхні фіксують лише приладами;

2 бали (дуже слабкий) – відчувають деякі люди у спокійному стані;

3 бали (слабкий) – відчуває небагато людей;

4 бали (помірний) – відчуває багато людей. Можливі слабкі коливання елементів конструкцій високих будівель.

5 балів (досить сильний) – у приміщенні похитуються меблі, люстри, дзеленчить начиння в шафах (особливо тонкий кришталь);

6 балів (сильний) – легке пошкодження деяких будівель: тріщинки в штукатурці, розтріскування печей та ін.;

7 балів (дуже сильний) – значні пошкодження деяких будівель: тріщини в штукатурці, відламування окремих деталей, тонкі тріщини в стінах, пошкодження димарів. З'являються тріщини в вологих ґрунтах;

8 балів (руйнівний) – руйнування в будинках: великі тріщини в стінах, падіння карнизів, димарів. Осуви і тріщини, шириною до декількох сантиметрів на схилах гір;

9 балів (інтенсивно руйнівний) – руйнування багатьох малостійких будівель, інтенсивні обвали в будинках: падіння стін, перегородок, сходів. У ґрунтах виникають тріщини до 10 см і більше. Обвали, осипи та осуви в горах;

10 балів (нищівний) – обвали та серйозні руйнування будівель. Тріщини в ґрунті шириною до 1 м, обвали, осуви. Завали річкових долин у горах з утворенням озер;

11 балів (катастрофічний) – численні тріщини на поверхні землі вертикальними переміщеннями. Великі обвали в горах. Загальне руйнування будівель;

12 балів (значна катастрофа) – зміни рельєфу в значних розмірах. Численні розриви поверхні зі значними переміщеннями. Великі обвали й осуви. зміна русла рік, виникнення водоспадів та озер. Загальне руйнування всіх споруд.

В аналізі наслідків землетрусів використовують такі поняття, як гіпоцентр та епіцентр. *Гіпоцентром* (вогнищем, фокусом) називають те місце в земній корі або верхній мантії, в якому відбулося зміщення мас, що спричинило пружні хвилі в Землі. Саме над ним, на поверхні Землі, міститься *епіцентр*. Найбільшої сили землетруси спостерігаються саме в епіцентрах. Тут хвилі найшвидше досягають поверхні, і тут фіксують вертикальні удати. Площа епіцентру може становити десятки квадратних кілометрів.

Отже, найбільшої сили землетруси є в епіцентрах, з віддаленням в усі сторони від них сила поштовхів слабшає. Точки, у яких землетрус проявився з однаковою силою, з'єднують лініями – *ізосейсами*. Якби земна кора складалася з однакових порід, а вогнище землетрусу було точковим, то ізосейсами утворювали б ізометричні відцентрові кола. Але поза як її структура є далеко неоднорідною, то ізосейсами мають складні обриси.

Енергія землетрусів. Породи, що складають земну кору і верхню мантію, мають певну міцність, у разі перевищення якої вони руйнуються, потенційна енергія переходить у кінетичну, і відбувається землетрус. Різні частини (блоки) кори переміщуються в різних напрямках і з різною швидкістю. На межах цих блоків і концентруються напруження, які час від часу виявляються у формі землетрусів, утворенні нових розривів і відродженні старих. Саме в так розвантажуються напруження, які нагромаджуються впродовж деякого часу, а далі внаслідок перевищення граничних напруг міцності порід відбувається різкий і короткий зрив з переміщенням (навіть незначним – десятки сантиметрів - перші метри), що є землетрусом відповідної інтенсивності. Інакше кажучи, землетруси виникають у разі раптового зміщення мас речовини Землі, у тому числі й уздовж тектонічних розривів, по яких окремі блоки зміщуються в протилежних напрямках.

Енергію землетрусів обчислюють, хоча це досить складно, і точність таких розрахунків не значна. Проте з'ясовано, що для катастрофічних землетрусів енергія становить приблизно 10^{18} Дж, що набагато перевищує енергію сучасних атомних бомб.

Як уже зазначено, землетруси по Землі розподілені дуже нерівномірно. Їхня реєстрація останніми десятиліттями дає змогу зі значною точністю виділити ті місця, де часто і з великою силою відбуваються ці явища природи. Це так звані *сейсмічні зони*. До них належать пояси Середземноморського і Тихоокеанського рухливих поясів. Середземноморський простягається від Гібралтару через Атлас, Піренеї, Апеніни, Балкани, Карпати, Малу Азію, Кавказ, Копетдаг, Гіндукуш, Гімалаї, Бірму до Індонезійських островів, де сходиться з Тихоокеанським, який охоплює береги Тихого океану в Азії та обох Америках. Дещо відокремлені сейсмічні зони Тянь-Шаню, Прибайкалля,

Монголії і Китаю. Значна сейсмічна активність виявляється і в зоні серединно-океанських хребтів.

Водночас на значних площах Землі землетрусів цілком нема, або вони виявляються зрідка і дуже слабкі. Це так звані *асейсмічні зони*. До них належать простори Східноєвропейської та Сибірської давніх платформ, Північна Європа, майже вся Австралія, значна частина Африки, Північно- та Південноамериканська платформи, величезні простори океанських плит.

Географічне розміщення головних вогнищ землетрусів підпорядковане певним закономірностям. Усі вони просторово й генетично прив'язані до крайових частин велетенських і великих літосферних плит на ділянках нарощування кори, колізії (співударення плит і деструкції кори) та субдукції (підсування океанської літосфери під континентальну). Тут найбільше виявляються інтенсивні сучасні диференційовані тектонічні рухи та вулканізм.

Магматизм

Найповніше процеси внутрішньої динаміки земної кори виявляються у магматизмі. Магматизмом називають складні процеси формування магми в глибинних частинах земної кори або у верхній мантії (астеносфері), а також переміщення магми до земної поверхні. Залежно від того, вилилась магма на земну поверхню чи застигла на деякій глибині, магматизм поділяють на ефузивний або вулканізм та інтрузивний, відповідно. Найбільші прояви магматизму пов'язані з найрухливішими зонами земної кори – геосинкліналями.

Ефузивний магматизм. Вулкани. За формою та проявами вулканічні виверження є дуже різноманітними. Продукти вулканізму є похідними від магми. Під цим терміном розуміють розплав, який виникає в мантії або в межах земної кори при певних температурах і тисках. З хімічної точки зору – це силікатний розплав, характерною ознакою якого є вміст розчинених газів. Вкорінення магми в ослаблені зони земної кори з подальшим виливом її на поверхню через вулканічні апарати називають вулканізмом. Застигаючи та охолоджуючись лави утворюють *вулканічні породи* або *вулканіти*. Відмінність між лавою і магмою є очевидною. Проте нерідко буває, що визначити чи належав розплав до магми чи лави досить складно. В залежності від умов виверження та складу магми з кратера чи відкритої тріщини лава на поверхню виходить спокійно, в інших – бурхливо. У складі магматичного силікатного розплаву містяться розчинені гази, які можуть досить спокійно відділятися в разі виходу на поверхню та зниженні тиску. Це явище подібне до виходу вуглекислого газу під час відкорковування пляшки з охолодженою газованою водою. У випадку іншого типу виверження гази виділяються раптово, з великими вибухами, а інколи й руйнуванням кратера. Між цими двома типами є поступові переходи. На умови виверження суттєво впливає склад магми, від якого залежить і її в'язкість. Розплави, перенасичені SiO_2 (магми гранітоїдногшо складу), мають дуже високу в'язкість, як і рідкий кремнезем у чистому вигляді. Це пояснюють тим, що тут є головні полімеризовані групи $[\text{SiO}_4]$. Природно, що виділення газів з розплавів низької в'язкості відбувається спокійно, як це характерно для базальтових лав.

У разі деяких спокійних вивержень базальтових лав вдалося визначити масові співвідношення газу та розплаву. Вміст газової фази становив від 0,5 до 1,0%. Проте відомі й інші дані. Наприклад, у кратері Нірагонго (Західно-Африканський рифт) є лавове “озеро” з температурою близько 1100°C . У такому стані озеро перебуває упродовж усього історичного періоду, тобто з часу його вивчення – а це понад сто років. Діяльність вулкана виявляється в безперервній його дегазації. Внаслідок цього лава постійно перемішується. Це свідчить про постійну дегазацію глибинного магматичного джерела, і співвідношення між рідкою та газовою фазами в цьому випадку визначити

неможливо. Кількість тепла, яку віддає поверхня лавового озера, становить 1 ккал/с/см^2 , що приблизно у мільйон разів перевищує нормальний тепловий потік. Невідомо, як тепло переходить до поверхні Землі. Очевидно, це пов'язане з тепловою конвекцією у вулканічному каналі, чому значно сприяє рух газових бульбашок. Вода частково може бутимати атмосферного походження, однак вивчення ізотопного складу (дейтерій, співвідношення $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) свідчить, що чимала частина води гарячих джерел вулканічних зон метеорного походження.

У вулканічних газах наявна велика кількість різних металів, зокрема залізо, мідь, цинк, ртуть та багато інших.

У разі ефузивного магматизму магма прориває всю земну кору і, виливаючись на поверхню, утворює *вулкани*. Вулканізм охоплює усі явища, що пов'язані з виходом магми на денну поверхню.

На великих глибинах магма перебуває під великим тиском, і всі газові та рідкі компоненти розчинені в магматичному розплаві. Під час піднімання на поверхню магма втрачає частину газів і рідини, проте головна дегазація відбувається в разі виливання на поверхню. Після цього магма набуває інших властивостей і значно змінює склад. Щоб виділити цю відмінність, поверхневу магму названо *лаваою*, сам процес виверження вулкана – *еруптивною діяльністю*, а вулкани з підвідними *еруптивними апаратами*.

Вулканічні виверження залежно від складу магми та від географічних умов території, на яких виявляється вулканізм, мають різний вияв. В одних випадках виверження відбуваються спокійні, і магма без великих вибухів виливається на поверхню (Ісландія, Гавайські острови), в інших – вони супроводжуються величезними вибухами, руйнуванням вулканічних апаратів, потужними газовими вибухами і витискуванням порівняно в'язкої лави. Деякі виверження відбуваються лише як грандіозні газові, унаслідок яких утворюються гігантські газово-пилові хмари, насичені краплями розпеченої магми. Експлозивні виверження бувають у вигляді *палючих хмар*. Уперше таку хмару спостерігали під час виверження вулкана Мон-Пеле на острові Мартиніці 1902 р. це була величезна маса твердих вулканічних частинок високої температури, які ніби зависли в газі. Вирвавшись з кратера, вона завдяки високій середній щільності швидко пішла вниз по схилах вулкана. Під час руху кохана частинка виділяла газ, створюючи високу турбулентність потоку, через що навіть дуже важкі частинки не осідали, а продовжували рух у хмарі. Коли ж хмара перейшла у спокійний стан, то тверді частинки були ще настільки гарячі, що, осідаючи і стискаючись, вони ніби зварювалися, утворюючи так звані ігнімбрити, або зварені (спечені) туфи – головний продукт кислого вулканізму, для яких характерний високий вміст кремнезему.

Термін *ігнімбрит* був введений у 1935 році новозеландським геологом Маршалом і утворений від латинських слів “ігніс” – вогонь та “німбус” – що означало в цілому породу вогняної хмари. Маршалом так були названі масивні вулканічні туфи, які в Новій Зеландії покривали гігантські площі, згідно з його уявленнями ці відкльди утворилися внаслідок “вогненної зливи” розпеченого вулканічного попелу і ляпіл. Проте на відміну від звичайного вулканічного попелу, який випадав на поверхню землі уже охолодженим, формуючи шари сипкого матеріалу, ці осади інтенсивно спікалися, тобто в час свого утворення перебували ще в розпеченому пластичному стані. В загальному під поняттям ігнімбрит розуміють насичений газом вулканічний матеріал кислого складу.

Продукти виверження вулканів поділяють на рідкі, газоподібні та тверді.

Рідкі продукти виверження – це лави. Їхня в'язкість може значно відрізнятися: від зовсім рідких (консистенції розведеної сметани), до дуже густих. Густина лави прямо залежить від її хімічного складу, передусім від вмісту SiO_2 . За цим принципом магми поділяють на кислі (ліпаритові і дацитові; вміст SiO_2 понад 65%), середні (андезитові; 65–52%), основні

(базальтові; 52-45%) та ультраосновні (пікритові; до 45%). Основні та ультраосновні лави збагачені кальцієвими та залізо-магнезіальними сполуками; це переважно високотемпературні базальтові лави (1100–1200°C). Кислі й середні лави в разі виходу на поверхню мають температуру 750–900°C. Ультраосновні магми зрідка виливаються на поверхню. Вони утворюють переважно глибинні тіла.

Лави застигаючи утворюють різноманітні форми: обеліски, брили і потоки різної форми, виповнюють заглиблення в рельєфі, у випадку підводних виливів набувають подушастих та кулястих форм (їх називають *подушасті і кулясті лави*).

Газоподібні продукти супроводжують виверження завжди. Вони відіграють дуже важливу роль у вулканічних експлозіях (вибухах) і дають інформацію про природу глибинних флюїдів. Очевидною є і їхня провідна роль у формуванні атмосфери та гідросфери. Деякі дослідники вважають, що гідросфера винятково вулканічного (глибинного) походження. Усі гази, відібрані безпосередньо в вулканічних жерлах та з охолоджених лав, а також із включень консолідованих лав, мають приблизно однаковий склад. Найбільше вони містять водню, кисню, вуглецю і сірки. В конкретних умовах залежно від температури і тиску ці елементи об'єднуються в різні молекули. У вулканічних газах завжди наявна вода, однак при високих температурах вона обмежено дисоціює на H_2 та O_2 . Сірка є у вигляді H_2S , самородна, у вигляді SO_2 або навіть як мікроскопічні частинки сульфатів, що їх виносять гази в розсіяному стані. Вуглець перебуває у складі CO та CO_2 . В усіх випадках вулканічні гази складаються переважно з H_2O та другого за кількістю компонента CO_2 . Їхнє співвідношення коливається від 3 до 10. Крім цих компонентів у вулканічних газах містяться також сірка, бор, азот, аргон та деякі рідкісні гази. Завдяки хлору і фтору тут з'являються HF і HCl . Природа всіх газів не зовсім ясна. Очевидно, що частина CO_2 може з'являтися внаслідок термічної деструкції карбонатів під час проходження магми через шари осадових порід (збагачених карбонатами). Аргон, як і азот, може частково бути атмосферного походження і забруднювати проби в разі відбору. Проте він значно представлений радіогенним ізотопом ^{40}Ar , який утворився внаслідок розпаду ^{40}K у мантиї. Аргон і азот виділяються безпосередньо з як розпеченої лави, так і з тріщин, що виникають на схилах вулкана.

Струмені гарячого вулканічного газу називають *фумаролами*. Це гази групи галогідів, сірки, вуглецю водню, рідше азотні та вуглеводневі. Чимало містять водяної пари.

Хімічний склад газів значно залежить від стадії вулканічної діяльності. На першій стадії виділяються *сухі* фумарольні гази при температурах 650–1100°C. Вони характерні для стадій високої вулканічної активності і представлені хлористо- і фтористоводневими сполуками, парів води нема. В жерлах вулканів відкладаються галіт, силвін, хлориди та сульфати міді, свинцю і заліза. З другою стадією (400–650°C) пов'язані *кислі фумароли*, які відповідають стадії середньої активності. Вони представлені HCl , SO_2 , H_2S , водяною парою та еманціями хлоридів заліза магнію, алюмінію тощо. На третій стадії з'являються *лужні фумароли* (температура 200–400°C), що виділяють водну пару, гази аміачних солей, сульфатів амонію та фторидів. Фумароли при температурі 300–100°C називають *сульфатарями*, або *сірчистими фумаролами*. Головними газами на цій стадії є SO_2 , H_2S , CO_2 , значні кількості водяної пари, еманції сірки, квасці і сульфати. Перераховані типи фумарол свідчать про високу вулканічну активність району. На четвертій стадії згасання вулканічної діяльності – виділяються *мофетні* (вуглекислі) фумароли (температура до 100°C). Остання, п'ята стадія відповідає дуже слабкій активності до майже повного припинення виділень магматогенних газів; виходять лише парові струмені, які виникають, головню, внаслідок паровиділення з перегрітих підземних вод; з газів головними є азот і CO_2 .

Тверді продукти вивержень утворюються під час газових вибухів. Головна їхня частина виникає внаслідок застигання розсіяної лави, викинутої на значну висоту і потім осадженої з атмосфери на суходіл або у водний басейн. Такі тверді продукти називають *пірокластичними*, або *тефрами*. За розмірами уламків виділяють декілька типів. *Вулканічний попіл* – це тонкопилюваті частинки, які за зовнішнім виглядом нагадують попіл. Їхні розміри не перевищують 0,1 мм. У випадку сильних вивержень він може підніматися на значну висоту і поширюватися на дуже великі відстані, повільно покриваючи значні території й утворюючи тонші або грубіші прошарки серед різноманітних осадових порід. *Вулканічний пісок* складений грубшим матеріалом частинками розміром 0,25–2,0 мм. Пісок і попіл спочатку утворюють сипку масу, яка, поступово спікаючись і ущільнюючись, утворює досить щільну породу – *вулканічний туф*. *Ляпили* складені переважно з пористого вулканічного скла. Їхні розміри приблизно до 3 см. *Вулканічні бомби* – це куски застиглої в повітрі лави, а також відірвані від стінок кратера уламки розмірами від 30 см до 1 м і більше. На вигляд це веретено-, грушоподібні, овальні, а інколи і неправильної форми тіла. Такий вигляд свідчить, що вони утворилися частково з пластичної маси, яка, падаючи, оберталася в повітрі. Разом з тапкими бомбами падають і різноманітні кутасті брили, складені з елементів зруйнованого вибухами вулканічного апарата.

Найбільшими уламками є *вулканічні брили*. Їхні розміри сягають декількох метрів, а маса – багато тонн. Уламки великих розмірів осідають ближче до кратера, а чим дрібніший матеріал, тим далі він опиняється від вулкана.

Тверді продукти виверження з часом ущільнюються, цементуються й утворюють *вулканічні туфи*. Якщо порода складена грубоуламковим матеріалом, то це буде *вулканічна брекчія*. Грубі утворення з переважанням вулканічних бомб називають *вулканічним агломератом*.

Вулкани та їх типи. Єдиної класифікації для всіх вулканів нема. Це пов'язане з тим, що практично кожен вулкан значно або чимось відрізняється від інших, і абсолютно ідентичних вулканів не виявлено. Крім того, один і той самий вулкан у різні епохи виверження може виявляти себе по-різному. Різний характер вулканізму – різна будова вулканічних апаратів. Однак, деякі особливості їхньої морфології, а також переважний тип вивержень дають змогу виділити найтипівіші риси, за якими і були названо окремі групи вулканів.

Що ж таке вулкан? Ще зі шкільних підручників географії ми знаємо, що вулкан – це гора, на вершині якої є кратер, що вивергає вогонь. Але глибше ознайомившись з будовою різних вулканів, в тому числі і давніх, бачимо, що усі ці три характеристики можна прийняти лише умовно. Чи завжди вулкан має вигляд гори? Чи обов'язково з кратера виривається полум'я? Чи завжди ознакою вулкана є кратер? Очевидно, що прояви вулканізму настільки різні, що легше описати той чи інший вулкан, ніж дати для усіх загальне визначення. Через це доцільно спочатку навести опис найтипівіших вулканів.

Грецький історик Геродот (приблизно 484–425 рр. до н. е.) описав вулкан на острові Сієру, як гору з отвором на вершині; час від часу з нього виривався дим і вогонь. За грецькою міфологією це був вихід, або “димар” кузні бога вогню Гефеста. Римляни називали цю гору Вулькано; від нього і острів отримав свою назву. Він і став ніби зразком усіх гір, що мають такі особливості і відповідно їх стали називати вулканами. Вулькано приблизно відповідає загальному уявленню про вулкани. Але існують вулкани і зовсім інші, з іншими формами прояву вулканізму. Це залежить від різних але переважно пов'язаних між собою факторів. До найважливіших серед них слід віднести: характер шляхів, по яких рухаються продукти вулканізму (лінійні або тріщинні виверження, виверження центрального типу); фізичний стан продуктів виверження (гази, рідкі, в'язкі, сипкі викиди, квазітверді лави, уламки вулканічного апарату); кількість виверженого матеріалу; тип

вулканічної діяльності (ефузивна, експлозивна, змішана); середовище виверження (наземне, підводне, підлідне). Розглядаючи вулкани найчастіше дотримуються основного правила поділу їх на лінійні і центральні. Хоча інколи неясно, де слід проводити межі між ними. Адже в лінійних зонах відзначають окремі центри вивержень, які розташовані на певній віддалі один від одного. Деякі дослідники припускають, що усі вулкани зв'язані з лінійними ослабленими зонами земної кори. Летальні геологічні дослідження свідчать про те, що вулкани, які мають форму конічних гір з кратером, тобто вулкани центрального типу, цілими ланцюжками посаджені на системи великих тріщин. Відомі випадки, коли безпосередньо перед виверженням на поверхні виникала велика тріщина, вздовж якої починали діяти багато кратерів. З плином часу їхня активність зменшується, а викиди зосереджуються в кількох великих або одному кратері, який уже буде віднесений до вулканів центрального типу. Часто вулкани приурочені до перетину ліній розломів.

Добре вивченими давніми вулканами палеогенового часу є алмазонасні кімберлітові жерловини, так звані трубки Південної Африки, які свідчать про експлозивний вулканізм. На поверхні трубка виповнена туфовою вулканічною брекчією, яку називають "синя земля". Усі трубки мають конисоподібну будову і звужуються до низу. На великих глибинах вони з'єднані з тріщинами, виповненими ультраосновною магмою. Отже, ми бачимо, що магма вкорінюється в тріщинувату зону і далі, виходячи з неї, перетинає "ослаблені місця" земної кори, внаслідок чого відбуваються виверження центрального типу. Таким чином поділ вулканів на лінійного і центрального типу може бути зроблений лише для форми їхнього прояву на поверхні. Крім того, певні риси морфології вулканів, а також переважаючий характер вивержень дають можливість виділити з них найтиповіші, за якими названі окремі групи вулканів. Наприклад, *гавайський, стромболійський, пелейський типи* та ін. Є також особливості будови, які допомагають виділити різні групи за морфологічними ознаками.

Вулкани – це геологічні тіла, утворені внаслідок вулканічної діяльності і розташовані над отворами земної кори, через які на поверхню Землі виносяться магматичні продукти. Найчастіше сучасні вулкани є горами різної висоти (понад 8700 м разом з підводною частиною – вулкан Мауна-Лоа на Гавайських островах), складені продуктами виверження.

Процеси виверження бувають надзвичайно різноманітними. Різний і склад вулканічних продуктів, зокрема, самої лави, від чого залежить як і тип виверження, так і будова вулканічного апарата. Виверження кислої лави супроводжується звичайно виділенням величезних кількостей газів, вибухами та значними руйнуваннями. Зазнають руйнування і викидаються в атмосферу тверді гірські породи, якими складений кратер. У разі підняття до поверхні магма може змінювати свій склад як завдяки виділенню летких компонентів, так і внаслідок змішування й переплавлення навколишніх порід. З магмою уже на глибині відбуваються значні зміни: з неї виділяються гази, які скупчуються під великим тиском у просторі над лавою, через що початок кожного виверження супроводиться значним їх виділенням, після чого відбувається вкорінення і виливання лави.

Отже, під час вулканічних вивержень виникають три процеси: ефузивний – виливання лави; експлозивний – вибухи і викидом великої кількості пірокластичного матеріалу; екструзивний – витискання пластичної магматичної речовини в квазірідкому або напівзатверділому стані. В цих процесах дуже часто можна спостерігати взаємні переходи і складне їхнє накладення.

Від типу виверження залежить і будова вулканічного апарата, а також форми залягання вулканогенної речовини. Серед вивержень, а значить і вулканів, виділяються: *центрального типу, тріщинні, деякі вулканологи в окремих випадках виділяють ще ареальні.*

Вулкани центрального типу мають в плані форму близьку до округлої, а вулканічний апарат представлений різноманітними конусами, щитами, куполами. Вершина цих споруд увінчана *кратером* – вулканічною лійкою, або чашею. В ідеальному випадку кратер розміщений на вершині нагромаджених вулканічних продуктів і при достатньо частому їх надходженні, зростають розміри вулкану, кркткр піднімається все вище. Від нього в глибину відходить канал трубовидної форми, яким з глибини підводиться магма до поверхні – *жерло вулкану*. Кратери можуть займати і ексцентричну позицію, а в деяких вулканів їх може бути декілька, багато з яких можна вважати головними. Великі вулкани, такі як Ключевська сопка на півострові Камчатка, Етна на острові Сицилія з тягом часу покриваються численними, інколи сотнями, дрібніших *побічних* або *паразитичних* кратерів. У таких вулканів кожне наступне виверження супроводжується появою нових паразитичних кратерів, в той час як давніші стають не активними. Кратери часто, майже при кожному виверженні, змінюють свої форми. Експлозії супроводжуються обвалом стін кратера і його розширенням, а лава знов їх заповнює. В час активізації піднімається дно кратера, а в періоди між виверженнями воно опускається. В кратерах періодично або постійно можуть існувати лавові озера. Рівень лави в них теж не є постійним. Наприклад, час від часу в кратерах Кілауеа на Гавайських островах чи Ньірагонго та Ерта-Але в Східноафриканських рифтах, рівень стояння лави підвищується і знижується. При виверженні дуже густих лав в кратерах формуються екструзивні куполи, які виповнюють їх або навіть можуть вивисуватися на сотні метрів над ними і закупорювати канал. Таке закупорювання може бути причиною катастрофічних експлозивних вивержень.

Форма вулканів центрального типу також у значній мірі залежить відвязкості та газонасичкеності лави. Рухливі та дуже гарячі лави основного складу швидко розтікаються навколо центрального каналу, внаслідок чого при багаторазовому повторенні нашарування таких потоків виникають плоскі *щитові* вулкани. Їхні схили мають досить пологий нахил, переважно 3–6°, і лише безпосередньо біля кратера – від 7 до 8°. Діаметр основи вулканів нерідко в двадцять разів перевищує висоту. Кратери щитових вулканів подібні на широкі плоскодонні котли з крутими берегами. Якщо в кратері є канали для підпливу і відпливу лави на дні кратерів може відбуватися конвекція, яка сприяє виникненню киплячих озер. В поперечнику кратери можуть довгати від 100 до 2000 м. Прикладом подібних щитових вулканів є океанські вулкани, але їх можна спостерігати лише там, де вони виходять з-під рівня води – в Ісландії чи на Гаваях. На відміну від вулканів Ісландії лише надводні частини гавайських щитових вулканів Мауна-Лоа та Мауна-Кеа досягають велетенських розмірів, хоча це лише вершини вулканічних споруд океанського дна. Найпоширенішими з цього типу вулканів є *ефузивні*, або *лавові вулкани*. В них переважають виливні процеси, за яких лава виливається на поверхню й у вигляді потоків тече по схилах вулканічної гори. Приклади таких вулканів – Гавайські, островів Самоа, Ісландії та ін. Лава у вулканах основна базальтова, рухлива, високотемпературна (до 1300°C). У кратерному озері вулкана Мауна-Лоа лава перебуває у безперервному конвективному русі. Рівень її то знижується, то підвищується. Під час вивержень вона переливається, заливає увесь кратер, діаметр якого по довгій осі перевищує 5 км, і утворює величезне лавове кипляче озеро. Переповнивши кратерне озеро, лава виливається на схили вулкана і з величезною швидкістю тече по його схилах. Швидкість руху базальтових лав досягає 20–40 км/год. Довжина потоків може доходити до 80–100 км. Характером такої рідкої і рухливої магми визначена і будова вулканічного апарата, який складений переважно шарами застиглої лави різних періодів виверження. Найдавніші покриви будуть найнижче, а наймолодші – найвище. Тобто шари лави будуть стратифіковані. Такого типу вулкани називають *стратовулканами*. Оскільки тут не буває значних газових вибухів, то і тверді продукти майже не

утворюються. За морфологією це *щитові вулкани*, крутість схилів у них не перевищує 5–10°. Для цих вулканів характерні великі кільцеві депресії навколо жерла у верхній частині споруди – *кальдери*, утворення яких пов'язують з осіданням покрівлі магматичного джерела. Це *гавайський тип щитових вулканів*.

Експлозивно-ефузивні вулкани – Етна, Везувій, Стромболі, Вулькано. До цієї категорії належать численні вулкани Камчатки, Курильських та Японських островів, а також західної частини Кордильєрського рухливого поясу. Характерними для них є лави як базальтові, так і андезитового складу з нижчою температурою (1000-1100°). Разом з виливами лави тут відбуваються газові вибухи, через що з цими вулканами пов'язана певна кількість експлозивного матеріалу. Для будови вулканічного апарата характерна наявність побічних, або паразитичних, вулканів, що розміщені на схилах головного конуса і через які часто відбуваються виливи лави, не доходячи до головного кратера; зокрема, на схилах Етни їх нараховують 200. З головним жерлом вулкана побічні пов'язані відгалуженнями. За зовнішньою формою ці вулкани є більш-менш правильним конусом з крутістю схилів до 30–40° і більше. У вершинній частині деяких вулканів містяться великі круглі або овальні западини – *кальдери*, інколи з вертикальними внутрішніми стінками і плоским дном. Там розміщені молоді конуси. Еруптивна діяльність вулканів виявляється періодично, з різним часом між окремими виверженнями.

Експлозивні та екструзивно-експлозивні вулкани. У їхній діяльності переважають значні газо-вибухові процеси з викидом значної кількості твердих продуктів і без або зі значно меншою кількістю лавових виливів. У деяких вулканах в'язка магма витискається в кратер, застигає там і потім у твердому стані виходить у вигляді куполів і обелісків. Особливо яскраво цей тип виявлений у вулкані Мон-Пеле на о. Мартініка (в групі Малих Антильських островів). Виверження відбуваються як сильні вибухи газів, пересичених лавою. Тобто під час вибуху у стовп розпечених газів потрапляють краплинки розплавленої лави та розпеченого попелового матеріалу. Їхня температура становить понад 700–800°, а швидкість руху такої хмари по схилах досягає 40–50 м/сек. Під час виверження 1902 р. така розпечена хмара за декілька хвилин знищила місто Сан П'єр – столицю Мартініки – разом з населенням (30 тис). Кораблі, які стояли на рейді, перекинулись. Виверження тривало кілька місяців. У кінці з жерла повільно почав висуватися обеліск, який виріс над кратером на 270 м. Частина його відколосалась по скісній тріщині, і він набув голчастої форми.

Конусоподібні гори цього типу складені переважно твердими продуктами вивержень, попелом разом з пемзою, уламками екструзивних куполів. Давні вулкани такого типу відомі на Кавказі та інших місцях.

Високотемпературні газово-пірокластичні суміші, випадаючи на поверхню Землі, спікаються й утворюють гірські породи, які називають *ігнімбритами*, або *туфолавами*. Про них зазначено вище.

Тріщинні виверження, вулкани лінійного типу зв'язані з великими розломами, що відіграють роль магмовивідних каналів. Як вивідні канали магма використовує тріщинуваті зони глибокого закладення.

Основна, високорухлива дегазована магма виливається на поверхню у великих кількостях і може буквально затоплювати великі простори, виповнюючи спочатку низинні частини рельєфу і знищуючи все на своєму шляху. У цьому разі виникають *лавові плато* та істотно змінюється рельєф і ландшафт території. Такі лавові плато формують головний елемент рельєфу Ісландії. Найзначнішим лінійним виверженням в історичному минулому було виверження по тріщині Лаки, довжиною 32 км, яке трапилось 1783 р. і при якому було виплеснуто біля 12,5 км³ лави. Вона залила територію 565 км². По закінченні виверження тріщини запечатуються застиглим в ній матеріалом, який ніби зміцнює їх. Наступні виверження тут не проявляються, а дещо зміщуються концентруючись по паралельних тріщинах. Покриви ж лав

нагромаджуються одні на одних, формуючи потужні багат шарові товщі. Тріщинні виливи типу ісландських є звичайним для морського дна явищем. Найчастіше воно проявляється в рифтових зонах, і, очевидно, є найпоширенішим типом вулканічної діяльності. До цієї категорії належать материкові покривні, або платобазальти. Якщо виверженого матеріалу небагато, формуються *базальтові покрови* невеликих розмірів.

На початкових стадіях виверження може відбуватися вздовж усієї тріщини. А потім тут виникають групи зближених вулканічних центрів. Виливи лави утворюють після застигання базальтові покрови різних розмірів з майже горизонтальним заляганням шарів і такою ж горизонтальною поверхнею. Тріщинні виливи широко відомі також в зонах розломів Східно-Тихоокеанського підняття та в інших рухливих зонах.

Серед вулканітів основного складу геологічного минулого виділяються платобазальти або трапи. Остання назва походить від німецького слова *Терре* (східці), яким пояснюється той факт, що вони часто складені численними лавовими шарами, які налягають один на одного. Товщина окремих шарів становить від дециметрів до 100 м. По краях вони відділені між собою ступенями, які нагадують східці. Такі базальти, за невеликим виключенням, розташовуються на краях материків і їх природу зв'язують з початком розколу давнього велетенського материка Пангеї. Вони утворювались тоді, коли між плитами нових континентів виникали морські басейни та розпочалася фаза їхнього розширення. Площі поширення покривних базальтів на протилежно розташованих материках в окремих місцях можуть бути співставлені.

Найвідомішими такого типу покривні базальти розвинуті на Деканському плато в західній частині Індонезійського півострова, на схід та північ від Бомбея. Тут вони займають площу близько 500 000 км². Висота красивих сходинок численних базальтових покривів переважно невелика, але в Західних Гатах є урвища висотою до 1200 м. Детальне вивчення цих базальтових товщ показало, що окремі виливи були розділені між собою значними часовим відстанями, коли не було вулканічної діяльності і утворювалися кори звітрювання та ґрунти. Загальна товщина серії деканських трапів становить понад 1800 м, а в околицях Бомбею навіть 3000 м.

Унікальні за своїми розмірами покрови толейтових базальтів утворилися в пітзньому тріасі – юрі в південно-східній частині Південної Америки під час розкриття південної частини Атлантичного океану. Вони поширені на території бразилії, де займають площу близько 1 млн. км². тут, як і на Деканському плато, епохи високої вулканічної активності чергувались зі станом вулканічного спокою.

Ареальний тип вивержень пов'язаний з численними близько розташованими вулканами центрального типу, що часто охоплюють великі площі, на яких продукти вивержень зливаються й утворюють суцільні покриви.

Крім перерахованих типів значно поширені *підводні*, а також *згаслі вулкани*. Молоді, неогенові та ранньочетвертинні згаслі вулкани відомі в багатьох місцях, в тому числі у нас на Закарпатті (Синяк), на Кавказі (Ельбрус, Казбек), в зонах сучасного вулканізму. Вулканізм проявлявся з різною інтенсивністю в усі геологічні періоди, про що свідчать численні різновікові вулканіти. Проте самі вулканічні апарати давніших епох практично ніде повністю не збереглися. Відомі лише їх окремі елементи, переважно магмопровідні канали (неки) та вулканічні провали (кальдери).

Поствулканічні прояви. Цю фазу характеризує значне послаблення вулканічної діяльності; лава на поверхню уже не виходить, і порівняно спокійно виділяються лише численні газові струмені – *фумароли*. Це водяна пара, а на деякій відстані від вулкана – гаряча і тепла вода. Фумароли звичайно розміщені на схилах вулкана. З них виділяється газ різного складу (як із самого кратера, так і з бокових тріщин). Наприклад, на Алясці з

туфогенно-лавових продуктів виверження вулкана Катмай (1912) упродовж наступних років виділялись тисячі струменів газів з температурою 600–650°C, у складі яких була значна кількість галоїдів (HF і HCl), борної кислоти, сірководню та вуглекислого газу.

Гейзери – це періодично діючі пароводяні фонтани. Вперше описані, в Ісландії, розвинуті також у Новій Зеландії, Словстоунському парку США, на Камчатці (Долина Гейзерів) та деяких інших місцях. Кожен гейзер має круглий отвір, з якого виривається гаряча вода. Цей отвір називають *грифоном*. Температура води в грифоні досягає 90–98°, тоді як на глибині, у тріщинах, вона може досягати 120–150°C і більше. Вода гейзерів містить значні кількості розчинених мінеральних солей, які випадають на краях грифонів. Цю ясну, інколи навіть цілком білу, гірську породу називають *гейзеритом*, або *кременистим туфом*.

Болотні (грязьові) вулкани – це великі пагорби конічної форми з лійкоподібним кратером на вершині, з якого періодично або безперервно виділяються гази, вода і болото у вигляді рідкої глини, які можуть утворюватися внаслідок виділення газів і не вулканічного походження, а саме: газових покладів і нафтових газів, які під великим тиском по відкритих тріщинах надходять на поверхню. Такі прояви відомі на керченському півострові Криму, на узбережжі Каспійського моря (околиці м. Баку) та в інших місцях світу. Ці виверження супроводжуються виділенням великої кількості газу та викиданням уламків порід. Гази представлені переважно вуглеводнями, головню метаном з домішкою вуглекислого газу, азоту, оксиду вуглецю. Інколи встановлюються інші гази, зокрема благородні.

Болотні вулкани іноді трапляються й у вулканічних зонах, у тих же районах, що і гейзери. Гаряча водяна пара і гази прориваються на поверхню, утворюють невеликі вивідні отвори діаметром від десятків сантиметрів до 1 м. В певних геологічних умовах (наявність незцементованих дрібноуламкових та глинистих порід) ці отвори заповнює водо-болотна суміш з температурою до 80–90°C, і в разі надходження з глибини чергової порції газу вулкан викидає угору фонтан цієї болотної суміші. У цьому випадку виникають і невеликі конуси. Якщо ж суміш достатньо рідка, то конуси не утворюються, а газовиділення відбувається постійно. Виходить також значна кількість сірководню та вуглекислого газу.

Механізм виверження вивчений переважно завдяки дослідженню вулканів Гавайської групи, зокрема Мауна-Лоа та Кілауеа, які розташовані на відстані близько 30 км один від одного. Ці вулкани виливають базальтову лаву з невеликою в'язкістю. За декілька тижнів перед виверженням зростає частота незначних землетрусів, центри яких розміщені на глибині 50–60 км, тобто всередині мантії, яка розташована в цьому районі (океанський тип земної кори) є на глибині декількох кілометрів. Центри землетрусів у цей час поступово переміщуються на менші глибини. За допомогою чутливих приладів фіксують набухання вулканічної споруди, у такий спосіб ніби з глибин під тиском нагнітається рідина. В кінці через кратер вулкана або по ослаблених (тріщинуватих) зонах на його схилі виливається лава. Виверження звичайно фіксують у тих місцях, де воно відбувалося і в попередні рази. На початкових стадіях лава інтенсивно фонтанує, маючи для цього відповідну кінетичну енергію. Пізніше виливи стають спокійнішими і зрештою припиняються.

Склад лави в процесі вивержень може значно змінюватися навіть упродовж десятиліть. Так само змінюються і потоки лав сусідніх вулканів, можлива також часова неузгодженість у їхніх виливах, тобто часової кореляції вивержень сусідніх вулканів нема. Це дає змогу припустити, що кожен вулкан має свій неглибоко розміщений магматичний резервуар, у якому розплав між виверженнями поступово змінюється, наприклад, унаслідок проявів фракційної кристалізації: спочатку кристалізуються і випадають важкі темноколірні мінерали, розплав збагачується легшим компонентом і т.д.

На Землі є близько 800 діючих вулканів. Значно більше їх було зовсім недавно, зокрема в Україні (Закарпаття), тому вони ще досить слабо еродовані.

В географічному розміщенні вулканів є певна закономірність. Вулканів зовсім нема на континентальних щитах, вони сконцентровані переважно в межах так званого вогненного кільця навколо Тихого океану, охоплюючи західні краї обох Америк, Алеутські острови, Камчатку, Курильські острови, Японію, Філіппіни, Нову Зеландію і відомий вулкан Еребус на острові Роса в Антарктиді.

Є певна кореляція і між сучасним вулканізмом та сейсмічною діяльністю (землетрусами). Діючі вулкани часто розташовані всередині або поблизу сейсмічних поясів, де ресструють епіцентри землетрусів. Проте така кореляція недосконала. Великі сейсмічні пояси значно довші, ніж вулканічні зони. Наприклад у Тихоокеанському поясі на відстані 2000 км – тобто від вулкана Ласен-Пік у Північній Каліфорнії та до вулканів у Центральній Мексиці – зовсім невідомі прояви вулканізму. Такі ж перерви простежуються і в широтній сейсмічній зоні – від Західного Середземномор'я через Туреччину, Іран, Памір та Гімалаї до Індонезійської острівної дуги. Декілька діючих вулканів є в Середземномор'ї (Етна, Везувій та ін). На Кавказі відомі недавно загаслі вулкани. Далі на південний схід – у Туреччині, на високогір'ях Центральної Азії – вулканів нема, не зважаючи на значну сейсмічну активність території. Дуже багато діючих вулканів в Індонезії. А в Новій Зеландії вулканічні виверження відбуваються набагато частіше, ніж сильні землетруси.

На Гавайських островах у Тихому океані вулканічна діяльність виявлялася постійно впродовж останніх кількох мільйонів років, проте епіцентрів значних землетрусів тут майже не зафіксовано.

Вулканічні прояви звичайно супроводжуються локальною сейсмічною активністю, однак вона не завжди відіграє важливу роль у вулканізмі. Зокрема, під час одного з найбільших вивержень вулкана Косигуїна в Нікарагуа у 1835 р. за три дні було викинуто близько 10 км³ уламків. У цьому випадку землетруси ресстрували лише за день до виверження. Сейсмічну активність, яка передуює виверженню гавайських вулканів, переважно фіксують лише приладами.

Найбільші землетруси, за деякими винятками, безпосередньо не пов'язані з вулканічними виверженнями. Наприклад, 20 лютого 1835 р. деякі міста і містечка південного узбережжя Чилі були зруйновані землетрусом. Чарльз Дарвін, який спостерігав за цим явищем з корабля “Бігль”, так описав це: “... в той самий час, коли велика ділянка суші була значно і назавжди піднята, ланцюг вулканів в Андах, зокрема їхня частина, повернута до Чилі, одночасно викидала стовби темного диму, і впродовж наступного року тривала їхня не звичайна активність... Отже ми спостерігали підняття суші, відродження вулканічної діяльності через давні жерла та підводний вибух (біля Хуан-Фернандеса), що було складовими частинами одного природного грандіозного явища” (Journal of Researches, Hafner, London, 1839, reprinted 1952).

Двадцять другого травня 1960 р. тут знову стався великий землетрус. І знову спостерігали синхронні вулканічні виверження, проте меншої тривалості. Більшість вулканів не діяли. На одному з них відбулося катастрофічне виверження, однак лише через вісім місяців після землетрусу. Так що і в цьому випадку зв'язок між вулканічною діяльністю та землетрусами є досить опосередкованим.

Інтрузивний магматизм (плутонізм).

Інтрузивні (плутонічні) породи належать до продуктів глибинної магматичної діяльності. Такі породи із родини гранітоїдів утворюють величезні, у тисячі квадратних кілометрів, безперервні виходи на денну

поверхню в межах континентальних щитів – ареал-плутони. Менших розмірів інтрузії відомі також в складчастих областях.

Магма, піднімаючись з глибинних вогнищ утворення, рухається до поверхні. Однак значна її частина внаслідок певних умов (відсутність провідних каналів, втрата магмою енергії) не досягає денної поверхні. Поступово холонучи серед гарячих вмісних порід, вона утворює різні *інтрузивні* або *плутонічні* повнокристалічні тіла. Повільне остигання та наявність летких компонентів (H_2O , CO_2 , N_2 , F, Cl, SO_2 та ін.) дає змогу хімічним елементам та іонам з розплаву об'єднуватись у хімічні сполуки (мінерали) і спокійно та послідовно розкристалізовуватись, формувати повнокристалічні агрегати мінералів – абісальні породи.

Форми інтрузивних тіл, а також їхні розміри найрізноманітніші, вони пов'язані як зі складом інтрузій, так і з характером вмісних порід та їхнім взаємовідношенням. Це дає змогу виділити серед інтрузій *згідні* та *незгідні*. Очевидно, що можуть бути умови, за яких в одній частині площі інтрузія згідна, а в іншій – незгідна.

Форми та розміри незгідні інтрузії залежать від кількості вкоріненої магми, її енергії, стану речовини навколишніх порід та магми (*PT*-умови). Магма, проникаючи в породи земної кори, розсуває їх, частково або значно поглинає, зумовлюючи утворення ідіоморфних тіл. Ці тіла перерізають і розривають породи, їхні контури не залежать від форм залягання осадових чи метаморфічних комплексів, у яких вони містяться. Їх називають ще *дискордантними*, або *незгідними*.

Інтрузивні тіла, що вкорінюються в товщі комплексів кори згідно з умовами залягання осадових чи метаморфічних шарів, називаються *кордантними*, або *згідними*. Ці форми виникають унаслідок пристосування магми до умов залягання навколишніх порід. У цьому разі магма вкорінюється в ослаблені зони між поверхнями окремих шарів осадових порід.

Від глибини застигання інтрузії значно залежить також її внутрішня будова та зовнішні форми. Інтрузиви, які застигають на великих глибинах, називають *абісальними*, на менших – *гіпабісальними*, або *напівглибинними* тілами.

Абісальні тіла мають звичайно дуже великі розміри і тісно пов'язані з магматичним вогнищем. Магма застигає дуже повільно, гази і розчини значно зберігаються, внаслідок чого кристалізація відбувається проходить повністю з утворенням порід із велико- та середньокристалічними структурами. Серед цих порід переважають граніти, гранодіорити. Менше поширені габро, піроксеніти та перидотити. Форма цих тіл різна; найхарактерніші *ареал-плутони*, *батоліти*, *гарполіти*, *штоки*, *етмоліти*.

Ареал-плутони – це велетенські за площею поширення гранітоїдні тіла (граніти і гранітогнейси), які не мають певних обрисів, їхні поперечні розміри становлять сотні кілометрів. Вони відомі в архейському та нижньопротерозойському комплексах давніх платформ (Український, Алданський, Балтійський, Канадський щити та ін); утворилися внаслідок багаторазових повторень етапів інтрузивної діяльності. Це полігенні тіла, які розвинулись у процесі ультраметаморфізму.

Батоліти – великі масивні інтрузивні тіла переважно гранітоїдного складу з площею виходу на поверхню понад 100 км^2 . форми виходу на поверхню можуть бути овальними, круглими. Контакти з вмісними породами завжди гарячі і січні (дискордантні, незгідні). Переважна їхня кількість пов'язана з давніми зонами рифейської і палеозойської складчастості. Верх батолітів звичайно має плавні пологі обриси. Бокові поверхні складні, нерідко нахилені від центральних частин масиву. Згідно з геофізичними дослідженнями вертикальні розміри батолітів становлять 6–10 км. Характер будови нижньої поверхні (підшви) кінцево не з'ясований. Як звичайно

вона нерівна, нерідко звужується до низу, набуваючи форми звуженого магмо-підвідного каналу, причому таких каналів може бути декілька.

Гарполіти є величезними тілами, що витягнуті між шарами вмісних порід. Вони утворюються на значних глибинах недалеко від магматичного вогнища. В розрізі гарполіт нагадує серп, з чим пов'язана його назва – “серпоподібний камінь”. Ці тіла складенні породами як кислого, так і основного складу.

Штоки – це інтрузивні тіла з площею виходу на поверхню до 100 км². Вони складені переважно гранітоїдами, рідше – породами іншого складу, у тому числі аж до ультраосновних. Форма штоків округла, витягнута, інколи неправильна. У разі вкорінення вони порушують вмісні породи, формуючи прилеглих частинах невеликі складки.

Лаколітами називають невеликі (до 3-6 км у поперечнику) грибоподібні тіла, межі яких згідні з заляганням навколишніх порід. Утворюються вони внаслідок втискування магми в ослаблені міжпластові або міжформаційні зони. Це одна з найпоширеніших форм гіпабісальних інтрузій.

Лополіти – це увігнуті тарілкоподібні тіла. Вони утворюються переважно внаслідок вкорінення основних, ультраосновних і лужних магм. За розмірами дуже різні – від невеликих тіл до складних форм з поперечником у сотні кілометрів (наприклад, Бушвельдський лополіт витягнутий на 300 км).

Факолітами називають невеликі інтрузії, які мають серпоподібну форму в розрізі. Вони утворюються в ядрах антикліналей, рідше – синкліналей.

Сили, або *інтрузивні поклади* виникають унаслідок вкорінення переважно основної магми згідно з нашаруванням на невеликій глибині. Належать до категорії гіпабісальних інтрузій. Вони можуть бути одиничними або багат шаровими і чергуватися з шарами осадових порід. Разом з ефузивними покривами сили утворюють єдину трапову формацію. Такі комплекси відомі на Сибірській платформі, Деканському плато в Індії та інших місцях.

Останні чотири форми належать до типу *згідних* інтрузій, тобто вони вкладаються в міжпластові ділянки, не порушуючи суцільності шарів, між якими вкорінюються.

До незгідних, або січних інтрузій, крім батолітів, штоків та гарполітів, належать і деякі менші інтрузивні форми, зокрема, неки, дайки і жили.

Неки – це частини давніх вулканічних апаратів центрального типу, тобто значно знищені ерозією вулканічні апарати без верхньої частини. Тобто, це частково еродовані вулканічні жерла. Вони заповнені застиглою магмою інколи з уламковим матеріалом.

Дайками називають тріщинні інтрузії у вигляді плоских плитоподібних магматичних тіл. Розміри дайок надзвичайно різні: від десятків сантиметрів до сотень кілометрів у довжину з потужностями в сотні і тисячі метрів. У Зімбабве відома велетенська дайка, яка заповнює розсув. Вона витягнута на 540 км за потужності від 3 до 13 км. Однак переважна частина дайок має довжину сотні або десятки метрів з потужністю в декілька метрів.

На відміну від правильних плитоподібних дайок, магматичні *жили* є неправильними формами, часто з багатьма вигинами, відгалуженнями, зі змінною потужністю. В них трапляються різні за мінеральним і хімічним складом породи, частіше ж основного ряду.

Усі інші відгалуження від різних інтрузивних тіл називають *апофізами* (язиками).

Метаморфізм

Метаморфізм – це процес зміни порід під дією підвищених тисків і температур при активній дії флюїдів. Дуже зрідка трапляються метаморфічні породи, утворені лише під дією одного з цих факторів (або одного типу метаморфізму). Переважно ж поширені поліметаморфічні породи під час

утворення яких виявилось декілька етапів метаморфізму з різними формами впливу на речовину породи. Цей термін увів у геологію Ч.Лайєль. Сама ж назва взята з грецької мови, де слово “метаморфоз” означає переродження. Метаморфічні породи формуються з попередньо розвинутих (старших) осадових, метаморфічних та магматичних порід у разі зміни їхнього мінерального складу та структури. Метаморфічні зміни полягають у молекулярній перебудові старих сполук і утворенні нових, які є стійкішими за цих умов: нові мінеральні асоціації, звичайно, будуть складені мінералами із щільнішою кристалографічною упаковкою, а орієнтація кристалів (за наявності шаруватих та видовжених структур) – дуже чітко вираженою. Рідше виникають масивні текстури. Якщо метаморфізм відбувається без надходження нових і винесення старих компонентів, то хімічний склад породи не змінюється. Це *ізохімічний метаморфізм*. *Метасоматоз*, або *метасоматичний метаморфізм*, виникає в разі надходження певних сторонніх компонентів з інших джерел (мантії, магми); переносять їх у цьому випадку переважно флюїди.

Головним чинником перетворень при ізохімічному метаморфізмі виступають зміни фізичних умов існування скельних порід. І набагато рідше нарівні з ними певну роль відіграють хімічні фактори. Основними змінними фізичних умов виступають спрямовані тиски і температури. Важливою складовою виступає літостатичний та гідростатичний тиск.

Утворення метаморфічних порід передбачає досить широкий проміжок тисків і температур, що визначене, з одного боку кінцевими умовами становлення осадових порід (порівняно низькі тиски і температури), а з іншого – магматичними породами, які кристалізуються при високих температурах та в широкому діапазоні тисків: від низьких у разі вулканізму до високих у випадку плутонічної магматичної діяльності. Саме між цими двома типами умов є великий інтервал тисків і температур, з якими пов'язаний метаморфізм.

Прояви метаморфізму мають значне поширення. Значна частина скель (порід), які містяться на поверхні в межах щитів, а також підстеляють осадові товщі, зокрема в межах континентів, належать до типу метаморфічних. Очевидно, що головна маса земної кори і частина верхньої мантії складені метаморфічними породами.

На значних площах дуже еродованих гірських систем і давніх щитів або у порівняно незначних об'єктах інтрузивних масивів можна виявити проди, які колись були осадовими або магматичними, однак тепер за структурою та мінеральним складом різко від них відрізняються. Такі породи належать до метаморфічних. Під час детальних досліджень навіть у повністю перекристалізованих породах вдається спростежити успадковані найдрібніші особливості дометаморфічних структур. Наприклад, такі деталі будови вулканічних порід, як мигдаліни (виповнені кальцитом чи іншими мінералами каверни) і навіть подушаста окремість вулканічних порід, зберігаються в породах, мінеральний склад яких тепер повністю відповідає умовам кристалізації в разі низькотемпературного метаморфізму. В метаморфізованих осадах із успадкованою від шаруватості смугастістю вдається розрізнити рештки фауни, яка може бути складена високотемпературним силікатом – воластонітом ($\text{Ca}_6[\text{Si}_6\text{O}_{17}]\text{O}$), що утворився з вапняків під дією на них активного комплексу $[\text{SiO}_4]$ магми.

Отже, головною ознакою метаморфізму є зміна мінерального складу первинних порід. Тривалий досвід вивчення метаморфічних товщ дає змогу вже за одним мінералом або асоціацією мінералів однозначно характеризувати метаморфічне походження якоїсь скельної породи навіть тоді, коли нема реліктових структурних ознак осадових чи магматичних порід. Очевидною є і можливість для більшості метаморфічних порід у загальних рисах визначити їхню первинну осадову чи магматичну еволюцію. Це є одним із свідчень значної рухливості земної кори.

Сфера метаморфізму перебуває між низькотемпературними умовами утворення осадових порід та високотемпературними умовами генерації магми внаслідок плавлення порід. Метаморфізм відбувається в разі суттєво твердого стану порід без (або за мінімальної) участі силікатних розплавів. Проте газова фаза (H_2O і CO_2) можуть відігравати дуже важливу роль у метаморфізмі.

Оскільки метаморфізм – це явище, властиве породам земної кори (метаморфічні породи мантії покищо практично недосяжні для спостережень), то він має певні межі, які залежать від фізичних умов, що визначають усю різноманітність метаморфічних порід. Геотермічний градієнт у земній корі дуже змінний, однак плавлення порід відбувається у випадку досягнення ними температури близько $1000^\circ C$ або й швидше. Цим наближено визначена верхня термічна межа існування метаморфічних порід. У деяких місцях товщина кори досягає 70 км, і верхнє значення тиску внизу такої колони порід становить близько 20 кбар. Співвідношення тиску й температури в будь-якому конкретному випадку метаморфізму залежить від локального геотермічного градієнту, а часто і від безпосередніх проявів магматизму.

Градієнти температури–тиску пов'язані зі специфікою умов земної кори. Якщо вдасться простежити послідовність змін мінерального складу і структури від первинних, незмінених порід, до повністю метаморфізованих, можна визначити і метаморфічні градієнти, тобто можна говорити про *ступені*, або *фації*, метаморфізму. Виділяють також декілька загальних типів метаморфізму, відповідно до умов його прояву, із властивими для них тисками і температурами. Основними є контактний та регіональний типи метаморфізму.

Контактний метаморфізм виявляється у змінах порід біля магматичних тіл. З наближенням до контакту з інтрузією метаморфічні зміни посилюються, ступінь метаморфізму зростає. Зону метаморфізму навколо інтрузивного тіла називають *контактним ореолом*. Зміни відбуваються не лише у вмісних породах (*екзоконтактний метаморфізм*), а й у крайових частинах інтрузій (*ендоконтактний метаморфізм*). Головними факторами за цієї відміни метаморфізму є високі температури і газові еманції разом з гідротермальними розчинами, що виділяються з магми. Гази і розчини, потрапляючи в тріщини і пори порід, взаємодіють з ними і спричиняють процеси метасоматозу, що зумовлює утворення нових мінералів. Біля магматичних розплавів температури досягають $1000^\circ C$ і більше. У разі такої термальної дії вапняки перетворюються в мармур, пісковики – у кварцити, а більшість глинистих порід – у *роговики*. Це породи з дрібнозернистою структурою і масивною текстурою. Вони складені новим комплексом мінералів, асоціація яких залежить від термодинамічних умов та складу вмісної породи. Крім того, гаряча лава на контакті оплавлює породи, проте переважно лише на перші сантиметри. Таку відміну метаморфізму називають *пірометаморфізмом*.

Контактно-метасоматичний метаморфізм є наслідком винесення одних компонентів і надходження інших. У цьому випадку утворюються нові мінеральні асоціації, розташовані у вигляді контактного ореола навколо магматичного тіла. Різні породи, в які вкорінюється магма, дають різні контактні утворення. Наприклад, у разі дії інтрузій на вапняки утворюються *скарни* – метаморфічні породи, складені переважно піроксеном, гранатом та іншими залізо-вапнистими мінералами. З ними пов'язані родовища дуже важливих корисних копалин: заліза, міді, вольфраму, цинку, рідкісних елементів та ін. Унаслідок магматичної дії на граніти та гнейси можуть утворитися *грейзени* – породи, складені кварцом і слюдою. З ними дуже часто пов'язані родовища каситериту (Sn), флюориту, топазів та ін.

У разі дії гарячих розчинів на основні та ультра основні породи утворюються серпентиніти, талькові та хлоритові сланці. Якщо газів і розчинів не можуть вийти на поверхню і діють у межах магматичного тіла на глибині,

то виникає *автометаморфізм*, тобто порода змінюється внаслідок власних еманцій. Тут відбуваються процеси *серпентинізації*, *хлоритизації*, *альбітизації* та ін. Дуже важливим у цьому випадку є збільшення об'єму нової породи (до 15%) з утворенням відповідних структурних форм у вмісних товщах.

Регіональний (динамотермальний) метаморфізм поширюється на великі площі (імовірно, тисячі кілометрів квадратних). Це найпростіший і найпоширеніший тип метаморфізму. Його іноді називають *метаморфізмом занурення*. На його частку припадає головна маса метаморфічних порід на Землі. Метаморфічні змінні захоплюють величезні товщі порід на значних площах. Загалом ступінь метаморфічного перетворення порід визначений усіма факторами – тиском, температурою та дією флюїдів. Деформації, які в цьому разі виявляються, створюють умови для розвитку орієнтованих структур (сланцюватих, смугастих) у новоутворених породах. Регіональний метаморфізм можливий внаслідок дії великих гранітоїдних інтрузій, проте основним фактором тут виступають прогресивні зміни, які прямо корелюються, за геологічними даними, із стратиграфічною глибиною занурення.

Звичайно регіональний метаморфізм тяжіє до складчастих областей різного віку. Найглибших змін зазнали скелі, виведені тепер на поверхню в межах давніх щитів: Українського, Балтійського, Канадського та ін. Такі ж метаморфічні породи є й у фундаменті давніх платформ. Складність процесів метаморфізму не дає змоги однозначно відповісти на питання про природу походження цих порід. Свого часу І.Д.Лукашевич, У.Грубенман, П.Ніглі та інші запропонували схему, згідно з якою для метаморфізму визначальна є глибина цих процесів, за нею виділені відповідні зони або пояси: для метаморфізму була глибина цих процесів з виділенням відповідних зон або пояси: епізону, мезозону та катазону. В *епізони* прояви метаморфізму порівняно слабкі. Вони відбуваються при поміркованих температурах та невеликих літостатичних тисках, однак тут можуть виявлятися значні стресові навантаження (односторонні тиски). *Мезозона* пов'язана з більшими глибинами, що передбачає вищі температури і тиски. У *катазоні* (нижній) дуже високі температури (на межі плавлення) і літостатичний тиск. Ці уявлення є досить схематичними і далеко не повністю відповідають розумінню всіх складнощів процесу метаморфічних перетворень. З огляду на це деякі вчені (В.М.Гольдшмідт та ін.) давно зазначали, що потрібно відійти від застарілих поглядів про виняткову роль глибини в процесах регіонального метаморфізму, оскільки цей процес значно складніший. У 1915 р. фінський учений П.Ескола запропонував поділ метаморфічних порід на фації за певними мінеральними асоціаціями, які свідчать про умови формування порід. Подальшими його дослідженнями, а також працями інших учених уточнено класифікації метаморфічних фацій, особливості їхнього поширення, приуроченість до них певних корисних копалин.

Залежно від співвідношень тисків і температур виділяють декілька фацій регіонального метаморфізму.

1. Низькотемпературні фації: низьких тисків – *фація зелених сланців*, високих тисків – *фація глаукофанових сланців* (глаукофан – лужний амфібол).

Температури тут порівняно невисокі і не перевищують 250°C, через що механічні процеси переважають над хімічними. У складі новоутворених мінералів є хлорити, серицит, тальк, які й утворюють відповідні породи – хлоритові, серицитові, талькові і філітові сланці, що формуються як з осадових, (*параметаморфічні*), так і з магматичних (*ортометаморфічні*) порід.

2. *Епідот-амфіболітова фація* розвивається при температурі від 250 до 400°C. Тут головними мінералами є епідот, альбіт, мікроклін, амфіболи, мусковіт, воластоніт та ін.

3. Середньотемпературна фація – *амфіболітові*. Її температурні межі – від 400 до 700°C. З низькими тисками пов'язана *фація кордієрит-амфіболітова*, середніми – *альмандин-амфіболітова*.

4. Високотемпературні фації (температура 700–1500°C, тиск близько 5 МПа) – це *гранулітова* (грануліти – глибокометаморфізовані породи кварц-польовошпатового складу з гранатами) й *еклогітова* (еклогіт – це глибокометаморфізовані піроксен-гранатові породи, які виражають найглибинніший метаморфізм за дуже високих тисків (20-30 кбар) і температура (понад 1500°C)).

5. Особливу стадію регіонального метаморфізму в глибоких зонах геосинклінальних областей, називають *ультраметаморфізмом*, або *гранітизацією*. Це найвищий ступінь метаморфізму, пов'язаний з дією усіх факторів у найбільших їхніх проявах – температури, тиску, дії глибинних флюїдів. Для цього процесу характерне повне (*палінгенез*) або часткове (*анатексис*) плавлення порід. Утворені розплави втискуються в товщі навколишніх порід унаслідок збільшення об'єму і підвищення тиску під час розплавлення, утворюючи специфічні породи – *мігматити*.

Під час гранітизації внаслідок плавлення зменшується в'язкість порід і на 14–15% збільшується їхній об'єм, це веде до того, що гарячі напіврозплавлені граніти на глибині 10–15 км під дією тектонічних зусиль та вагою перекривних товщ починають витікати з одних місць і переміщатися в інші. За таких умов вони формують гранітові (гранітогнейсові, мігматитові) куполи – глибинні діапіри, унаслідок їхнього формування деформуються навколишні породи, а також і ті, які складають купол, утворюючи дуже інтенсивно зім'яті товщі.

Зазначимо, що простежуються прояви метаморфізму, звичайно локальні, які є специфічними випадками зміни уламків порід, занурених у гарячу магму, особливо в базальтові лави, з високою температурою і низьким тиском. Це так званий *пірометаморфізм*. Тобто відбуваються процеси оплавлення, про які зазначено вище, проте внутрішня структура таких уламків (особливо більших) мало змінена.

Дислокаційний метаморфізм виявляється локально. Цим терміном називають породи, що розвинулись у зонах інтенсивних деформацій, зокрема, на межі двох геологічних тіл, що контактують. Близькі умови (високий тиск і низька температура) можуть виникнути і в разі складкоутворення. Такі умови формуються завдяки всебічному і стресовому (орієнтованому) розвитку тиску. У випадку дислокаційного метаморфізму відбуваються інтенсивні зміни текстури і частково мінерального складу породи. Тоді виникають *сланцеві текстури* – мінерали, розташовані паралельно довгим осям, що орієнтовані перпендикулярно до напрямку тиску. Це зумовлює розсланцювання породи на окремі, інколи дуже тоненькі плиточки з блискучими поверхнями, на яких представлені шаруваті силікати з досконалою спайністю.

Якщо ж дислокаційний метаморфізм виявляється з роздавлюванням порід (*катакlastичний метаморфізм*), то утворюються породи з брекчієвою та подібними текстурами.

Специфічним проявом метаморфізму є *діафторез*, або *регресивний метаморфізм*. Це сукупність процесів, пристосування високометаморфізованих порід до умов нижчих ступенів метаморфізму. Внаслідок тектонічних процесів підняття глибоко метаморфізовані породи опиняються в умовах значно нижчих тиску і температури, ніж ті, за яких вони утворилися. В цьому випадку низькотемпературний фактор накладається на високотемпературний, що веде до відповідної зміни мінеральних асоціацій. Новоутворені мінеральні комплекси будуть стійкі за нових тисків і температур. Отже, відбувається ніби зворотний, регресивний процес метаморфізму.

Одна з найхарактерніших ознак метаморфічних порід – їхня структура і текстура. Структура є відображенням особливих умов метаморфізму – росту

та взаємодії кристалів, які “виборюють” простір у суттєво твердому середовищі. Розміри кристалів, природа граней, досконалість їхнього розвитку визначені комплексом умов, пов’язаних з виникненням центрів кристалізації, дифузією іонів та поверхневою енергією кожної з граней щодор навколишнього прилеглого середовища. Отже, умови кристалізації в разі метаморфізму цілковито відрізняються від умов кристалізації в достатньо податливому просторі магматичного розплаву.

Для визначення метаморфічної породи, крім мінеральних асоціацій, дуже важливе значення має *структура і текстура*.

У метаморфічних породах виділяють такі структури: кристалобластичні, катакlastичні і реліктові.

У *кристалобластичних* структурах окремі зерна мінералів мають характерну кристалічну форму (ідіоморфні кристали), вони розвиваються у порівняно малоущільненому просторі глибинного палінгенезу.

У *катакlastичних* структурах частина породотворних мінералів ніби роздавлена, подрібнена, вона не зберегла своїх первинних кристалічних форм.

Для *реліктових* структур лише частково збережені деякі фрагменти первісних зерен – релікти, тобто ознаки тієї структури, яка була властива вихідній породі. Головна ж маса повністю змінена.

Для всіх цих груп структур виділяють, крім того, окремі типи і відміни.

Серед текстур метаморфічних порід вирізняють дві основні групи: *реліктові* і власне *метаморфічні*.

Власне *метаморфічні* структури виникають уже на стадії формування метаморфічної породи, тобто при метаморфізмі. До цих текстур належать *масивні, плямисті, смугасті, сланцюваті* та ін. Для масивних текстур звичайною є наявність зерен, близьких за розмірами, і, відповідно, текстуру називають рінормнозернистою (мармур). У плямистих текстурах мінерали концентруючись утворюють темніші або ясніші плями в породі (мігматит). Зерна мінералів, концентруючись паралельними смугами, формують смугасту, або гнейсову, текстуру (характерна для гнейсів). У сланцюватій текстурі видно неоднорідні субпаралельні, звичайно досить тонкі прошарки, які в перерізі утворюють смужки – сланцюватість.

Для багатьох метаморфічних порід характерні структури, а точніше – структури плинності. Вони виникають унаслідок поступового пристосування до тривалої дії тектонічних навантажень. Давні текстурні елементи, наприклад шаруватість, зминаються у складки різних масштабів, а внаслідок локалізованих сколових зусиль або проникної пластичної плинності розвиваються нові площинні структури – кліваж сланцюватості, сланцюватість і листуватість. У таких породах інтенсивно виявляється визначальна орієнтація кристалів мінералів.

Тектурні особливості порід можна визначати макроскопічно, без застосування мікроскопів, а структури – лише під мікроскопом у тонких зрізах порід – шліфах.

У загальному описі метаморфічних порід користуються певними термінологічними класифікаційними ознаками, більшість яких полягає в легкому розпізнаванні текстурних, мінералогічних, а отже і хімічних критеріїв.

За текстурними ознаками серед метаморфічних порід виділяють такі типи: *аспідні сланці, метаморфічні та кристалічні сланці, гнейси, грануліти, роговики*.

Аспідні сланці – це тонкозернисті породи гомогенного слюдистого мінерального складу з однією довершеною системою сланцюватості кліважу (здатність розколюватися на тоненькі пластинки), яка орієнтована незалежно до поверхні нашарування.

Метаморфічні та кристалічні сланці – грубозернисті породи, здатні ділитися на пластини з однією або кількома поверхнями сланцюватості. У цьому разі на головній поверхні виявляється також видовженість зерен,

паралельна до осей мікроскладок. *Філіти* за своїми характеристиками є між аспідними та кристалічними сланцями.

Гнейси – це грубозернисті збагачені польовим шпатом породи, що мають товстолисту текстуру з характерними хвилястими субпаралельними прошарками слюди або рогової обманки

Грануліти – плосколистуваті безслюдисті породи, складені мінеральними асоціаціями високотемпературної генези: кварц–польовий шпат–гранат і гранат–піроксен–польовий шпат.

Роговики – тонкозернисті породи без слідів кліважу та сланцюватості, складені щільним неорієнтованим агрегатом ізометричних зерен. Іноді наявні порфіробласти деяких мінералів – андалузиту, кордієриту, біотиту.

Крім того, наведені вище назви скель можна уточнювати певними визначеннями, що будуть характеризувати мінеральний чи хімічний склад. Зокрема, визначаючи породу як метапелітовий роговик, ми розуміємо суттєво глиноземисту відміну, що утворилася під час контактового метаморфізму з вихідних глинистих сланців. Сланці такого тому можна точніше характеризувати назвами, що охоплюють поняття мінерального складу: андалузит-кордієритові роговики або альмандин-кіанітово-слюдисті (кристалічні) сланці. Використовують також деякі загальноприйняті спеціальні назви скель специфічного складу, як, наприклад, *мармур*, що є переважно агрегатом перекристалізованих зерен кальциту або доломіту різного походження.

Кварцити складені практично із перекристалізованих зерен кварцу. *Амфіболіти* – роговообманково-плагіоклазові породи. *Скарни*, або *тактити*, – це карбонатно-магнезіальні силікатні породи, що виникають на контакті переважно кислих магматичних порід (гранітів) з вапняками або доломітами. Порода складена гранатом (ряд grosуляр–андрадит), піроксеном і деяких інших вапнисто-залізистих силікатів. Дуже характерним мінералом в них є *воластоніт*. У формуванні цих порід велику роль відіграють магматичні гарячі гази і розчини.

У певному розумінні також зручно групувати скелі (породи) за їхньою генезою, надаючи їм відповідні назви. Наприклад, усі метаморфізовані базальти можна назвати *метабазальтами*. Близьке значення будуть мати *метаандезити* та ін.

Маючи на увазі вихідні породи, з яких утворилися метаморфічні, часто застосовують означення *пара-* для первинно осадових порід і *орто-* для метаморфізованих магматичних утворень, наприклад, *ортогнейси*, *парагнейси*; для загального визначення – орто- і парাপороди.

Головні структурні елементи земної кори: платформи і геосинкліналі

Складність розвитку земної кори пов'язана з циклічністю та незворотністю багатьох процесів, що в цілому засвідчує спіральність становлення її головних структурних елементів, до яких належать геосинкліналі, орогени і платформи (кратони).

Геосинкліналі (утворюють геосинклінальні пояси), – це найважливіші елементи земної кори, на яких у пізніші історичні етапи формувалися інші геоструктури. Розвиток геосинкліналей пов'язаний з глибинними розломами, що і визначає їхню лінійну витягнутість. Упродовж усієї історії розвитку земної кори геосинкліналі виникали, розвивались і замикались. На їхньому місці утворювались гірські споруди. А потім і платформи. Фундамент усіх платформ складчастий. Нерідко окремі частини платформ були втягнуті в нові, повторні геосинклінальні процеси. Це особливо стосується крайових частин кратонізованих площ.

Учення про геосинкліналі зародилося майже півтора століття тому (Дж. Хол, Дж. Дена, Бертран, Е. Ог, Г. Штілле) й успішно розвивалося практично до сьогодення. Намагання повністю підмінити вчення про геосинкліналі так

званою новою глобальною тектонікою повного успіху не мало. Актуальними є погляди, які передбачають поєднання нових матеріалів з глибокими дослідженнями видатних геологів минулого, і побудова на цих засадах нових концепцій розвитку геоструктур земної кори.

Під геосинкліналями розуміють наймобільніші ділянки земної кори, де найактивніше виявляються різноманітні тектонічні рухи. Геосинклінали мають такі ознаки:

1). Значні потужності комплексів осадових скельних порід (10–15 км для одного тектонічного циклу) з великими градієнтами (зміна товщини шарів на одиницю довжини) потужності шарів впоперек простяганню геосинклінали, тобто зміни можуть відбуватися швидко і різко;

2) широкий розвиток магматичних процесів – як інтрузивних, так і ефузивних. Це свідчить про значну роздрібненість та високу проникність тут земної кори, а також про існування магмопідвідних каналів, якими можуть бути розломи.

3) прояви усіх типів метаморфізму;

4) підвищений геотермічний градієнт;

5) певний набір формацій, які характерні для різних етапів розвитку геосинклінали;

6) характер тектонічних рухів: інтенсивне занурення на ранніх етапах розвитку, розвиток складчастості і підняття складчастої системи на завершальному етапі. Як наслідок – формування гірської споруди.

В історії розвитку земної кори виділяють декілька головних етапів складко- та горотворення. Неодноразово ці процеси відбувалися в докембрійському часі, що призвело до повної зміни, метаморфізації та часткового переплавлення найдавніших порід архею і протерозою. Найвідомішою і достатньо поширеною в межах України є складчастість у докембрії, яку називають *байкальською*. Вона виявилася наприкінці протерозою (пізньорифейський час) і закінчилася на початку кембрію. Досить відомою в планетарному масштабі виступає так звана *альгонкська епоха складчастості*, яка розділила архей та протерозой. Її прояви достатньо повно відображені як на американському континенті, так і на європейському.

Кожна епоха складчастості мала декілька фаз, які звичайно виявлялися в різних місцях і дещо зміщені в часі. Для неогену (фанерозой) виділяють такі чотири головні епохи складчастості: каледонську, герцинську (варіську), мезозойську (кімерійську), або тихоокеанську і альпійську.

Каледонська складчастість пов'язана з раннім і частково середнім палеозоєм. Найінтенсивніше вона виявилася наприкінці силуру. В цей час сформувалися складки Скандинавських гір, Шотландії й Уельсу, північні дуги Тянь-Шаню та ін. У деяких районах простежено і раніші прояви складчастості: наприкінці кембрію–на початку ордовіку – *салаїрська (ранньокаледонська) фаза*, між ордовіком і силуром – *таконська фаза*.

Герцинська (варіська) складчастість була найінтенсивнішою в пізньому палеозої (карбон–перм), захопивши величезні простори Європи і більшу частину Центральної Азії. З нею пов'язують складчастість Донецького кряжу, Уральських гір, південних дуг Тянь-Шаню та інших складчастих споруд.

Мезозойська (кімерійська) або тихоокеанська складчастість виявилася головню чином в юрському періоді і, частково, в крейдовому. З нею пов'язане формування складчастості в межах азійської частини Тихоокеанського поясу – північний схід Сибіру та Далекого Сходу. На Україні її прояви відомі в Гірському Криму, складчастому фундаменті Степового Криму, де юрські відклади зім'яті в складки і метаморфізовані до філітової стадії.

Альпійська складчастість є наймолодшою і виявилася в кайнозої. В цей час формувалися Альпи, Апенніни, Карпати, Кавказ та інші гірські складчасті системи. Терени розвитку альпійської складчастості представлені рядами гірських хребтів та глибоких депресій. Для цих територій характерні сильні

землетруси і місцями активний вулканізм. Це свідчить про сучасну активність тектонічних процесів, тобто активний етап горотворення.

Складчасті області за віком називають згідно з назвами епох чи фаз складчастості, що їх сформували. Наприклад, області каледонської, байкальської складчастості, альпід та ін. За фазами складчастості визначають прояви салаїрської чи таконської складчастості, австрійську фазу тектогенезу та ін.

Платформами називають порівняно стійкі ділянки земної кори, що виникли на місці консолідованих складчастих споруд. За часом утворення виокремлюють *давні* і *молоді* платформи. Для давніх платформ характерною ознакою є чітко виражена двоповерхова тектонічна структура: перший структурно-тектонічний поверх представлений складно побудованим складчасто-метаморфічним кристалічним фундаментом архейсько-ранньопротерозойського віку, другий – це чохол платформи, представлений комплексами фанерозойських осадових утворень порівняно невеликої товщини (у занурених ділянках до 10–12 км) з доволі простою тектонічною будовою (горизонтальне і субгоризонтальне залягання шарів та незначна їхня порушеність). Нема значних проявів магматичної діяльності. Це великі переважно рівнинні ділянки земної кори неправильної кутастої форми. Така конфігурація зумовлена обмеженням території платформ різноспрямованими зонами випрямлених ділянок глибинних розломів, які відокремлюють платформи від суміжних геосинкліналей та орогенних областей.

Для молодих платформ різко відмінною є структура фундаменту. Фундамент сформований складно дислокованими комплексами різновікових утворень – від пізньодокембрійських до мезозойських включно. Отже, на відміну від кристалічного для давніх платформ, тут фундамент (нижній структурно-тектонічний поверх) є складчастою спорудою, його називають складчастим фундаментом. Відмінна і конфігурація молодих платформ. Ці платформи звичайно неправильних обрисів і ніби охоплюють з різних боків давні платформи. Назви їм дають територіально з уточненням віку. Наприклад із заходу до Східноєвропейської платформи прилягає молода Західноєвропейська платформа байкальсько-герцинського часу утворення. Це означає, що її складчастий фундамент утворений структурами байкальського, каледонського та герцинського циклів тектогенезу, і лише після цього відбулась кратонізація території. Тому названо її за останньою герцинською орогенією – герцинська Західноєвропейська платформа.

Як найяскравіший приклад давніх платформ наведемо характерні особливості геологічної будови давніх Східноєвропейської та Сибірської платформ.

1. У їхній будові виділяють два головні структурно-тектонічні поверхи – нижній і верхній. *Нижній* сформувався внаслідок консолідації доплатформних геосинклінальних утворень та складений дуже інтенсивно дислокованими і метаморфізованими скельними породами, що пронизані численними інтрузіями та розбиті розломами. Його називають *кристалічним фундаментом* платформи, її *цоколем*. *Верхній* – це осадовий плащ (чохол, покрив) платформи. Складений він шарами осадових порід, що порівняно спокійно залягають. В окремих регіонах фундамент виходить на денну поверхню або безпосередньо під кайнозойські утворення. Такі ділянки платформ називають *щитами* (Канадський щит Північно-Американської платформи, Український і Балтійський Східноєвропейської, Алданський Сибірської та ін). Ділянки платформ, де фундамент занурений на глибину і перекритий комплексами осадових порід значної товщини, називають *плитами* (наприклад, Скіфська плита Східноєвропейської платформи).

2. Порівняно незначна амплітуда вертикальних коливань земної кори з градієнтом, на порядок меншим, ніж у геосинклінальних областях. Такого типу рухи (одного знака) захоплюють великі території. З ними пов'язані великі морські трансгресії і регресії.

3. Осадіві формації платформ поділяють на два типи: континентальні і морські. В початкові етапи формування осадового плаща простежувалися дельтові, лагунні та озерні осади – сіроколірні піщано-глинисті утворення, нерідко вугле- (для молодих платформ) або гіпсоносні. Вони утворюють так звану *базальну лагунно-континентальну формацію*. Подальший розвиток трансгресії моря привів уже до утворення мілководних піскуватих та піскувато-глинистих відкладів *нижньої, або трансгресивної морської теригенної формації*, а подальший процес прогинання – до утворення карбонатної платформної формації. До цієї формації належать потужні товщі писальної крейди та мергелів крейдового віку на Східноєвропейській платформі. Наступна стадія пов'язана з відступом і обмілінням моря: в умовах аридного клімату нагромаджувалися мілководні морські та континентально-лагунні відклади – піски, глини, мергелі, черепашкові вапняки, гіпси, солі. Це так звана *євапоритова червоноколірна формація*. В гумідних областях нерідко розвивалася *паралічна вугленосна формація*, складена сірими глинами, пісковиками, з прошарками вапняків та вугілля.

Після регресивного циклу на платформах усталився континентальний режим, і формаційний ряд завершився рядом континентальних формацій. Головне місце серед них посідають за умов аридного клімату – *червоноколірна теригенна континентальна формація*, а за умов гумідного – *каолін-кварцово-піщана*. В особливу групу виділяють *покривно-льодовикову формацію*.

4. Потужність осадового плаща платформ порівняно невелика і становить 2–5 км, і лише в окремих депресіях тривалого розвитку вона зростає до 8–10 км і більше.

5. Тектоніку осадової товщі характеризує полого та субгоризонтальне залягання шарів, яке в окремих місцях ускладнене пологими ізольованими складками або групами складок (переривчаста складчастість). Найбільшими платформними структурними елементами з достатньо повно розвинутим плитним комплексом осадових товщ є *синеклізи*. Це великі за площею пологі депресії (улоговини) ізометричної, рідше видовженої конфігурації. Їхні осьові розміри можуть досягати сотень і навіть тисяч кілометрів з відповідною площею. Падіння шарів тут дуже полого – перші метри на кілометр. Наприклад, це Українська крейдова синекліза (Дніпровсько-Донецька западина по відкладах крейдової системи), Московська синекліза з поперечником близько 1300 км.

Великі платформні підняття називають *антеклізами*, наприклад, Воронізька антекліза Східноєвропейської платформи. Крім цих структур, у будові платформ виділяють жолобоподібні лінійно орієнтовані тектонічні депресії, обмежені по довжині глибинними розломами. Вони простягаються на сотні кілометрів за ширини від десятків до 200 км. За пропозицією академіка М.С.Шатського ці депресії названо *авлакогенами*. В них відзначена вища тектонічна активність, значніші потужності осадових комплексів, своєрідна тектоніка. Наприклад, Дніпровсько-Донецька западина в часі від девону до юрибула авлакогеном. На неї накладена крейдова синекліза. Переважний розвиток авлакогенів приурочений до початкового етапу формування платформ і його навіть виділяють як окремий *авлакогеновий етап*. Розрізняють також крайові *перикратонні прогини*, що розташовані на периферії платформ і межують з суміжними геосинклінальними поясами, наприклад, Балтійсько-Прутський складний перикратонний прогин на південному заході Східноєвропейської платформи, Прикаспійську западину з потужними (до 20 км) осадовими комплексами теж можна трактувати як своєрідне перикратонне занурення краю цієї платформи. Дрібніші структурні складчасті форми представлені валами, брахіантикліналями і брахисинкліналями, куполами, мульдами та флексурами. Значне поширення мають соляні куполи в Дніпровсько-Донецькій та Прикаспійській западинах.

б. Прояви магматизму не характерні і пов'язані лиш з тектонічно активними зонами вздовж великих розломів. Вони виражені тріщинними виливами переважно основної базальтової лави, а також утвореннями трубок вибуху (залишки вивідних каналів давніх вулканів). Водночас простежуються і пластові інтрузії – сили і дайки основного складу. Такі платформні комплекси об'єднують загальною назвою *трапи*, наприклад, трапи Індостанської та Сибірської платформ. Магматизм на платформах виявляється переважно на початкових стадіях становлення (авлакогенний етап), або під час горотворення в суміжних геосинкліналях.

Вік платформ визначається відношенням віку складчастого або кристалічного фундаменту (який визначають за часом закінчення геосинклінального розвитку) з віком початку розвитку осадового плаща. За цією характеристикою виділяють *давні* та *молоді платформи*. До давніх, або докембрійських, належать платформи, фундамент яких сформувався в докембрійському часі, – Східноєвропейська, Сибірська, Північноамериканська та ін. В їхніх межах фундамент інтенсивно зім'ятий, метаморфізований до високих стадій, містить велику кількість гранітних та інших інтрузій, через що його називають також кристалічним.

До молодих платформ належать геоструктури, вік складчастого фундаменту яких є байкальським (пізній рифей – середній кембрій), каледонським чи герцинським. Відповідно вони будуть називатися *епібайкальськими*, *епікаледонськими*, *епігерцинськими*.

Після закінчення етапу геосинклінального розвитку поверхня складчастої області зазнає інтенсивного денудування, зниження, вирівнюється її рельєф. В розвитку платформи виділяють два різко відмінні етапи з різною спрямованістю тектонічних рухів, а отже і тектонічних процесів, що з ними пов'язані. На першому етапі відбувається занурення, з огляду на що простежується морська трансгресія і нагромадження морських осадів. Це занурення пов'язане із суміжними геосинкліналями, однак дещо затримане в часі. Відбувається подрібнення фундаменту розривами і переміщення окремих брил. Водночас формуються синеклізи та переривчасті, нерідко коробчасті складки, які відображають блокові рухи кристалічного фундаменту. У разі переходу в пізніші стадії циклу спрямованість рухів на платформі інша. Опускання змінюються загальним підняттям з регресією моря. В окремих прогінах, частково або повністю відшнурованих від моря, нагромаджуються вугленосні (у гумідному кліматі) або соленосні (в аридному) відклади. Кожен тектонічний цикл завершується загальним підняттям платформи. На цьому етапі завершується формування платформної складчастості. Описана загальна схема спрямованого розвитку платформ у кожному тектонічному циклі може мати свої характерні особливості, які частково змінюють загальну тенденцію, ускладнюючи ті чи інші процеси. Проте головним напрямом еволюції земної кори з кінця докембрію було розширення площі платформ завдяки геосинкліналям, тобто розширення платформ і зменшення геосинкліналей.

Орогени – це гірські складчасті споруди, які виникли на місці геосинкліналей. Вони сформувалися внаслідок дії орогенічних тектонічних рухів достатньо швидко, епізодично (орогенічні фази). Головним наслідком орогенічних рухів є складкоутворення, яке змінюється загальним підняттям – гороутворенням.

Епіплатформні орогенні пояси є специфічними структурами післяплатформного розвитку деяких регіонів. До них належать системи гірського поясу Центральної Азії: Тянь-Шань, Алтай, Саяни та ін. Ці сучасні високогірні гірські споруди виникли не безпосередньо після формування та підняття складчастих геосинклінальних систем, а на місці вже сформованої платформи. Яскравим прикладом є Тянь-Шань, північна частина якого перетворена в платформу вже в післякаледонський час (*епікаледонська платформа*), а південна – у післягерцинський. Упродовж мезозою та

палеогену ця територія зазнала інтенсивних процесів денудації, які вирівняли рельєф. Проте в неогені та четвертинному періоді тут значно активізувались, тектонічні рухи – відбулися підняття та прогинання земної кори. На цьому місці сформувався високогірний рельєф сучасного Тянь-Шаню, де найвищі підняття чергуються з глибокими депресіями. Загальний розмах тектонічних рухів за цей час перевершив 10 км. На вершинах гір збереглися поверхні у формі склепінь, тоді як у прогинах простежуються зворотні форми. Виникли ніби велетенські хвилеподібні складки. Водночас системами глибоких розломів гірські хребти відділені від западин, земна кора розділена на окремі блоки, які переміщуються з різними швидкостями або в різних напрямках. Переважають вертикальні рухи. Поєднання блокових рухів та хвилеподібних вигинів створює своєрідну брилово-хвилясту структуру, що дуже характерна для гір Тянь-Шаню. В Алтайській гірській системі переважають брилові структури, які є проявом вищого ступеня консолідації фундаменту.

Отже, за геологічною будовою *гірські споруди* можуть бути складчастими, брилово-хвилястими та бриловими. Останні два типи розглядають як *епіплатформні оргенні пояси*.

Причини тектонічних рухів

Про рухи земної поверхні було відомо ще в античні часи. Тоді ж люди замислились над проблемою їхнього виникнення: яке їхнє підґрунтя, що приводить до вулканічної діяльності? Думки були різними, відомі і серйозні тодішні суперечки. Уже в Давній Греції одна група вчених бачила зміну поверхні землі як дію біжучих вод: розмивання її ріками, вливання вод у підземні карстові порожнини з подальшим провалом склепінь підземних печер, зміни рівня моря, а інша – як діяльність підземного вогню. Перший напрям назвали *нептунізмом*, другий – *плутонізмом* (Нептун у грецькій міфології – бог моря, Плутон – бог підземного вогню). Останнім представником нептунізму був засновник наукової геології німецький природодослідник А.Г.Вернер. У другій половині XVIII ст. розвивинулася нова гіпотеза – гіпотеза підняття, якою намагалися логічніше пояснити рухи та деформації земної кори і магматизм. Саме це стало силою, яка зруйнувала підвалини нептуністичної гіпотези. Апологети цієї гіпотези вважали, що причиною підняття є розтоплена магма, яка, піднімаючись з глибин, спричинює відповідні рухи, а іноді і виливається на поверхню. Складчастість – це вторинне явище, спричинюване розсувом унаслідок вкорінення магми, а також сповзання товщ порід зі схилів новоутворених підняття.

Подальші дослідження, особливо геологічне картування європейських вугільних басейнів, засвідчили, що прямого зв'язку між магматизмом та складчастістю нема. Це зумовило заміну гіпотези підняття новою *контракційною гіпотезою*, яка поширилася з 30-х років XIX ст. Її запропонував француз Л. Елі де Бомон.

Контракційна гіпотеза ґрунтувалася на тому, що первісний стан Землі був вогненно-рідкий. Поступове її охолодження від зовнішніх частин привело до формування твердої земної кори. Подальше вистигання планети в цілому зумовило до зменшення її об'єму, а отже і площі земної кори, що, відповідно спричинило морщення. Унаслідок цього утворилися складки і складчасті пояси. Спочатку гіпотезою важко було пояснити локалізацію цих структур у певних зонах, однак поява вчення про геосинкліналі полегшила відповідь на це запитання: виповнені осадами геосинкліналі і формують такі зони. Аж до початку XX ст. на підставі цієї гіпотези успішно розвивалася тектоніка як наука.

З початком XX ст. наука розвивалася, і гіпотезу Канта-Лапласа замінила інша, згідно з якою Земля сформувалася внаслідок конденсації й ущільнення холодної газо-пилової хмари. Сконденсована речовина внаслідок розігрівання, зокрема й радіоактивного розпаду, була частково розплавлена і розвивалася як планетарне космічне тіло. Наприкінці XIX – на початку XX ст.

геологи виявили величезні насуви – напи – в складчастих областях, що можна було пояснити лише надзвичайно великим зменшенням поверхні земної кори за достатньо короткий час. Такі процеси з погляду контракційної гіпотези виявились неможливі. Це стало причиною відходу багатьох учених від цієї гіпотези, спонукало їх вдатися до пошуку нових пояснень глобальної тектоніки.

Так була висунута гіпотеза значного розширення Землі (Хільгенберг, 1933), якою дуже вдало пояснили утворення молодих океанів унаслідок розтріскування суцільної континентальної кори, однак не могли пояснити процесу “закриття” давніх океанів і формування на їхньому місці складчастих систем. Проте цією гіпотезою зовсім не могли пояснити, внаслідок яких процесів так збільшився об’єм Землі.

Середина ХХ ст., ознаменувалася боротьбою концепцій *мобілізму* і *фіксизму*. Мобілізм сформулював німецький геофізик Альфред Вегенер (1912). Прибічники цієї концепції допускали можливість переміщення на дуже значні відстані (тисячі кілометрів) великих материкових брил. Прихильники фіксизму вважали неможливим відшарування кори чи літосфери від підстильної мантії, тобто континенти повинні були займати фіксоване положення (звідси і назва фіксизм).

Згідно з гіпотезою, яку сформулював Вегенер – *гіпотеза дрейфу (переміщення) материків*, – усі материки на початку мезозою утворювали єдиний материк Панею. В юрському періоді цей материк почав розпадатися унаслідок чого виокремились сучасні континенти, а в розсувах між ними виникли молоді океани. Підставою для цієї гіпотези стала подібність обрисів материків, які розділені тепер Атлантичним океаном.

У середині ХХ ст. на якийсь час цю гіпотезу забули, проте знову відродили як тектоніку літосферних плит у 60-х роках. Основою для цього послугували відкриття після Другої світової війни, а саме: підтвердилось існування астеносфери; було відкрито світову систему океанських хребтів з центральними рифтовими долинами; доведено різку відмінність у будові океанської і континентальної кори; відкрито смугасті магнітні аномалії в океанах; виявлено зменшення товщини осадового шару в напрямі до осей хребтів; відкрито *палеомагнетизм*, тобто збереження породами орієнтації магнетичного поля часу їхнього утворення.

На підставі цих відкриттів у 1961–1962 роках американські вчені Г.Хес (геолог) та Р.Дітц (геофізик) висловили з гіпотезу про утворення океанів під час розсування континентів унаслідок розширення рифтів, розвинутих у центральних частинах підводних серединно-океанських хребтів, де зароджується нова кора океану. Цю гіпотезу назвали *гіпотезою спредингу*, або розширення океанського ложа. Подальші дослідження та відкриття дали змогу сформулювати 1968 р. гіпотезу, яка отримала назву *нової глобальної тектоніки*, або *тектоніки літосферних плит*. Унаслідок підтвердження головних положень цієї гіпотези результатами багатьох досліджень, у тому числі глибоководним бурінням, сьогодні вона є провідною і першою в історії геології *науковою теорією*. І хоча не всі її положення абсолютна істина, проте пояснення нею тектонічного життя Землі є достатньо аргументованими.

На початку гіпотеза найповніше пояснювала походження океанів, де вік земної кори не перевищував 160 млн. років, тобто не яким було, чи працював плитний механізм до того часу –впродовж попередніх 4 млрд. років. Це питання вирішили подібністю офіолітових комплексів складчастих систем континентів з характером речовинного складу кори сучасних океанів. Тобто було з’ясовано, що континентальна кора виникла з океанської внаслідок геосинклінального процесу. А оскільки офіоліти і породи, пов’язані з метаморфізмом високого тиску, відомі з початку пізнього докембрію, то можна обґрунтовано твердити, що дія тектоніки плит триває ось уже понад 1,5 млрд. років історії Землі. Очевидно, ми можемо припустити, що

якась специфічна форма цього механізму діяла на ранніх стадіях розвитку Землі, починаючи з архейської ери, а подібної до сучасного – з протерозою.

Механізм переміщення літосферних плит пов'язаний з конвекцією в мантії. Проте його конкретні форми неясні й породжують певні дискусії. Дискусійне і питання про джерело внутрішнього тепла Землі, а також деякі інші, зокрема занурення і поглинання кори (її субдукції). Вірогідно, можливе і деяке зменшення розмірів Землі внаслідок зменшення запасів природних радіоактивних елементів і темпу гравітаційної диференціації. Тобто є зерно істини і в контракційній гіпотезі. Подальший розвиток цієї теорії, очевидно, допоможе відповісти на багато нез'ясованих питань, і буде сформульована нова теорія глобального тектогенезу з охопленням елементів давніших тектонічних гіпотез.

Тепер розглянемо безпосередньо деформації земної кори та їхні причин. Джерелом горизонтальних рухів, згідно з тектонікою літосферних плит, є конвективні потоки в мантії. Їхній рух спрямований у боки від серединно-океанських хребтів, а також континентальних рифтів і назустріч один одному в зонах глибоководних жолобів і місцях зіткнення континентальних плит. Цей рух відбувається зі швидкістю до 20 смантиметрів за рік. Короткочасні горизонтальні рухи, які відбуваються лише в приповерхневих (до 1 км) зонах, зумовлені дією гравітаційних сил. Це, по суті, великі осуви. У цьому випадку нахил, необхідний для прояву гравітації, створюється підняттями, тобто вертикальними рухами. Причини цих рухів можуть бути різними. Це виплавлення і підймання з астеносфери порівняно легких мас, а також розігрівання літосфери над мантійними гарячими струменями. Занурення кори в океанах пов'язане з поступовим охолодженням літосфери в разі її віддалення від осі спредингу і досягає максимальних значень у зонах глибоководних жолобів. Наслідком цих глибоких занурень можуть бути процеси метаморфізму і гранітоутворення, що, відповідно, сприяє збільшенню товщини легкої континентальної кори (гранітно-метаморфічного шару) і його поступовому ізостатичному впливанню, а це веде до розвитку первинних (епігеосинклінальних) гірських споруд. Відроджені гори формуються під впливом вертикальних піднять, що є наслідком зіткнення континентальних плит. Цей процес супроводжується збільшенням теплового потоку, підняттям астеносфери і зростанням піднять. Наступна денудація і зменшення загальної ваги гірської споруди спричиняє її ізостатичне підняття, а нагромадження осадових у прогинах – опускання. Склепінневі частини піднять зазнають розтягу з утворенням грабенів і рифтів, відбувається опускання їхніх донних частин і розходження країв. Тобто в природі простежуються часті поєднання і взаємопереходи горизонтальних рухів у вертикальні, і навпаки. Найінтенсивніші тектонічні деформації з утворенням лінійної складчастості, насувів, шар'яжів пов'язані зі стискними зусиллями, що виникають під час зіткнення плит.

У платформних умовах утворення пологих брахіскладок і флексур на межах піднятих і опущених ділянок пов'язане з нерівномірними блоковими рухами кристалічного фундаменту. Під час нагрівання відбуваються підняття, а під час охолодження – занурення. У разі такого нагрівання виникають сприятливі умови для впливання з-під слабо метаморфізованих відкладів метаморфічних діапірів – гранітогнейсових куполів і валів. Розтяги, що в цьому випадку виникають, супроводжуються утворенням скидів, системи яких формують мережу платформних і крайових авлакогенів.

Планетарна система глибинних розломів і тріщин формується внаслідок розрядження напружень, що виникають під час перебудови фігури Землі в разі зміни швидкості її обертання.

Отже, механізми деформації земної кори досить різні, проте головними факторами, які зумовлюють їхній прояв є взаємодія нагромадження радіоактивного тепла в надрах Землі і гравітаційна диференціація мантійної речовини за її щільністю. Тобто відбувається порушення рівноваги мас порід

у разі теплового розширення та поліморфних переходів речовини з одного стану в інший, яке урівноважує дія сили тяжіння (гравітації).

Екзогенні процеси – це підсумкова дія внутрішньоземних факторів (магматизм, тектонічні підняття) з зовнішніми (припливом сонячної енергії).

Дуже важливий чинник тут – жива матерія, яка є ніби посередником у засвоєнні й переданні сонячної енергії земним шарам у різній формі (утворення горючих копалин, процеси біогенного руйнування мінералів і скель). Фактично услід за академіком Володимиром Івановичем Вернадським ми можемо констатувати, що вся речовина земної кори пройшла через біосферу. Це підтверджує аналіз осадових порід, які формувалися ніби в органічному “виварі”. Задаймо собі питання: скільки органічної (біогенної) речовини відмерло і зруйнувалося, перш, ніж відклався в морському басейні шар осадів товщиною, скажімо, 1 см. А якщо ми станемо на позицію уявлень плитової тектоніки (занурення океанської кори в мантію), то, очевидно, що і частина верхньої мантії безперечно зазнала впливу біосфери.

Список рекомендованої літератури

1. *Іванова М.Ф.* Общая геология с основами исторической геологии. М.: Высшая школа, 1980. С. 439.
2. *Ковальчук І.О.* Лабораторний практикум із загальної геології. Львів, 1997.
3. *Куровець М., Гунька Н.* Основи геології. Львів, 1997. С. 795.
4. *Мильничук В.С., Арабаджи М.С.* Общая геология. М.: Недра, 1989.
5. *Якушова А.Ф.* Геология с элементами геоморфологии. М.: Изд-во Москов. ун-та, 1983.
6. *Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.И.* Общая геология. М.: Изд-во Москов. ун-та, 1988.
7. ЗЕМЛЯ. Введение в общую геологию. М.: Мир, 1974. Т. 1, 2.

Зміст

Передмова

I. Вступ.

Предмет вивчення. Короткий історичний огляд розвитку геологічних знань. Геологічні науки та їх методи. Завдання геології. Будова Землі.

II. Речовинний склад земної кори. Мінерали та гірські породи. Атмосфера, гідросфера та біосфера.

III. Вік Землі. Геологічна хронологія. Абсолютна геохронологія.

IV. Геологічні процеси та їх роль у формуванні земної кори.

Екзогенні процеси.

1. Вивітрювання.
2. Геологічна діяльність вітру. Еоловий рельєф.
3. Геологічна діяльність поверхневих біжучих вод. Ерозійно-аккумулятивний рельєф.
4. Діяльність підземних вод та їх рельєфоутворююче значення. Карст. Осуви.
5. Льодовики та форми льодовикового і водно-льодовикового рельєфу. Четвертинне зледеніння.
6. Геологічна діяльність моря. Морфологія дна морів і океанів.
7. Геологічна роль озер і боліт. Геологічні процеси в районах поширення багатолітньої мерзлоти.

Ендогенні процеси.

1. Рухи земної кори та їх рельєфоутворююча роль. Тектонічні і нетектонічні деформації гірських порід.
2. Землетруси та методи їх вивчення.
3. Магматизм. Ефузивний та інтрузивний магматизм.
4. Метаморфізм.
5. Основні структурні елементи земної кори: платформи і геосинкліналі.
6. Про причини тектонічних рухів в історії Землі

Смішко Роман Маркіянович.

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

Навчальний посібник

Редактор М. М. Мартиняк-Жовтанецька
Технічний редактор
Коректор

Підп. до друку . Формат 60 x 84/16. Папір друк. Друк на різогр.
Гарнітура Times New Roman.
Умовн. друк арк. Обл.-вид. арк. Тираж 500. Зам.
Видавничий центр Львівського національного університету імені Івана
Франка.
79000 Львів, вул. Дорошенка, 41

Екзаменаційні питання ГЛХ

1. Об'єкти дослідження геології та основні геологічні дисципліни
2. Розвиток геологічних знань
3. Будова Землі. Оболонки та ядро Землі.
4. Будова земної кори та основні її типи.
5. Речовинний склад земної кори. Породи і мінерали.
6. Хімічний склад земної кори.
7. Мінерали та їх фізичні властивості.
8. Гірські породи та їх типи.
9. Магматичні породи. Ефузивні утворення.
10. Інтрузивні породи та особливості їх утворення.
11. Вулканокластичні породи.
12. Осадкові породи та їх типи.
13. Геологічна хронологія. Абсолютне літочислення.
14. Геологічні процеси і їх роль у формуванні земної кори.
15. Екзогенні процеси.
16. Вивітрювання. Кори вивітрювання.
17. Геологічна діяльність вітру. Еоловий рельєф.
18. Геологічна діяльність поверхневих біжучих вод.
19. Геологічна діяльність рік. Тераси та їх формування.
20. Геологічна діяльність підземних вод.
21. Карст та умови його утворення. Осуви.
22. Льодовики та їх типи. Діяльність льодовиків.
23. Форми льодовикового та водно-льодовикового рельєфу.
24. Світовий океан. Морфологія його дна.
25. Геологічна діяльність моря. Типи морів.
26. Осади різних зон Світового океану.
27. Діагенез морських осадів.
28. Геологічні осадкові фації.
29. Геологічна роль озер та боліт. Вугілля.
30. Утворення та форми залягання осадкових порід.
31. Тектонічні рухи.
32. Утворення складок. Їх типи та основні елементи.
33. Розривні деформації та їх класифікація. Системи розривних порушень.
34. Землетруси та методи їх вивчення.
35. Вулкани. Ефузивний магматизм.
36. Інтрузії та їх класифікація.
37. Інтрузивні породи.
38. Метаморфізм та метаморфічні породи.

з протоколу № 3/6
засідання Вченої Ради геологічного факультету Львівського
національного університету імені Івана Франка
від 10 червня 2003 р.

СЛУХАЛИ: завідувача кафедри загальної геології проф. Сіворонова А.О. про рекомендацію до друку навчального посібника доц. Романа Маркіяновича Смішка “Геологія з основами геоморфології” згідно з рекомендацією кафедри загальної геології (протокол № 20 від 14. 03. 03).

УХВАЛИЛИ: рекомендувати навчальний посібник “Геологія з основами геоморфології” до друку і на розгляд Вченої Ради Університету.

**Голова Вченої Ради
геологічного факультету,
професор**

Лещух Р.Й.

Секретар Ради

Ціхонь С.І.

Витяг
з протоколу № 20 засідання кафедри загальної геології
від 14.03. 2003 року.

3. **СЛУХАЛИ:** про рекомендацію до друку навчального посібника “Геологія з основами геоморфології” (автор Р.М.Смішко).

УХВАЛИЛИ: рекомендувати до друку навчальний посібник Р.М.Смішка “Геологія з основами геоморфології” як своєчасний і такий, що відповідає навчальній програмі відповідного курсу.

Зав. кафедрою
загальної геології,
професор

А.О.Сіворо

нов

1. Куровець М., Гунька Н. Основи геології. Львів, 1997. С. 795.

Витяг

з протоколу № 3/6
засідання Вченої Ради геологічного факультету Львівського
національного університету імені Івана Франка
від 10 червня 2003 р.

СЛУХАЛИ: завідувача кафедри загальної геології проф. Сіворонова А.О. про рекомендацію до друку навчального посібника доц. Романа Маркіяновича Смішка “Геологія з основами геоморфології” згідно з рекомендацією кафедри загальної геології (протокол № 20 від 14. 03. 03).

УХВАЛИЛИ: рекомендувати навчальний посібник “Геологія з основами геоморфології” до друку і на розгляд Вченої Ради Університету.

**Голова Вченої Ради
геологічного факультету,
професор**

Лещух Р.Й.

Секретар Ради

Ціхонь С.І.

Витяг
з протоколу № 20 засідання кафедри загальної геології
від 14.03. 2003 року.

3. СЛУХАЛИ: про рекомендацію до друку навчального посібника “Геологія з основами геоморфології” (автор Р.М.Смішко).

УХВАЛИЛИ: рекомендувати до друку навчальний посібник Р.М.Смішка “Геологія з основами геоморфології” як своєчасний і такий, що відповідає навчальній програмі відповідного курсу.

Зав. кафедрою
загальної геології,
професор

А.О.Сіворо

НОВ