М. С. КОВАЛЬЧУК

ГЕОЛОГІЯ І ГЕОМОРФОЛОГІЯ (ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ)

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Національний авіаційний університет

М. С. Ковальчук

ГЕОЛОГІЯ І ГЕОМОРФОЛОГІЯ
(ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ)

Навчальний посібник

Київ 2018

УДК 551.2/.3(075.8)
ББК Г10я7
К 563

Рецензенти: *К. І. Деревська* – д-р геол. наук, проф. (Національний науково-природничий музей НАН України);
І. В. Кураєва – д-р геол. наук, проф. (Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України);
Л. В. Самойленко – канд. геол. наук (Національний авіаційний університет)

Рекомендовано вченою радою Національного авіаційного університету (протокол № 5 від 31.05.2017 р.).

Ковальчук М. С.

К563 Геологія і геоморфологія (геологічні процеси): навч. посібник / М. С. Ковальчук. – К. : НАУ, 2018. – 148 с.

ISBN 978-966-932-085-8

Викладено теоретичні відомості про ендогенні і екзогенні геологічні процеси та явища, їх джерела енергії, причини виникнення та рельєфо-утворювальну роль.

Для студентів спеціальності 193 «Геодезія та землеустрій».

УДК 551.2/.3(075.8)
ББК Г10я7

ISBN 978-966-932-085-8

© Ковальчук М. С., 2018
© НАУ, 2018

ВСТУП

Усі явища і процеси, що відбуваються у Всесвіті, тісно пов'язані між собою. Взаємопов'язана зі Всесвітом і планета Земля. Земля як планета Сонячної системи протягом своєї історії зазнала безліч перетворень. Становленння і розвиток планети нерозривно пов'язаний зі становленням і розвитком Сонячної системи. Матерія Космосу й космічні тіла з перших хвилин утворення Землі яктивно з нею взаємодіють. Космічні явища поширюються на планету у вигляді всесвітнього тяжіння, сонячної радіації тощо і безпосередньо стосуються її форми, будови і геологічних процесів, які відбуваються в надрах і на поверхні Землі. Безперерервно з Космосу на Землю надходить космічний пил та метеоритна речовина. Земля через верхні оболонки випромінює в міжпланетний простір іонізуючі гази.

Разом із тим, Землі властиві внутрішні й зовнішні планетарні геологічні процеси, які упродовж геологічного розвитку планети неодноразово змінювали її. Ці зміни відбувалися у далекому минулому і продовжуються тепер. Швидкість і масштаби дії геологічних процесів періодично змінюються в часі і просторі. Одні зміни відбуваються повільно протягом мільйонів років, інші – протягом кількох чи десятків років, а є зміни, які відбуваються миттєво і, як правило, спричинюють катастрофічні явища.

Між оболонками Землі існує тісний взаємозв'язок. Внутрішні й зовнішні геосфери Землі тісно взаємодіють між собою, обмінюючись речовиною, енергією та взаємним динамічним впливом їхніх середовищ. Літосфера, атмосфера, гідросфера контактують на межі верхньої частини земної кори, де разом із біосферою утворюють найбільш складну й активну реакційну геосферу. Саме тут і в тектоносфері відбуваються процеси, які створюють земну кору і змінюють її будову та склад. Зокрема, рух повітряних потоків атмосфери впливає на рух води в гідросфері, руйнує гірські породи на суходолі. Речовина верхньої мантії у розпеченому стані проникає в земну кору та здійснює обмін речовиною між мантією і земною корою. Кожна з геосфер Землі

певною мірою зумовлює існування і еволюцію інших. Форми взаємозв'язку і взаємодії геосфер різні. Взаємозумовленість і взаємодія оболонок Землі вказує на єдність матеріального світу та взаємозв'язок і взаємозумовленість процесів і явищ у природі, на постійний рух матерії та перехід її з одного стану в інший.

Усі геологічні процеси і явища загалом змінюють образ Землі та спричинюють утворення нових шарів земної кори.

Земельні ресурси, які є частиною ландшафту, утворилися упродовж геологічної історії Землі внаслідок впливу і поєднання різноманітних чинників, основними серед яких є геологічний субстрат та рельєф, які утворилися при взаємодії різних геологічних процесів. Знання геологічних процесів, їх напрямленості і взаємозумовленості дозволить майбутнім фахівцям науково обґрунтовувати раціональні схеми землекористування, землевпорядкування, прогнозувати небезпечні геологічні процеси і явища на земельних ділянках, проводити заходи з моніторингу та охорони земель.

У навчальному посібнику наведено основні відомості про геологічні процеси, їх динаміку та форми прояву. Зважаючи на назву навчальної дисципліни, певна увага приділена рельєфоутворювальній ролі геологічних процесів.

Розділ 1. ПРОЦЕСИ ВНУТРІШНЬОЇ ТА ЗОВНІШНЬОЇ ГЕОДИНАМІКИ

1.1. Загальні поняття про геологічні процеси

Розділ геологічної науки, який досліджує процеси, що відбуваються на поверхні Землі та в її надрах, називають *динамічною геологією,* а природні процеси, що зумовлюють утворення, зміну, розвиток земної кори та рельєфу земної поверхні, називають *геодинамічними,* або *геологічними процесами.*

Уся історія Землі пов'язана з ендогенними й екзогенними геологічними процесами, взаємодія яких і створила сучасний вигляд Землі.

Геологічні процеси, енергетично пов'язані з тектоносферою, називають *ендогенними* (внутрішніми), а з верхньою частиною земної кори – *екзогенними* (зовнішніми).

Ендогенні процеси пов'язані з внутрішніми силами Землі. Вони зароджуються в надрах Землі і відбуваються за високих температур та тиску. Їх дія проявляється у давніх, новітніх і сучасних тектонічних рухах, у сейсмічних і вулканічних явищах. Ендогенні процеси збільшують контрастність рельєфу, величини його градієнтів, створюють різноманітні за розміром форми рельєфу Землі й умови для розвитку екзогенних процесів.

Ендогенні процеси зумовлюють різні типи тектонічних рухів і пов'язані з ними деформації земної кори. Вони є причиною землетрусів, ефузивного й інтрузивного магматизму, лежать в основі диференціації речовини в надрах Землі і формування різних типів земної кори. У сукупності ендогенні процеси не лише сприяють виникненню різноманітних за морфологією і розмірами форм рельєфу, але в багатьох випадках контролюють характер та інтенсивність діяльності екзогенних процесів. Все це визначає виключно важливу роль ендогенних процесів у рельєфоутворенні на поверхні Землі.

До основних ендогенних геологічних процесів належать тектонічні рухи земної кори, магматизм, сейсмічні явища та метаморфізм.

Екзогенні процеси зумовлені зовнішніми силами, які діють неоднаково за різних кліматичних і фізико-географічних умов під

впливом енергії тепла і світла Сонця та гравітаційних сил. Екзогенні процеси зменшують енергію рельєфу, його градієнти, нівелюють нерівності земної поверхні, створюють ерозійний та акумулятивний рельєф. Це відбувається послідовно й закономірно (етапами, стадіями, фазами). Послідовно знижується інтенсивність і швидкість цих процесів. Але маючи загалом спрямований характер розвитку, екзогенні процеси діють нерівномірно: затухають, призупиняються, поновлюються, проявляються катастрофічно.

До основних екзогенних геологічних процесів належать вивітрювання гірських порід і мінералів, геологічна діяльність вітру, геологічна діяльність поверхневих текучих вод, геологічна діяльність озер і боліт, геологічна діяльність вод Світового океану, геологічна діяльність льодовиків і водно-льодовикових потоків, схилові (гравітаційні процеси), карстові процеси.

У розвитку екзогенних процесів і явищ чітко виокремлюються три стадії.

На першій стадії руйнуються гірські породи, які розміщені на поверхні Землі, внаслідок їх взаємодії з атмосферою, гідросферою та біосферою. На другій стадії продукти руйнування зміщуються і переміщаються (транспортуються) у понижені частини рельєфу. На третій стадії продукти руйнування нагромаджуються (седиментуються) в пониженнях рельєфу.

Інтенсивність екзогенних геологічних процесів тісно пов’язана з активністю зовнішніх чинників, наприклад із напрямком і швидкістю вітру, швидкістю течії водних потоків тощо. Тому екзогенні процеси значною мірою визначаються фізичними умовами на поверхні Землі, зокрема кліматом.

Окрім цього, інтенсивність екзогенних геологічних процесів тісно пов’язана з особливостями будови поверхні літосфери – рельєфом і геологічною будовою, зокрема фізичними властивостями гірських порід.

Вирівнювання рельєфу загалом спричинює сповільнення екзогенних геологічних процесів. Зміна рельєфу поверхні Землі зумовлена дією землетрусів, вулканів, тектонічних рухів, які стимулюють діяльність екзогенних чинників.

Таким чином, внаслідок впливу ендогенних і екзогенних геологічних сил та завдяки кругообігу речовини земна кора і

рельєф земної поверхні безперервно змінюється. Ці сили взаємодіють впродовж геологічної історії Землі.

Ендогенні та екзогенні процеси діють одночасно, тісно пов'язані між собою і взаємозумовлені, їх еволюційний розвиток і взаємодія привели до формування сучасного вигляду Землі. Так, після підняття ділянки земної кори (ендогенний процес) одразу активізуються екзогенні процесі, спрямовані на руйнування її поверхні і транспортування уламкового матеріалу у понижені частини рельєфу.

Більшість геологічних процесів відбувається повільно, а їх прояв і наслідки відображаються в рельєфі лише через сотні, тисячі й мільйони років. Таким чином, час є важливим параметром, який дозволяє оцінити тривалість геологічних процесів і подій та зрозуміти їх причини й механізм. Будь-яка спроба відновити хронологію і швидкість геологічних процесів стикається з проблемою їх послідовності чи одночасності.

Форми рельєфу, в утворенні яких головна роль належить ендогенним процесам, належать до *морфоструктур*. У морфоструктурах відбиваються геологічні структури земної кори. Так, платформним геологічним структурам із горизонтальним заляганням шарів гірських порід відповідають рівнинні території, а складчастим структурам – гірські.

Більш дрібні форми рельєфу, які мають екзогенне походження (яри, річкові долини, морени, бархани), називаються *морфоскульптурами*.

Екзогенні процеси своєю дією або ускладнюють, або спрощують рельєф ендогенного походження. Геологічні процеси не лише утворюють гірські породи й геологічні структури та рельєф, а й активно їх руйнують, натомість створюючи нові, інші форми рельєфу. Геологічні процеси весь час активно перетворюють рельєф. В одних випадках екзогенні чинники створюють більш дрібні мезо- і мікроформи, в інших – зрізають нерівності корінного рельєфу, приховують або ускладнюють ендогенний рельєф внаслідок утворення різних акумулятивних форм. Характер впливу екзогенних чинників на рельєф ендогенного походження значною мірою визначається тенденцією розвитку рельєфу (переважання висхідних (позитивних) чи низхідних (негативних) рухів земної кори).

Основну інформацію про історію геологічного розвитку Землі, яка зумовлена комплексом геологічних подій, спричинених геологічними процесами, містять гірські породи, в яких закарбувалися зміни, що відбувалися на планеті. Гірські породи, які займають певне місце в загальній послідовності нашарування і виокремлені на підставі комплексу скам'янілостей, становлять стратиграфічні підрозділи, в яких відображені геологічні події.

Різні геологічні процеси мають неоднакову тривалість. Одні з них завершуються швидко (землетруси, виверження вулканів), інші – надзвичайно повільно (крип, відкладення солей, нагромадження флішу, молас, лесів, розмивання водоспадом свого уступу і т.п.). Тектонічні рухи земної кори, землетруси, виверження вулканів, діяльність схилових процесів, льодовиків, поверхневих текучих вод тощо, можуть заподіяти значної шкоди, аж до цілковитого вимирання всього живого, що вже неодноразово відбувалося на планеті Земля. Зважаючи на активність різних геологічних процесів останнім часом, катастрофічні зміни можуть статися будь-якої миті.

Залежно від масштабів прояву, геологічні процеси поділяються на процеси планетарного, регіонального, районного й локального рівнів.

Планетарні геологічні процеси відбуваються у надрах Землі і спричинені конвекційними рухами в мантії, наслідком яких є утворення літосферних плит.

Регіональні геологічні процеси спричинені переміщенням літосферних плит, наслідком якого є складчасті й розривні тектонічні дислокації, магматизм, землетруси і, зрештою, утворення певних геологічних структур.

Районні геологічні процеси призводять до утворення комплексів гірських порід, поєднаних віком, генезисом, речовинним складом тощо.

Локальні геологічні процеси зумовлюють утворення мінералів у межах однієї ділянки геологічного об'єкта чи гірської породи.

1.2. Енергетика геологічних процесів

Геологічні процеси можуть відбуватися лише під дією певних сил, для виникнення яких потрібна енергія. Енергія і сили, що приводять у дію ті чи інші геологічні процеси, мають внутрішнє і зовнішнє походження.

Головними джерелами енергії є внутрішня теплова енергія Землі; гравітаційна енергія Землі; енергія гравітаційної взаємодії Землі із Сонцем і Місяцем; сонячна енергія; ротаційні сили (сили Коріоліса), що виникають внаслідок обертання Землі навколо своєї осі; енергія, пов'язана з діяльністю людини.

Внутрішня теплова енергія Землі відіграє першочергову роль. Унаслідок диференціації речовини мантії на межі з ядром Землі, в мантії виникають вертикальні конвекційні рухи речовини, направлені вгору, і компенсаційні – у зворотному напрямку. У результаті відбувається перерозподіл теплової енергії всередині мантії. Так виникають тектонічні рухи літосфери і пов'язані з цим перетворення Землі. За рахунок внутрішньої теплової енергії здійснюються магматичні й метаморфічні процеси.

Гравітаційна енергія Землі – важливе і всеосяжне джерело енергії геологічних процесів. Завдяки цій енергії сформувалися всі оболонки планети, оскільки гравітаційні сили привели в дію процеси диференціації первісно однорідної речовини Землі. Всі основні геологічні процеси на поверхні Землі також зумовлені силами гравітації. Завдяки гравітаційним процесам на схилах починають рухатися поверхневі й підземні води, льодовики, накопичуються опади у водоймах, створюється тиск верхніх товщ гірських порід на породи, що залягають нижче, відбуваються зсуви і обвали в горах і т. д.

Енергія гравітаційної взаємодії Землі із Сонцем і Місяцем поступово уповільнює швидкість осьового обертання планети, що спричинює зміну її форми і зменшення ротаційних сил. Під впливом Сонця й Місяця на Землі виникають припливи і відливи в океанах і морях, а також у земній корі у вигляді її піднімання і подальшого опускання (до 30 см).

Сонячна енергія спричинює геологічні процеси на поверхні Землі. Нерівномірний розподіл сонячного тепла між суміжними територіями зумовлює рух повітряних і водних мас, спричинює кругообіг води в природі за рахунок її випаровування, перенесення і випадання у вигляді атмосферних опадів. Теплова енергія Сонця спричинює і прискорює хімічні реакції всередині зовнішніх геосфер і на межі їх із породами земної кори. Без сонячної енергії неможливий розвиток біосфери.

Ротаційні сили, що утворюються внаслідок осьового обертання Землі, формують вітри, які постійно дмуть уздовж екваторіальної зони, а також великі течії в океанах, в тому числі теплої течії Гольфстрим, що визначає погодні умови в усій Європі. Ці ж сили утворюють циклонні вихрові рухи в атмосфері, переміщення яких визначає погодні й кліматичні умови на Землі. Ротаційні сили можуть спричинити тектонічні перетворення на Землі.

Енергія, пов'язана з діяльністю людини, почала проявляти себе лише в останні тисячоліття існування планети. Сьогодні це джерело енергії за результатами свого впливу на геологічне середовище – атмосферу, гідросферу, земну кору і на геологічні процеси – перевершує деякі природні джерела енергії.

1.3. Причини тектонічних рухів, деформацій та еволюції структур літосфери

Гравітаційна диференціація речовини призвела до розшарування Землі на геосфери різної густини.

Це явище проявляється на поверхні Землі через тектонічні рухи, які, своєю чергою, призводять до тектонічних деформацій порід земної кори і верхньої мантії. Розвантаження тектонічних напруг вздовж активних розламів приводить до землетрусів.

Конвекційні процеси в мантії спричинюють загальнопланетарні горизонтальні переміщення літосферних плит і вертикальні переміщення окремих блоків земної кори. Під впливом теплового потоку або безпосереднього тепла, привнесеного піднятою з глибин магмою, виникають корові джерела магми у земній корі. Досягаючи біляповерхневих частин кори, магма вкорінюється у вміщувальні породи у вигляді різноманітних за формою інтрузивів або у вигляді лави виливається на поверхню через вулканічні апарати.

Геологічні процеси перерозподіляють мінеральну речовину між геосферами, спричинюють перехід її з одного стану в інший.

Геологічні процеси проявляються в утворенні, перетворенні і руйнуванні гірських порід (осадів), у зміні їх фізичного стану й умов залягання, у формуванні й зміні рельєфу земної поверхні, будови земної кори і верхньої мантії та внутрішньої структури Землі в цілому.

Геологічні процеси змінюють не лише речовинний склад земної кори, але й рельєф поверхні Землі. Найбільші форми рельєфу – планетарні, мега- і макроформи, а в деяких випадках і мезоформи – утворилися завдяки внутрішній енергії Землі та особливостям структури земної кори.

Для пояснення причин тектонічних рухів та еволюції структур земної кори і літосфери у різні часи створювалися тектонічні гіпотези.

Першими спробували науково пояснити рухи й деформації земної кори і магматизм М. В. Ломоносов і Дж. Хаттон, які у XVIII ст. розробили гіпотезу «кратерів підіймання» (*гіпотеза підняття*), в якій провідна роль належала вертикальним рухам земної кори, що спричинювалися підняттям із глибин Землі розплавленої магми. Рух магми з надр до поверхні спричинював випинання над земною поверхнею верств гірських порід, а складчасті дислокації зумовлювалися розсувною дією магми і зсувом шарів по схилах підняттів. Аналогічних поглядів дотримувалися німецькі вчені А. фон Гумбольдт і Л. фон Бух, які основну роль у формуванні гірських країн відводили магмі та вулканізму.

У кінці XVIII ст. – на початку XIX ст. сформувалися дві геологічні (тектонічні) школи: *нептуністів* та *плутоністів.* Засновником першої був німецький учений Г. Вернер, згідно з концепцією якого Світовому океану належить провідна роль в утворенні гірських порід та рельєфу. Нептуністи вважали, що всі геологічні тіла сформувались у воді, а плутоністи чинником їх утворення вважали тектонічні рухи, зумовлені внутрішнім теплом.

Засновником школи плутоністів був шотландець Д. Геттон, який утворення і зміну рельєфу Землі пов’язував із зумовленими внутрішнім теплом тектонічними рухами. На його думку, змінювався рельєф протягом геологічного циклу і він є складовою частиною геологічного розвитку Землі. Перемогли погляди плутоністів.

На початку XIX ст. в геології панувала *теорія катастрофізму*, засновником якої був французький учений Ж. Кюв’є. Згідно з його вченням, земна кора деформується, органічний світ змінюється внаслідок природних катастроф дуже швидко, протягом коротких проміжків геологічного часу, які розмежовані тривалими періодами спокою. Згодом на зміну теорії катастрофізму прийшла теорія

неокатастрофізму – низка гіпотез, згідно з якими важливу роль в еволюції Землі відіграють катастрофи планетарного масштабу. На відміну від катастрофізму, *неокатастрофізм* не пов'язаний із креаціонізмом (віра в те, що Всесвіт, людина та різні форми життя на Землі створені вищою, надприродною силою).

Із часом теорія катастрофізму поступилася місцем теорії *уніформізму*, яка ґрунтувалася на вченні Дж. Геттона. У теорії уніформізму панували уявлення про те, що зміни, які відбуваються тепер, були і в минулому, а тому сучасне є ключем до пізнання минулого.

У 1830 р. Ч. Лаєль запропонував теорію, згідно з якою основні форми рельєфу виникають як результат руху земної кори, а потім нівелюються, руйнуються під дією зовнішніх сил.

Французький геолог Л. Елі де Бомон запропонував *гіпотезу контракції*, згідно з якою поступове охолодження земної кулі призвело до утворення твердої земної кори, яка, щоб пристосуватися до об'єму ядра, зминалася, розтріскувалася, утворюючи розлами, складки і складчасті утворення. Слабким положенням гіпотези було те, що зміни мали періодичний характер, а зони складчастості не поширені повсюдно й займають певне положення на поверхні земної кори.

Вчення про *геосинкліналі*, яке виникло в середині XIX ст. допомогло пояснити розташування на земній поверхні гірських ланцюгів. Згідно з ним, гірські складчасті країни виникали там, де існували прогини, які заповнювалися морськими осадами. Геосинкліналі мають лінійний характер, а їх розташування і розвиток тісно пов'язані з глибинними розламами земної кори. Для геосинкліналей характерні значні швидкості вертикальних рухів земної кори та їх амплітуда; значна потужність осадових гірських порід (до 25 км); значний магматизм, землетруси, інтенсивний метаморфізм гірських порід; інтенсивна загальна складчастість; певний формаційний склад гірських порід; значне опускання території на ранніх етапах розвитку геосинкліналі і значне підняття на заключному етапі з подальшим утворенням на місці геосинкліналі гірської країни.

Пульсаційна гіпотеза, запропонована американцем В. Бухером та радянськими вченими М. О. Усовим і В. О. Обручевим, ґрунтувалася на уявленні про те, що об'єм Землі поперемінно то

збільшується, то зменшується, тобто пульсує. При розширенні утворювалися розлами, геосинкліналі, масові виливи базальтів. При стисненні наповнення геосинкліналей зазнавало деформацій, утворювалися складчасті гірські системи, а в земних надрах – інтрузивні магматичні тіла.

У 1933 р. німецький вчений О. Хільгенберг розробив суттєво протилежну контракційній гіпотезі *гіпотезу розширення Землі*. Відповідно до неї, у пізньому палеозої почалося розширення Землі, яке призвело до розтріскування континентальної кори, розсуву один від одного континентів і розкриття між ними підкорового шару.

На початку XX ст. в теоретичній геології з'явився новий напрямок, який суттєво змінив погляди на причини і механізми деформацій, що відбуваються в земній корі. Прибічники цього напрямку, який успішно розвивається і сьогодні, припускали можливість значних горизонтальних переміщень материкових брил (пізніше їх назвали літосферними плитами) по поверхні мантійного субстрату. Завдяки явищу горизонтального переміщення окремих частин земної кори по поверхні мантії цей напрямок назвали *мобілізмом*.

Початок мобілістичним уявленням поклали Ф. Тейлор та А. Вегенер, які сформулювали *гіпотезу дрейфу материків*, згідно з якою на початку мезозойської ери всі материки складали єдиний суперконтинент Пангея, який у юрський період почав розколюватися. Внаслідок розколу утворилися сучасні континенти, а в розсувах між ними з'явилися молоді океани.

Вихідним положенням гіпотези є факт подібності обрису сучасних материків, подібність наземної фауни і флори, що населяли материки в пізньому палеозої і ранньому мезозої. Значне покривне зледеніння південних материків у пізньому палеозої неможливе при сучасному розташуванні континентів. А. Вегенер зазначив, що континенти й океани підстеляються різними породами, тому океани не могли утворитись внаслідок занурення материкової кори. На його думку, дрейфували метерики під дією сил обертання Землі. Проте таке припущення є слабким положенням гіпотези, оскільки геофізики й геологи вважають, що ці сили не можуть спричинити рух материків.

На противагу мобілізму зародився *фіксизм,* прихильники якого вважають фіксованим положення материків відносно мантії і головну роль в утворенні рельєфу надають вертикальним рухам земної кори.

Наприкінці 30-х рр. XX ст. голландський учений Р. Ван Беем-мелен та радянський учений В. В. Білоусов розробили *тектонічну концепцію глибинної диференціації речовини* (гіпотеза глибинної диференціації), яка нагадувала відроджену на значно вищому рівні розвитку науки *гіпотезу підняття*. У ній головна роль належить вертикальним тектонічним рухам земної кори, спричиненим підніманням із надр до поверхні Землі магматичних розплавів, яке зумовлене розігрівом мантійної речовини (внаслідок радіоактивного розпаду) і її глибинною диференціацією.

Унаслідок диференціації речовини на межі верхнього ядра та мантії легкі компоненти піднімаються вгору до поверхні, а важкі опускаються вниз. Таким чином, легкий розігрітий матеріал накопичується під земною корою нижче астеносферного шару, який також під впливом тепла, що надходить знизу, розігрівається, і в ньому частково плавиться матеріал. Піднімання базальтового розплаву приводить до виливу базальтів на поверхню й просідання літосфери. У результаті виникають геосинклінальні прогини, які згодом заповнюються осадами й вулканітами. Нагромадження осадово-вулканогенних товщ не дозволяє лаві виливатися на поверхню, і вона застигає в надрах у вигляді інтрузивних тіл, віддаючи тепло товщам, які заповнюють геосинклінальний прогин, і які за впливу температури зазнають метаморфізму. Метаморфізм і гранітизація супроводжуються збільшенням об’єму порід, що приводить до потовщення кори, складчастості і піднімання геосинклінальних товщ з утворенням гірського рельєфу. У разі нового піднімання значного об’єму магматичного розплаву обвалюється континентальна кора, окремі брили якої поглинаються магматичним розплавом, а тугоплавкі брили осідають на дно астеносфери. Цей процес приводить до заміщення кори континентального типу корою океанічного типу і спричинює утворення океанічних западин.

Головним недоліком цієї гіпотези є ігнорування горизонтальних рухів в утворенні структурного вигляду земної кори.

Встановлення в 50-х рр. XX ст. факту наявності астеносфери, кардинальних відмінностей будови та складу кори континентального й океанічного типів, дослідження поширення і будови серединно-океанічних хребтів та ін. стали основною причиною повернення теоретичної геології до ідей мобілізму, які були об'єднані в єдину тектонічну *гіпотезу тектоніки літосферних плит* або *нову глобальну тектоніку*.

В основі цієї гіпотези лежить уявлення про те, що літосфера підстилається в'язкою і пластичною астеносферою і поділяється на сім великих і сім малих монолітних плит, які розмежовані швами, уздовж яких відбувається їх відносне переміщення. Горизонтальні переміщення літосферних плит відбуваються на межі літосфера – астеносфера. Літосферні плити зміщуються відносно одна одної в результаті їх розсуву в рифтових зонах серединно-океанічних хребтів (*спрединг*); зближуються – в зонах глибоководних жолобів і острівних дуг; зсуваються вздовж трансформних розламів. Зближення плит у зоні глибоководних жолобів виражено підсуванням океанської плити під континент або острівну дугу (*субдукція*) або насуванням останніх на океанічну плиту. Завдяки компенсації розтягування стисненням об'єм Землі залишається незмінним. Причиною горизонтальних переміщень плит є конвективні течії в мантії. Серединно-океанічні хребти з рифтовими зонами розташовуються над висхідними потоками мантійної речовини, а глибоководні жолоби – над низхідними. Новоутворена океанічна кора, рухаючись від хребтів, поступово охолоджується, ущільнюється і потовщується за рахунок астеносфери. Поступово вона стає важчою від астеносфери, яка її підстеляє і занурюється в неї вздовж схилів океанічних жолобів.

Дискусійними питаннями цієї гіпотези є питання першопричин виникнення конвективних потоків мантійної речовини, механізм поглинання океанічної кори в зонах субдукції та ін.

Гіпотезу тектоніки плюмів запропонував японський геофізик Ш. Матуяма у 1994 р. Вона пояснює розвиток процесів у мантії Землі. Згідно із гіпотезою тектоніки плюмів, матеріал океанічних літосферних плит, занурюючись у надра Землі, затримується на межі між нижньою та верхньою мантією. Холодний матеріал плит накопичується тут протягом сотень мільйонів років, доки не прорве межу. Занурюючись до межі ядра, він формує холодний плюм.

Витіснений із ядра гарячий плюм зумовлює розкол і дрейф новоутворених континентів. Холодний суперплюм розвивається під суперконтинентом на стадії його формування, тоді як гарячий суперплюм є головним чинником розходження літосферних плит.

Запитання та завдання для самоперевірки

1. Які процеси називаються геологічними?
2. Які процеси називаються ендогенними?
3. Які процеси називаються екзогенними?
4. Охарактеризуйте геологічні процеси залежно від масштабу прояву.
5. Назвіть та охарактеризуйте основні джерела енергії геологічних процесів.
6. Розкрийте основні положення гіпотези підняття.
7. Охарактеризуйте гіпотезу контракції.
8. Розкрийте сутність гіпотез катастрофізму і неокатастрофізму.
9. У чому полягає суть пульсаційної гіпотези?
10. Що таке мобілізм і фіксизм?
11. Розкрийте загальні положення гіпотези дрейфу материків.
12. У чому полягає суть концепції глибинної диференціації речовини?
13. Охарактеризуйте основні положення тектоніки літосферних плит.
14. Що таке спредінг?
15. Що таке субдукція?
16. Розкрийте основні положення гіпотези тектоніки плюмів.

Розділ 2. ЕНДОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ ТА ЇХ РЕЛЬЄФОУТВОРЮВАЛЬНА РОЛЬ

Ендогенні процеси є результатом взаємодії внутрішніх оболонок Землі, зароджуються в її надрах і відбуваються за високих температур і тиску. Ендогенні процеси спричнюють змішування, гомогенізацію речовини земної кори.

До ендогенних геологічних процесів належать *тектонічні рухи земної кори*, *землетруси*, *магматизм* і *метаморфізм,* які лежать в основі утворення геологічних структур та різних за морфологією і розмірами форм рельєфу, а також безпосередньо чи опосередковано контролюють види та інтенсивність екзогенних геологічних процесів.

Найбільші форми рельєфу – планетарні, мега- і макроформи, а в деяких випадках і мезоформи – мають ендогенне походження. Вони утворюються внаслідок особливостей структури земної кори.

2.1. Тектонічні процеси та явища

Земля – це активна динамічна система, і земна кора зазнає неперервних рухів. Ці рухи мають різний напрямок і інтенсивність в часі та просторі. Наука, що вивчає структури верхньої оболонки Землі та рухи, які створюють ці структури, називається *геотектонікою,* а самі рухи земної кори і більш глибоких частин Землі називаються *тектонічними рухами.*

Основні наукові напрямки геотектоніки: *структурна геологія* – вивчає форми залягання гірських порід; *регіональна геотектоніка* – вивчає структуру й її розвиток у межах окремих регіонів земної кори; *історична геотектоніка* – вивчає послідовний розвиток структури земної кори з визначенням конкретних етапів і циклів; *неотектоніка* – вивчає новітній (із неогену) етап розвитку літосфери; *експериментальна тектоніка* і *тектонофізика* – вивчає механізм деформації земної кори і тектоносфери та здійснює фізичне і математичне моделювання тектонічних структур; *сейсмотектоніка* – вивчає тектонічну обстановку виникнення землетрусів; *прикладна геотектоніка* – вивчає розподіл покладів корисних копалин у тектонічних структурах земної кори.

Тектонічні рухи спричинюють різні за природою сили внутрішніх геосфер Землі, і в зв'язку з цим є різні. Залежно від напрямку переміщення гірських порід В. Ю. Хаїн виокремив переважаючі *вертикальні* (*радіальні*) і переважаючі *горизонтальні* (*тангенціальні*) тектонічні рухи, за місцем їх прояву – *поверхневі* (*покривні*) тектонічні рухи, які пов'язані з процесами в осадовому чохлі; *корові*, які відбуваються в межах усієї земної кори, та *глибинні*, зумовлені процесами у верхній мантії.

Тектонічні рухи бувають *інтенсивними* (рельєфоутворювальними) і *слабкими, напрямленими* (незворотні) і *коливальними* (зворотні), *висхідними* і *низхідними, плавними* (хвильові й складчасті) та *розривними* (брилові й блокові). Інтенсивні вертикальні рухи земної кори, які спричинюють утворення гірських країн, називаються *горотвірними* (*епейрогенічними*).

Тектонічні рухи спричинюють деформацію гірських порід, порушення первинних умов їх залягання, внаслідок чого виникають нові структурні форми (*тектонічні порушення* або *тектонічні дислокації*).

Деформація – це зміна об’єму та форми тіла під впливом певних сил.

Причини деформації гірських порід можуть бути різними: прикладена механічна дія, сила тяжіння, вплив температури, збільшення об’єму внаслідок насичення породи водою тощо. Будь-яка деформація гірських порід залежить від часу дії чинників, що її обумовлюють. Деформації поділяються на *однорідні* й *неоднорідні*. За однорідних деформацій величина деформації однакова на кожній ділянці деформованого тіла, за неоднорідних – різна.

Серед однорідних деформацій виокремлюють *стиснення*, *розтягування* та *зсув*. Для останнього необхідною умовою є дія двох протилежно напрямлених сил, або пари сил. До неоднорідних деформацій належать *згин* і *скручення*. У цьому випадку величина й характер деформації на кожній ділянці тіла, яке деформується, змінюється.

Деформації поділяються на *пружні*, *пластичні* та *крихкі*.

За *пружних деформацій* після зняття навантаження тіло знову набуває первинної форми.

Пластичною деформацією називають залишкову деформацію, яка зберігається при знятті прикладеного навантаження.

Гірські породи належать, переважно, до крихких тіл, які руйнуються, не зазнавши залишкових деформацій. Пластичні тіла перед руйнуванням зазнають пластичних деформацій.

Залежно від виду деформації гірські породи можуть набувати різноманітних вигнутих форм, які називаються складками (пластичні деформації), або руйнуватися з утворення тріщин, розламів тощо (крихкі деформації). У першому випадку виникають *складчасті*, або *плікативні*, порушення, за яких зв’язки гірських порід не порушуються, а змінюється лише форма їх залягання без розриву суцільності; в другому – *розривні*, або *диз’юнктивні*, коли суцільність порід порушується і утворюються різноманітні розриви.

Найбільш простою формою плікативних тектонічних порушень у шаруватих гірських породах є нахилене залягання шарів гірських порід (рис. 2.1–2.2), за якого шари достатньо одноманітно падають в одному напрямку (*моноклінальне*).

Розташування нахиленого залягання шарів гірських порід у просторі визначається елементами їх залягання: *лінія простягання, лінія падіння, кут падіння, азимут простягання і азимут падіння*, які визначаються за допомогою гірничого компаса (рис. 2.3, 2.4).

Лінія простягання – це горизонтальна лінія перетину геологічної поверхні з будь-якою горизонтальною площиною.

Рис. 2.1. Моноклінальне залягання шарів гірських порід http://ftlab.ginras.ru/regions05.htm

Рис. 2.2. Моноклінальне залягання шарів гірських порід http://orenreg.forum2x2.ru/t63-topic

Лінія падіння – це вектор, який розташований на геологічній площині, перпендикулярний до лінії простягання і спрямований у бік нахилу площини.

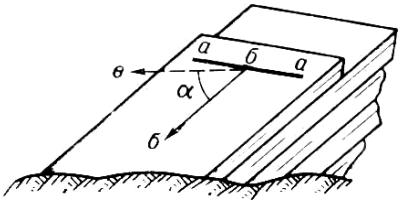


Рис. 2.3. Елементи залягання шару гірських порід: *аа* – лінія простягання; *бб* – лінія падіння; *вв* – проекція лінії падіння на горизонтальну площину; α – кут падіння

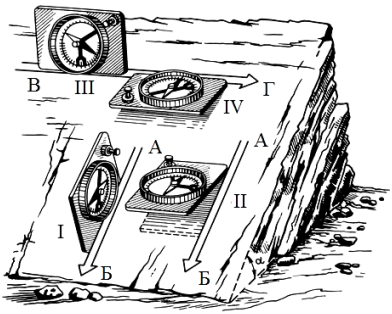


Рис. 2.4. Заміри елементів залягання порід гірничим компасом: I – визначення кута падіння; II – визначення азимута падіння; III – визначення лінії простягання; IV – визначення азимута простягання

Вектор утворюється при перетині геологічної поверхні вертикальною площиною, яка перпендикулярна до лінії простягання.

Кут падіння – це кут, під яким шар гірських порід нахилений до горизонту, або кут, що утворюється площиною шару з горизонтальною площиною. Він змінюється в межах від 0 до 90°.

Азимут простягання і падіння шару гірських порід за сторонами світу вимірюється в градусах (0–360°).

Азимут простягання – це кут між меридіаном, на якому розташована точка спостереження, і лінією простягання пласта будь-якого геологічного тіла.

Азимут падіння – це кут між меридіаном, на якому розташована точка спостереження, і лінією падіння пласта геологічного тіла.

Інколи горизонтальне (моноклінальне) залягання шарів порушується коліноподібним вигином шарів гірських порід – *флексурою* (рис. 2.5).

Флексура – це коліноподібний вигин шарів гірських порід без розриву їх суцільності і зі збереженням паралельності крил.

Флексури характерні для платформ і зазвичай розташовані над розривними порушеннями, завдяки яким вони й утворилися.

У флексурі виділяють такі структурні елементи: *верхнє* або *підвищене крило*; *нижнє* або *опущене крило*; *змикальне крило* та його *кут нахилу*; *вертикальна амплітуда зміщення* (рис. 2.6).

Товщина пластів у змикальному крилі завдяки розтягу завжди менша, ніж у двох суміжних крилах.

Рис. 2.5. Флексура
http://ftlab.ginras.ru/regions05.htm

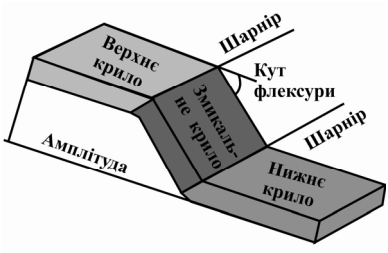


Рис. 2.6. Структурні елементи флексури

Складчасті (плікативні) тектонічні порушення являють собою хвилеподібні загини шарів гірських порід (*складки*) різного масштабу й форми без порушення їх суцільності (рис. 2.7–2.8).

Рис. 2.7. Складки гірських порід http://www.mi-perm.ru/pk/pam005-1.htm

Рис. 2.8. Складки гірських порід http://ieslamadraza.com/webpablo/web4eso/2procesosinternos/Pliegues%20y%20fallas/Pliegues%20y%20fallas.html

Серед складок виокремлюють два основні типи: *антикліналі* (випнуті) – це згин шарів, за якого внутрішня частина складки утворена більш давніми породами, ніж зовнішня; *синкліналі* (увігнуті) – це згин шарів, за якого внутрішня частина складки утворена більш молодими породами, ніж зовнішня (рис. 2.9–2.10).

Складка має основні елементи: крила, ядро, кут при вершині складки, замок (склепіння), осьову площину, шарнір, шарнірну лінію, осьову лінію (вісь складки), гребінь (рис. 2.11).

Крила – шари (пласти), які складають бокові частини складки, що розташовані по обидва боки згину.

Ядро – внутрішня частина складки, обмежена будь-яким шаром гірських порід.

Кут при вершині складки – кут, утворений продовженням крил складки до їх перетину.

Замок, або *склепіння*, – місце вигину шарів гірських порід.

Осьова площина – площина, яка ділить кут при вершині складки навпіл.

Шарнір – точка перегину в замку, або склепінні складки.

Шарнірна лінія – лінія перетину осьової площини з покрівлею, або підошвою шару в замку або склепінні складки.

Рис. 2.9. Антиклінальна складка http://ieslamadraza.com/webpablo/web4eso/2procesosinternos/Pliegues%20y%20fallas/Pliegues%20y%20fallas.html

Рис. 2.10. Синклінальна складка http://facweb.bhc.edu/academics/science/harwoodr/GEOL101/Study/Images/ D042-492.jpg

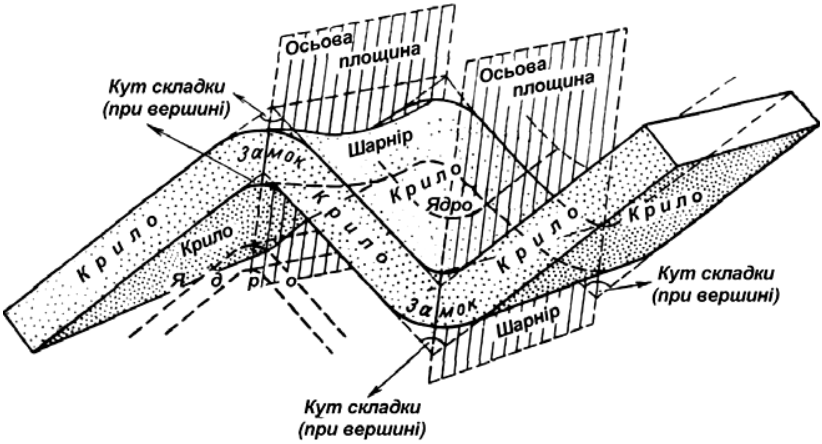


Рис. 2.11. Основні елементи складки

Осьова лінія, або *вісь*, – лінія перетину осьової площини складки з горизонтальною площиною.

Гребінь – найвища точка складки, яка не збігається з шарніром у разі нахилених або лежачих складок.

Складки характеризуються *розмахом крил*, *висотою* і *довжиною складки*.

Розмах крил складки – це найкоротша відстань між осьовими площинами двох сусідніх антикліналей або синкліналей.

Висота складки – це відстань між замками суміжних антикліналі й синкліналі одного й того ж шару, виміряна на вертикальному розрізі уздовж сліду осьової площини.

Довжина складки – відстань між суміжними точками перегину шарніра при його підвищенні й пониженні.

За розташуванням осьової площини складки поділяються на *симетричні* й *асиметричні.*

Залежно від нахилу осьової площини та положення крил (у поперечному розрізі) серед асиметричних складок виокремлюють такі їх різновиди: *прямі*, *похилі*, *перевернуті*, *лежачі* та *пірнаючі* (*занурені*) (рис. 2.12).

Пряма (симетрична й асиметрична) – це складка, осьова площина якої вертикальна, а крила нахилені в різні боки під однаковими кутами.

Похила – це складка, у якій осьова площина нахилена, а крила нахилені в різні боки під різними кутами.

Перевернута – це складка, в якій осьова площина нахилена, а крила нахилені в один бік під різними або однаковими кутами.

Лежача – це складка, в якій осьова площина паралельна горизонтальній площині, а крила нахилені в один бік під однаковими кутами.

Пірнаюча (занурена) – це складка, в якій осьова площина розташована нижче лінії горизонту.

Різні співвідношення шарів у місцях перегину й крилах дозволяють виділити *концентричні* складки з витриманою товщиною; *подібні* складки з однаковою формою згину різних верств; *дисгармонійні* складки, коли в одній товщі порід тверді шари гірських порід зім'яті у широкі складки, а пластичні шари утворюють дрібні інтенсивні складки; *конседиментаційні* складки являють собою антикліналі з потоншеним замком.

Форма складок також залежить від співвідношення крил і замка. Залежно від цього складки можуть бути *гострими*, коли крила утворюють гострий кут (до 90°), *тупими*, коли крила утворюють кут більше 90°, *ізоклінальними*, з паралельним розташуванням крил і тупим замком (кут наближається до 0°), *віялоподібними*, з перетисненими крилами (з від'ємним кутом), *коробчастими* (скриньовими) з пологим широким замком (рис. 2.12).

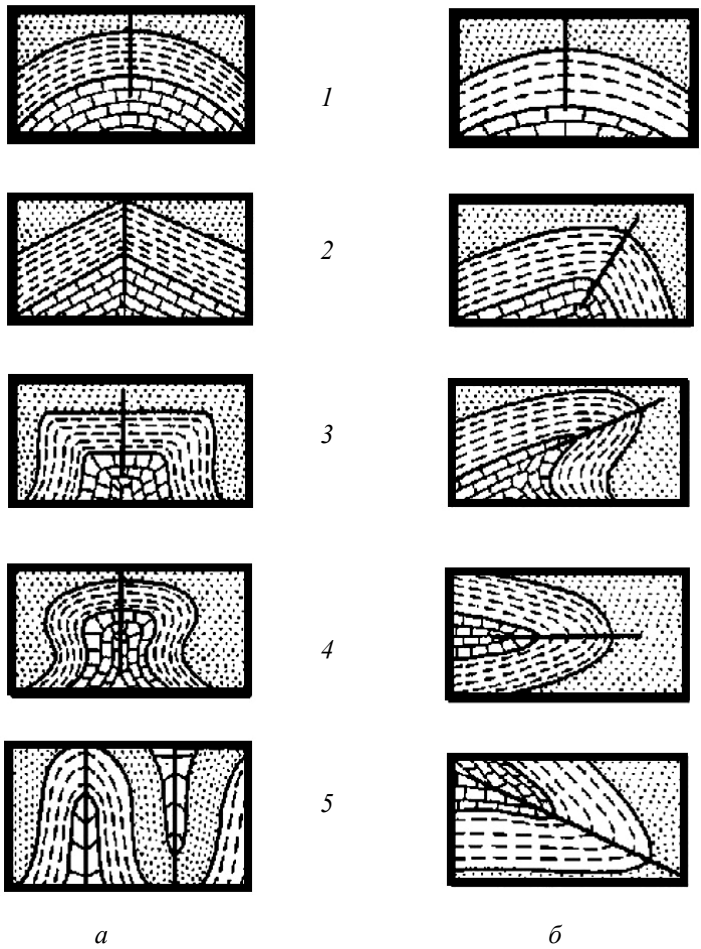


Рис. 2.12. Різновиди складок:
а – за формою замка та крил: звичайна (*1*); гостра (*2*); коробчаста (*3*); віялоподібна (*4*); ізоклінальна (*5*); *б* – за положенням осьової площини: пряма (*1*); похила (*2*); перевернута (*3*); лежача (*4*); пірнаюча (занурена) (*5*)

У поздовжньому перерізі складки бувають *лінійними*, коли довжина перевищує ширину більш ніж утричі, *брахіформними*, з відношенням довжини до ширини менше трьох, і *куполоподібними*, з приблизно однаковими розмірами довжини і ширини складки.

За формою замка виокремлюють *шевронні (зигзагоподібні), округлі* й *коробчасті* (складки з широким, майже плоским замком і крутими, часто прямовисними крилами); *гребенеподібні антикліналі* й *кілеподібні синкліналі,* у яких зовнішні шари круто зігнуті і майже паралельні в обох крилах, а внутрішні пласти повторюють цей загин в ослабленій формі і стають пологими.

За поведінкою шарніра розрізняють складки з *горизонтальним, нахиленим* і *вертикальним* шарніром.

Шарнір складки за простяганням часто зазнає опускання або підняття і являє собою не пряму, а хвилясту лінію.

Замикання антиклінальної складки в плані називається *перикліналлю*, а синклінальної – *центрикліналлю* (рис. 2.13).

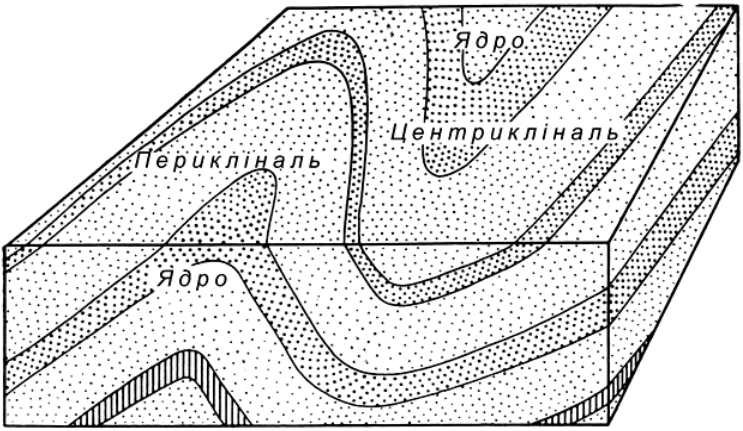


Рис. 2.13. Перикліналь і центрикліналь

На периклінальних кінцях антиклінальної складки шарнірна лінія занурюється нижче земної поверхні, а в центрокліналях, навпаки, піднімається. Шарнір при цьому набуває хвилястої поверхні, і таке явище називається *ундуляція*.

Сукупність складок утворює складчастість.

Складчастість – це порушення нормального залягання геологічних пластів без розриву їхньої суцільності, яке супроводжується утворенням складок.

Складчастість є результатом пластичних деформацій осадових шаруватих гірських порід, позаяк у масивних кристалічних

породах складки не утворюються, а пластичні деформації там реалізуються в інших формах.

Якщо всі найвищі точки складок – гребені – з'єднати площиною або в поперечному розрізі лінією, то ця лінія називатиметься *дзеркалом складчастості.*

При поєднанні антиклінальних і синклінальних складок виникають більш складні складчасті форми. За переважання антиклінальних складок і випнутої форми дзеркала складчастості структура називається *антиклінорієм*, а за переважання синклінальних складок і увігнутої форми дзеркала складчастості – *синклінорієм* (рис. 2.14).

Рис. 2.14. Антиклінорій і синклінорій

Виокремлюють три основні типи складчастості: *повну*, або *голоморфну*; *переривчасту*, або *ідіоморфну*, і *проміжну* між двома першими типами.

Повна складчастість характеризується суцільним заповненням поєднаними складками. Останні, зазвичай лінійні, паралельні одна одній і мало відрізняються за амплітудами та шириною.

Переривчаста складчастість характеризується ізольованістю складок, розташованих на значній відстані одна від іншої. Переважають антикліналі ізометричної форми, розмежовані майже недеформованими породами, які залягають горизонтально.

Проміжна складчастість має риси повної і переривчастої і характеризується розвитком окремих гребеноподібних та кілеподібних складок, їх поєднанням на фоні спокійного залягання порід.

За типом деформацій порід розрізняють складки: *поздовжнього згину*, *поперечного згину* та *текучості* (*нагнітання*).

За *поздовжнього згину* на гірські породи діють горизонтально орієнтовані сили, і породи зминаються в складки завдяки ковзанню одних шарів порід по інших за наявності сил різного напрямку в покрівлі та підошві кожної верстви, що загалом спричинює деформацію зсуву.

Складки поперечного згину є наслідком дії сил, напрямлених перпендикулярно до покрівлі або підошви верстви.

За таких умов над блоком, який піднімається, верстви, деформуються, зазнають розтягу і стають довшими.

Складки текучості, або *нагнітання*, мають складні, різноманітні форми й утворюються у породах із низькою в'язкістю (кам'яна сіль, гіпс, глина, кам'янне вугілля).

Розривні, або диз'юнктивні, тектонічні порушення виражені в порушенні суцільності гірських порід і розриві їх по будь-якій із поверхонь. Розривні порушення тісно пов'язані зі складчастими. За напруги в земній корі, що перевищує межу міцності гірських порід, пластичні деформації переходять у крихкі й утворюють розривні порушення.

Розривні тектонічні порушення різноманітні за формою, розмірами, величиною зміщення та іншими параметрами.

Розривні порушення поділяються на *розриви без зміщення* або *з незначним зміщенням* частин геологічного тіла та на *розриви зі зміщенням* частин геологічного тіла.

До розривів без зміщення належать *тектонічні тріщини*, сукупність яких утворює *тріщинуватість* гірських масивів. Тектонічні тріщини мають значне простягання, перетинають нашарування осадових порід і магматичні тіла. При напрузі розтягування виникають *тріщини відриву* з рівною поверхнею та без слідів зміщення. При напрузі стиснення утворюються *тріщини відколу* з гладкою поверхнею, які є закритими.

Тріщини утворюють системи. Інтенсивність тріщинуватості характеризують питома тріщинуватість і частота зустрічальності тріщин. Питома тріщинуватість – це кількість тріщин на одиницю площі. Частота тріщин – це найкоротша відстань між площинами тріщин в єдиній системі.

Системи тріщин, що перетинаються, розчленовують гірські породи на блоки, які називаються *окремістю*. Окремість може бути *плитчаста*, *пластова*, *стовпчаста*, *призматична*, *кубічна*, *паралелепіпедальна*, *кульова*, *брилова* та ін.

Тріщини зі слідами ковзання називаються *дзеркалом ковзання*.

За відношенням до залягання (нашарування) шарів гірських порід виокремлюють такі тріщини: *пластові*, розташовані паралельно шаруватості; *поздовжні* – паралельні простяганню і конкордантні чи дискордантні за падінням шарів; *діагональні* – розташовані під кутом до простягання і падіння шарів; *поперечні* – розташовані під прямим кутом до простягання шарів.

За кутом падіння тріщини бувають вертикальними (80–90°), крутими (45–80°), пологими (10–45°), слабонахиленими і горизонтальними (0–0°).

Розриви зі зміщенням частин геологічного тіла одна відносно іншої називаються *розламами* (рис. 2.15–2.16).

У розривному порушенні зі зміщенням виокремлюють такі геометричні елементи: *зміщувач* – поверхня розриву, за якою відбувається зміщення блоків гірських порід; *крила* – зміщені блоки гірських порід, що прилягають до зміщувача (рис. 2.17).

При нахиленому положенні зміщувача крило, яке розташоване над ним, називають *висячим*, а крило, розташоване під ним, – *лежачим.*

Рис. 2.15. Розлам Сан-Андреас
http://www.kudatotam.ru/pages/3864-razlom-san-andreas-v-kalifornii.html

Рис. 2.16. Розлам між північно-американською та євразійською плитами поблизу Ісландії
http://www.liveinternet.ru/showjournal.php?journalid=3352551&jday=29&jyear=2012&jmonth=5

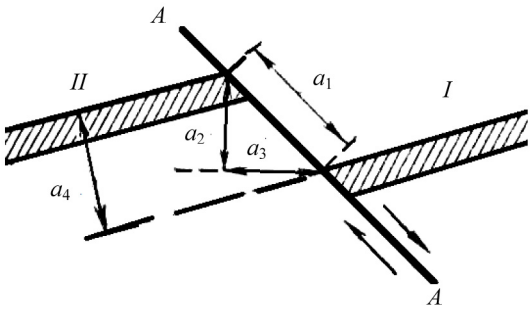


Рис. 2.17. Геометричні елементи скиду:
a_1 – нахилена амплітуда; a_2 – вертикальна амплітуда;
a_3 – горизонтальна амплітуда; a_4 – стратиграфічна амплітуда;
I – висяче крило; *II* – лежаче крило; *АА*– зміщувач

Розрізняють такі амплітуди зміщення: *нахилену амплітуду* – відстань за зміщувачем між крівлею і підошвою одного й того ж шару у висячому та лежачому крилах; *вертикальну* й *горизонтальну амплітуди* – проекції нахиленої амплітуди відповідно на вертикальну й горизонтальну площини; *стратиграфічну амплітуду* – відстань за нормаллю між крівлею або підошвою одного й того ж шару у висячому й лежачому крилах (рис. 2.17).

Серед диз'юнктивних тектонічних порушень видокремлюють різні морфологічні типи.

Скид – розривне порушення, у якому висяче крило опущене, а лежаче підняте; зміщувач нахилений у бік опущеного крила (рис. 2.18, *а*; 2.19).

Підкид – розривне порушення, в якому висяче крило підняте по крутому (понад 45°) зміщувачу, а лежаче опущене; зміщувач нахилений у бік підвищеного крила (рис. 2.18, *б*; 2.20).

Зсув – розривне порушення з переміщенням крил у горизонтальному або близькому до нього напрямі (рис. 2.18, *в*). Розрізняють правобічні і лівобічні зсуви.

Розсув – розривне порушення з переміщенням крил перпендикулярно до зміщувача (рис. 2.18, *г*).

Насув – розривне порушення типу підкиду, яке має пологий (менше ніж 45°) зміщувач (рис. 2.18, *д*; 2.21, *а*, *б*).

Дуже пологі насуви з хвилястою поверхнею зміщувача і значним горизонтальним переміщенням називаються *шар'яжами*, або *тектонічними покривами* (рис. 2.22).

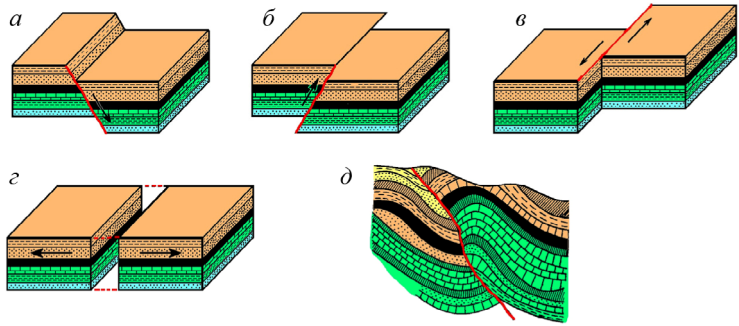


Рис. 2.18. Морфологічні типи диз'юнктивних тектонічних порушень:
а – скид; *б* – підкид; *в* – зсув; *г* – розсув; *д* – насув
http://5fan.ru/wievjob.php?id=5200

Рис. 2.19. Скид
http://facweb.bhc.edu/academics/science/harwoodr/GEOL101/Study/Images/D041-278.jpg

Рис. 2.20. Підкид
http://facweb.bhc.edu/academics/science/harwoodr/GEOL101/Study/Images/D038-1026.jpg

Покриви складаються з *алохтона* – частини, яка зазнала переміщення, і *автохтона* – частини, яка залягає під алохтоном.

За умови руйнування алохтона процесами ерозії він відслонюється на земній поверхні, утворюючи *тектонічні вікна*.

За умови відокремлення ерозійними процесами від фронтальної частини алохтона окремих блоків гірських порід утворюються тектонічні останці.

Зміщувач у покриві називають також *поверхнею зриву* або *волочіння*.

Часто алохтон розпадається на покриви або пластини меншого розміру – *дигитації*.

У разі, коли рух алохтона спричиняє відрив і переміщення окремих його частин, але при цьому не втрачається зв'язок із товщею, яка залягає нижче, утворюється *параавтохтон*.

Покриви часто утворюються під водою, де внаслідок руйнування фронтальної частини покриву від нього відокремлюються брили різних розмірів – *олістоліти*, які згодом перекриваються новими осадами і таким чином утворюються *олістостроми*.

Значні за розмірами фрагменти верств гірських порід, які при утворенні покриву змістилися, називаються *олістоплаками*.

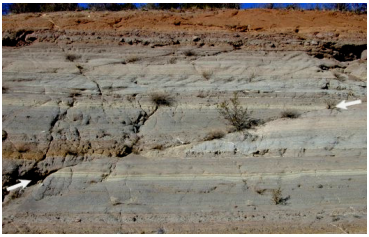


Рис. 2.21. Насув

http://facweb.bhc.edu/academics/science/harwoodr/GEOL101/Study/ Images/D043-039.jpg

http://dinoera.com/paleontologiya/istoricheskaya-geologiya/geologicheskiy-slovar-22

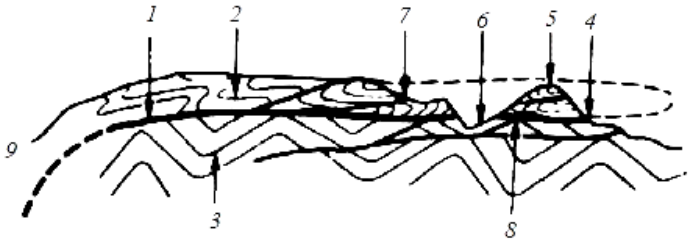


Рис. 2.22. Тектонічний покрив та його елементи:
1 – змішувач; *2* – алохтон; *3* – автохтон; *4* – фронт покриву;
5 – тектонічний останець; *6* – тектонічне вікно; *7* – ділянка дигитації;
8 – параавтохтон; *9* – корінь покриву

Покриви, або шар'яжі, можуть утворюватися у процесі складчастості як результат зриву крил лежачих складок або при підсуванні під складчасту споруду давнього блоку більш молодших за віком порід. Покриви можуть бути доскладчастими або утворюватися після складчастості.

Тектонічне дроблення алохтона за зміщувачем приводить до утворення *тектонічних брекчій* або їх суміші, яка називається *меланжем* (рис. 2.23) і складається з перетертих, зім'ятих уламків порід автохтона й алохтона.

Зсув – розривне порушення з переміщенням крил у горизонтальному напрямку за простяганням. Виокремлюють *правосторонні* і *лівосторонні зсуви*.

Тектонічні порушення, здебільшого, поєднуються і утворюють системи тектонічних порушень.

Так, скиди, розташовуючись паралельно, утворюють східчасту структуру, в якій кожний наступний блок опущений нижче, ніж попередній. У такий спосіб утворюються *східчасті скиди*.

Східчасті скиди – система скидів, у яких кожне наступне крило опущене відносно попереднього.

За розтягування часто утворюються зустрічні скиди, а центральна частина структури опускається. У такий спосіб утворюються *грабени*.

Грабен (рис. 2.24) – розривне тектонічне порушення, обмежене системою скидів або підкидів, у якому центральна частина опущена відносно периферійних.

За утворення паралельних підкидів центральна частина структури піднята і її називають *горстом*.

Горст (рис. 2.24) – розривне тектонічне порушення, обмежене системою скидів або підкидів, у якому центральна частина підвищена відносно периферійних.

Протяжні на сотні й тисячі кілометрів складні системи грабенів, які поєднуються з горстами, називаються *рифтами*.

Складкоутворення за загального тектонічного стиснення здебільшого супроводжується утворенням підкидів, насувів та покривів.

Перевертання складок приводить до зриву їх лежачого крила, внаслідок чого підвернені крила сприятливі для утворення скидів і насувів.

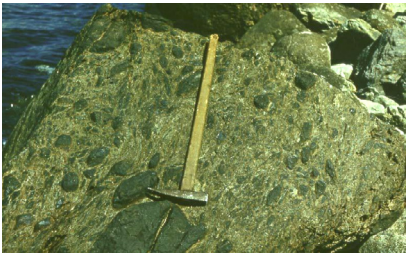


Рис. 2.23. Меланж
http://plate-tectonic.narod.ru/amurianplatephotoalbum.html

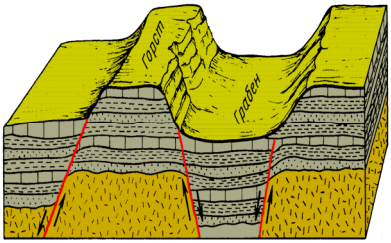


Рис. 2.24. Горст і грабен
http://5fan.ru/wievjob.php?id=5200

Зсувні порушення утворюються за умов стиснення складчастостої системи паралельно до простягання складок.

Різні типи тектонічних рухів та зумовлені ними деформації земної кори прямо або опосередковано відображаються в рельєфі.

Тектонічні рухи деформують земну поверхню, породжують різницю в гіпсометричних рівнях окремих ділянок земної кори, перешкоджають вирівнюванню рельєфу земної поверхні.

Тектонічні рухи утворюють плікативні та диз'юнктивні тектонічні порушення і відповідні цим структурам форми рельєфу, а також рифти, глибоководні жолоби, острівні дуги, трансформні розлами, гірські країни.

Тектонічні рухи зумовлюють і контролюють конфігурацію та просторове положення планетарних форм рельєфу, зумовлюють явища трансгресій і регресій вод Світового океану. Антикліналі й синкліналі прямо виражаються в рельєфі або на їх місці утворюється інверсійний рельєф. Здебільшого характер взаємовідношення складчастих структур у рельєфі є складним, оскільки рельєф складчастих областей зумовлений не лише типом складок й їх формою в профілі і плані, а значною мірою визначається складом і ступенем однорідності гірських порід, тектонічним режимом та іншими чинниками. Розмір і внутрішня будова складок відображаються в рельєфі. Зокрема невеликі і прості за будовою складки утворюють невисокі хребти, тоді як великі і складніші за будовою антиклінорії і синклінорії – значні гірські хребти з пониженнями, що їх розмежовують, а мегаантиклінорії, утворені декількома антикліноріями і синкліноріями, – гірську країну.

Вертикальні рухи утворюють антеклізи і синеклізи в межах платформ, підняття і прогини – в геосинкліналях; вони лежать в основі утворення рельєфу складчасто-брилових і столових гір.

Геодезичні вимірювання показують, що практично вся поверхня Землі перебуває в безперервному русі. Швидкість тектонічних рухів невелика і змінюється від сотих часток до перших десятків міліметрів на рік, і лише за тривалий проміжок геологічного часу ці переміщення окремих ділянок земної кори стають помітними і значними. Згідно з теорією тектоніки плит, літосферні плити під впливом конвективних течій у мантії Землі переміщуються по поверхні астеносфери. Плити літосфери постійно змінюють свої обриси. Вони можуть розколюватися і розсуватися, зіштовхуватися і об'єднуватися, а також тонути в мантії за рахунок конвекції.

Розрізняють три основні типи відносних переміщень плит:

1. *Розсув* (*дивергенція*), виражений спредінгом і рифтингом.

2. *Зіштовхування та об'єднання* (*конвергенція*), виражене *субдукцією* і *колізією*.

3. *Зсувні переміщення за трансформними геологічними розламами*.

Переміщення літосферних плит спричинює деструкцію і розрив материкових брил у зонах розтягу (з утвореннням крупних западин), їх горизонтальне переміщення, рифтогенез і формування молодої кори в ложі новоутворених океанів; зіткнення, яке супроводжується насувами, підсувами, складчастістю і гороутворенням – в зонах стиску.

Спрединг – це розсув літосферних плит у межах рифту серединно-океанічних хребтів із постійним відтворенням земної кори океанічного типу внаслідок піднімання речовини мантії.

Під час спредінгу кожен імпульс розтягу супроводжується надходженням нової порції мантійних розплавів, які, застигаючи, нарощують краї плит, що розходяться від осі серединно-океанічного хребта. Так у зонах серединно-океанічних хребтів утворюється молода океанічна кора.

Межі плит поділяються на дивергентні, або рифтогенні, конвергентні (які поділяються на субдукційні і колізійні) і межі за трансформними розламами.

Дивергентні межі – межі, уздовж яких розсуваються плити.

Дивергентні межі приурочені до континентальних рифтів і серединно-океанічних хребтів в океанах.

Геодинамічну обстановку, за якої відбувається горизонтальний розсув земної кори, що супроводжується утворенням протяжних лінійновидовжених щілинно- або ровоподібних западин, називають *рифтогенезом.*

Рифт – велика лінійна структура глибинного походження, що утворилася внаслідок розтягу земної кори.

У плані рифт являє собою грабеноподібну структуру. Рифт може утворюватися як на континентальній, так і на океанічній корі. Рифти утворюють єдину глобальну систему, орієнтовану до осі геоїда. Еволюція континентальних рифтів може спричинити розрив суцільності континентальної кори і перетворення рифту на рифт океанічний (якщо розширення рифту припиняється до стадії розриву континентальної кори, то він заповнюється осадами і перетворюється на авлакоген).

Конвергентні межі – межі, уздовж яких відбувається зіткнення плит. Варіантів взаємодії при зіткненні плит може бути три: «океанічна – океанічна», «океанічна – континентальна» і «континентальна – континентальна» літосфера.

Субдукція – процес підсування океанічної плити під континентальну або іншу океанічну.

Зони субдукції приурочені до осьових частин глибоководних жолобів, сполучених з острівними дугами (які є елементами активних окраїн).

При зіткненні континентальної й океанічної плит океанічна (важча) підсувається під край континентальної; при зіткненні двох океанічних плит занурюється давніша (більш холодна і щільна) з них.

Елементами зони субдукції є *глибоководний жолоб – вулканічна острівна дуга – задуговий басейн*.

Глибоководний жолоб – це западина дна океанів завглибшки понад 6000 м, яка має видовжену форму.

Глибоководний жолоб утворюється в зоні вигину і підсування субдукційної плити. Найбільшими глибоководними жолобами є Пуерто-Ріко (8742 м), Південно-Сандвічський (8264 м), Романш (7856 м) у Атлантичному океані; Маріанський (11 034 м), Тонга (10 882 м), Філіппінський (10 265 м), Кермадек (10 047 м), Ідзу-Бонінський (9810 м), Курило-Камчатський (9717 м), Японський

(8412 м), Чилійський (8180 м), Алеутський (7885 м) у Тихому океані; Зондський (7455 м), Східно-Індійський (6335 м) у Індійському океані.

У міру занурення плита починає втрачати воду (що міститься в складі осадів і мінералів), яка знижує температуру плавлення порід. Це приводить до утворення вогнищ плавлення, які живлять вулкани острівних дуг.

Острівні дуги – ланцюги вулканічних островів, розташовані на окраїнах океанів і відмежовують океани від окраїнних морів і континентів.

Острівні дуги з боку океанів завжди супроводжуються глибоководними жолобами, які простягаються паралельно їм на відстані від них в середньому 150 км. Загальний розмах рельєфу між вершинами вулканів острівних дуг (заввишки до 2–4 км) і западинами глибоководних жолобів (завглибшки до 10–11 км) становить 12–15 км. Острівні дуги – найграндіозніші з відомих на Землі гірських ланцюгів. Біляокеанічні схили острівних дуг на глибині 2–4 км зайняті переддуговими басейнами завширшки 50–100 км, які складені багатокілометровою товщею осадів.

У деяких острівних дугах переддугові басейни зазнали складчастості й насувоутворення. Їх зовнішні частини підняті вище рівня вод Світового океану й утворюють зовнішню невулканічну дугу. Підніжжя острівних дуг поблизу глибоководного жолоба має лускату будову: складається із серії тектонічних пластин, нахилених у бік острівних дуг. В межах острівних дуг поширені наземні і підводні вулкани, які й досі діють чи вивергалися зовсім недавно. У складі магматичних продуктів переважають лави андезитів; підлегле значення мають базальти, дацити, ріоліти.

У тиловій частині вулканічної дуги зазвичай відбувається незначний розтяг, який спричинює утворення задугового моря. Задугові окраїнні моря розташовуються між острівними дугами і континентом. Вони можуть бути дуже глибокі (понад 4000 м). Розтяг може бути настільки значним, що приводить до розриву кори плити і розкриття басейну з океанічною корою (задуговий спрединг).

Занурення плити, яка зазнає субдукції, в мантію обмежується вогнищами землетрусів, що виникають на межі плит і всередині самої плити (холоднішої і внаслідок цього більш крихкої, ніж навколишні мантійні породи). Ця сейсмофокальна зона називається

зоною Беньофа-Заварицького. У зонах субдукції починається процес утворення нової континентальної кори.

Рідкісним процесом взаємодії континентальної і океанічної плит є *обдукція* – насування частини океанічної плити на край континентальної плити. Під час обдукції розшаровується океанічна плита, і на край континентальної плити насувається лише її верхня частина – кора і декілька кілометрів верхньої мантії.

При зіткненні континентальних плит, кора яких легша, ніж речовина мантії, і внаслідок цього не здатна в неї зануритися, відбувається процес *колізії*. Під час колізії краї континентальних плит, які зіштовхуються, подрібнюються, зминаються, утворюється система значних насувів, що приводить до зростання гірських країн зі складною складчасто-насувною будовою. Прикладом такого процесу є зіткнення Індостанської плити з Євразійською, що супроводжується зростанням гірських систем Гімалаїв і Тібету. Колізія змінює субдукцію, завершуючи закриття океанічного басейну. На початку колізії, коли краї континентів зблизилися, колізія поєднується з процесом субдукції (триває занурення під край континенту залишків океанічної кори). Для колізійних процесів характерний регіональний метаморфізм та інтрузивний гранітоїдний магматизм. Ці процеси призводять до утворення нової континентальної кори (з її типовим граніто-гнейсовим шаром).

У місцях, де плити рухаються паралельним курсом, але з різною швидкістю, виникають *трансформні розлами*.

Трансформний розлам – розлам, який перетинає серединно-океанічні хребти перпендикулярно до їх простягання і частково продовжується на океанські улоговини і прилеглі континенти; зміщує осьові зони серединно-океанічних хребтів та їх рифтові долини в горизонтальному напрямку на сотні і тисячі кілометрів.

Трансформні розлами розмежовують серединно-океанічні хребти на сегменти завширшки в декілька сот кілометрів. Між сегментами хребта знаходиться активна частина трансформного розламу, в якій постійно відбуваються землетруси і процеси гороутворення, а навколо розламу утворюються насуви і складки.

По обидва боки від сегментів серединно-океанічного хребта знаходяться неактивні частини трансформних розламів. Активних тектонічних рухів у них не відбувається, але вони чітко виражені в рельєфі дна океанів лінійними підняттями з центральною депресією.

Трансформні розлами можуть з'єднувати дві зони спредингу, вісь спредингу із зоною субдукції, або дві зони субдукції. У цьому плані розрізняють три типи трансформних розламів: хребет – хребет, хребет – дуга, дуга – дуга. В океанах переважають трансформні розлами типу хребет – хребет. По обидва боки трансформного розламу океанічна кора має зазвичай різний вік, що є свідченням вертикальних рухів, які утворюють скиди на фоні трансформних рухів.

Уздовж трансформних розламів розташовані серпентинізовані мантійні ультрабазити, що утворюють протрузії, іноді досягають поверхні океану (о. Сан-Паулу в Атлантичному океані), а також підводні й острівні вулкани.

Запитання та завдання для самоперевірки

1. Що вивчає наука геотектоніка?
2. Що таке тектонічні рухи?
3. Які тектонічні рухи за кінематикою ви знаєте?
4. Які існують види тектонічних деформацій гірських порід?
5. Охарактеризуйте плікативні деформації гірських порід.
6. Що таке монокліналь і як вона утворюється?
7. Які елементи залягання гірських порід ви знаєте?
8. Що таке флексура і як вона утворюється? Назвіть елементи флексури.
9. Що таке складка і як вона утворюється?
10. Назвіть і охарактеризуйте елементи складки.
11. Наведіть морфологічну класифікацію складок.
12. На які групи поділяються диз'юнктивні тектонічні порушення?
13. Охарактеризуйте розривні порушення без зміщення або з незначним зміщенням блоків гірських порід.
14. Опишіть прості розривні порушення зі зміщенням блоків гірських порід.
15. Назвіть елементи розривного порушення зі зміщенням блоків гірських порід.
16. Які ви знаєте амплітуди зміщення?
17. Охарактеризуйте складні розривні порушення зі зміщенням блоків гірських порід.
18. Як виражені в рельєфі плікативні деформації гірських порід?
19. Як виражені в рельєфі розривні деформації гірських порід?
20. Яка роль тектонічних рухів в утворенні рельєфу земної поверхні?

2.2. Сейсмічні процеси та явища

Землетруси є проявом взаємодії літосферних плит, і розміщуються вони, як правило, в зонах глибинних розламів, які обмежують їх. Ділянки підвищеної сейсмічності майже збігаються з межами найбільших літосферних плит Землі, хоча фіксувалися випадки землетрусів і в межах відносно жорстких блоків.

Згідно із сучасними уявленнями, землетруси виникають на великих розламах при тривалому зсуві в протилежні сторони тектонічних блоків або плит, що контактують за розламом. При цьому сили зчеплення утримують крила розламу від ковзання, і зона розламу зазнає поступово зростаючої зсувної деформації. Розрядка напруги супроводжується сейсмічним ударом, що спричинює появу поздовжніх і поперечних сейсмічних хвиль.

Землетрус – це коливання земної кори, спричинене надходженням до поверхні Землі пружних коливань, які зумовлені миттєвим зміщенням мас гірських порід.

За походженням землетруси поділяються на *тектонічні, вулканічні, екзогенні й техногенні*.

Тектонічні землетруси виникають унаслідок раптового вивільнення напруги, наприклад, при переміщеннях уздовж розламу в земній корі. Причиною глибоких землетрусів можуть бути фазові переходи в мантії Землі, що відбуваються за певних температур і тисків.

Вулканічні землетруси виникають унаслідок різких переміщень магматичного розплаву в надрах Землі або в результаті виникнення розривів під впливом цих переміщень.

Екзогенні землетруси можуть бути спричинені обвалом склепінь печер, значними зсувами гірських порід.

Техногенні землетруси можуть бути спричинені підземними ядерними випробуваннями, заповненням водосховищ, видобутком нафти і газу методом нагнітання рідини в свердловини, підривними роботами при видобутку корисних копалин, обвалом склепінь гірничих виробок тощо.

Землетруси поділяються на *непомітні, дуже слабкі, слабкі, помітні, достатньо сильні, сильні, дуже сильні, руйнівні, спустошливі, нищівні, катастрофічні, дуже катастрофічні*. Наука, що вивчає землетруси, називається *сейсмологією*.

Землетруси характеризуються певними параметрами.

Гіпоцентр, або вогнище, – певний об'єм гірських порід, усередині якого відбуваються пружні деформації і руйнуються породи.

Залежно від глибини вогнища (Н) землетруси поділяють на дрібнофокусні (нормальні) – 0<Н<70 км; проміжні – 70<Н<300 км; глибокофокусні – 300<Н<700 км. Найбільш руйнівними є землетруси, осередки яких розташовані на глибині 100–300 км.

Епіцентр землетрусу – це проекція гіпоцентру на земну поверхню.

Інтенсивність – це зовнішній ефект землетрусу на поверхні Землі, який виражений у певному зміщенні ґрунту, частин гірських порід, ступені руйнування інженерно-технічних споруд, появі тріщин на поверхні і т. д. Інтенсивність землетрусу вимірюється в балах (від 1 до 12).

Магнітуда – логарифм відношення максимального зміщення частинок ґрунту (в мікрометрах) при конкретному землетрусі до деякого еталонного, дуже слабкого зміщення ґрунту. Магнітуда – це безрозмірна величина і змінюється від 0 до 8,8.

Енергія землетрусу – це кінетична енергія, яка вивільнюється після розрядки напруги у вогнищі і, досягнувши поверхні Землі, спричинює її коливання. Розповсюджується енергія у вигляді пружних сейсмічних хвиль. Частина енергії йде на подолання сил тертя у вогнищі, на пластичні деформації та виділення тепла. Часто використовують логарифм енергії, а саму енергію вимірюють у джоулях. Величина її змінюється від 0 до 18.

Глибина вогнища землетрусу – це відстань від поверхні Землі по нормалі до гіпоцентру або вогнища.

Сейсмічні хвилі бувають двох типів: поздовжні та поперечні.

Поздовжні хвилі P відповідають коливальним рухам частинок речовини уздовж сейсмічного профілю, тобто в напрямку від осередку або до осередку. Вони спричинюють поперечне стиснення і розрідження речовини. Поздовжні хвилі поширюються з різною швидкістю в усіх середовищах (повітря, вода, гірська порода).

Поперечні хвилі S відповідають коливальним рухам частинок речовини упоперек сейсмічного профілю, тобто перпендикулярно поширенню хвилі. Через рідини й газоподібні речовини поперечні

хвилі не проходять, а поширюються лише в твердих тілах, але з меншою швидкістю, ніж поздовжні.

На поверхні Землі виникають *поверхневі хвилі,* які поширюються з невеликою швидкістю і схожі на хвилі, які виникають на поверхні води, якщо кинути у воду камінь.

Землетруси завдають значної шкоди, а їх наслідки бувають часто катастрофічними (рис. 2.25–2.26).

Рис. 2.25. Наслідки землетрусу
http://explorejapan.ru/page/15/

Рис. 2.26. Наслідки землетрусу
https://www.rbc.ua/ukr/news/zemletryasenie-tayvane-pogibli-14-chelovek-1454777624.html

Геоморфологічна роль землетрусів виражена в утворенні тріщин, у зміщенні блоків земної кори за тріщинами у вертикальному й горизонтальному напрямках, формуванні піднять, западин, провалів, східчастих скидів, підкидів, грабенів, крупних зсувів, обвалів, іноді в складчастих деформаціях порід земної кори.

Землетруси відбуваються не лише на суходолі, а й на дні океанів та морів. У межах океанічного дна над вогнищем можуть виникнути підняття та западини, що змінює об’єм води і приводить до утворення хвилі, яка в океані майже непомітна через велику довжину. Розповсюджуючись зі значною швидкістю (іноді понад 1000 км/год), при підході до узбережжя, на мілководді, хвиля стає крутішою, досягає висоти 15–30 м і виходить на берег.

На узбережжях море спочатку відступає, а потім на берег накочується гігантська хвиля – *цунамі*, яка руйнує усе на своєму шляху та змінює морфологію узбережжя (рис. 2.27–2.28).

Рис. 2.27. Цунамі
http://obozrevatel.com/abroad/tsunami-v-yaponii-pobilo-vse-rekordyi-vyisota-volnyi-dostigala-39-metrov.-video.htm

Рис. 2.28. Наслідки цунамі
http://ru.tsn.ua/foto/yaponiya-boretsya-za-vyzhivanie-posle-katastrofy.html

Розповсюдження сучасних землетрусів на земній кулі нерівномірне. У деяких місцях землетруси відбуваються часто і досягають значної сили; такі зони називають *сейсмічними.*

Зони інтенсивного прояву землетрусів утворюють два сейсмічні пояси – Середземноморський-Трансазіатський (широтний) і Тихоокеанський (меридіональний).

Перший із них простягається від Гібралтару до островів Індонезії, охоплюючи узбережжя Алжиру, Італії, Динариди, Балкани, Егейське море, Туреччину, Крим, Кавказ, Іран, Афганістан, Памір, Гімалаї.

Другий охоплює гори, які оточують Тихий океан, а також острівні дуги Тихого океану.

Землетруси часто відбуваються в Тянь-Шані, горах Прибайкалля, Монголії, Китаю, великих озер у Африці та в інших місцях.

В Атлантичному та Індійському океанах сейсмічність зосереджена вздовж серединно-океанічних хребтів.

Високу сейсмічність має Східно-Африканська рифтова зона.

На території України сейсмічно активними регіонами є Карпати і Крим.

До *асейсмічних зон* належать обширні рівнини материків, яким відповідають давні платформи (Східноєвропейська, Сибірська, Канадська, Бразильська, Африканська, Австралійська), внутрішні частини океанських плит і молоді платформи.

Запитання та завдання для самоперевірки

1. Що таке землетруси?
2. Як поділяються землетруси за походженням?
3. Поясніть механізм виникненння землетрусів.
4. Охарактеризуйте параметри землетрусу.
5. Що таке цунамі?
6. Охарактеризуйте геоморфологічну роль землетрусів.
7. Охарактеризуйте сейсмічне районування Землі.

2.3. Магматичні процеси та явища

Магматизм відіграє важливу роль у рельєфоутворенні. У результаті магматизму утворюються різноманітні форми магматичних тіл: батоліти, штоки, дайки тощо, які приховані на глибині й у рельєфі не проявляються. Тріщинні виливи утворюють лавові плато, над поверхнею яких інколи спостерігаються лише невеликі вулканічні конуси, що виникли на заключному етапі виверження. Рідкі лавові потоки заповнюють від'ємні форми рельєфу. Багаторазове виверження рідких лав з одного або декількох близько розташованих центрів приводить до утворення вулканічних гір. Форми рельєфу, пов'язані з інтрузивним магматизмом, можуть бути як результатом безпосереднього впливу магматичних тіл, так і наслідком препарування інтрузивних магматичних порід. Батоліти часто знаходяться в осьових частинах антиклінорiїв та утворюють додатні форми рельєфу. Лаколіти виражені у рельєфі у вигляді куполів. Відпрепаровані дайки на земній поверхні утворюють вузькі, вертикальні чи крутоспадні тіла. Пластові інтрузії виражені в рельєфі у вигляді східчастих структур.

Більш інтенсивний вплив на рельєф має ефузивний магматизм (вулканічні процеси).

Вулканічний процес – це комплекс явищ, пов'язаних із виливанням і викиданням магматичної речовини на поверхню Землі та в атмосферу.

Прояв вулканічного процесу поділяється на три стадії: *субвулканічну, вулканічну* і *поствулканічну*.

На субвулканічній стадії в астеносфері зароджується магма, яка заповнює магматичну камеру (вогнище).

Магма – це розплавлена речовина, яка утворюється при певних значеннях тиску і температури і являє собою флюїдно-силікатний розплав, тобто містить у своєму складі з'єднання з кремнеземом

(SiO_2) і леткі речовини, наявні у вигляді газу (бульбашок) або розчинені в магматичному розплаві.

Магматичний розплав – це трикомпонентна система, яка складається з рідини, газу і твердих кристалів прагне до рівноважного стану.

Залежно від температури, тиску, складу газів тощо магматичний розплав змінюється. Мінерали, які утворилися в розплаві раніше, розчиняються, натомість утворюються інші мінерали, які є рівноважними до нових термодинамічних і хімічних умов.

Основними процесами, що змінюють склад магми, є: *диференціація, асиміляція* і *гібридизація*.

Диференціація – поділ вихідної (основної) магми на розплави різного складу.

Існує два механізми диференціації: *ліквація* та *кристалізаційна диференціація*.

Ліквація – поділ магматичного розплаву на незмішувані рідини, з яких рідини з більшою щільністю знаходитимуться в нижній частині магматичного розплаву, а рідини з меншою щільність – у верхній. У зв'язку з цим нижня частина магматичного розплаву має ультраосновний склад, середня – основний, а верхні частини – середній і кислий. У такий спосіб утворюються розшаровані інтрузивні магматичні тіла.

Кристалізаційна диференціація зумовлена неодночасністю переходу різних компонентів магми в тверду фазу при її охолодженні. Компонени поділяються під дією сили тяжіння. Першими кристалізуються найбільш важкоплавкі (важкі) мінерали, а потім все менш важкоплавкі (легкі). Такий процес відображений у ряду Боуена: олівін – піроксен – плагіоклаз – рогова обманка – біотит – ортоклаз – мусковіт – кварц.

Асиміляція – це розчинення або розплавлення магмою захоплених нею уламків оточуючих гірських порід.

Уламки (ксеноліти) потрапляють у магматичний розплав зі стінок і покрівлі магматичної камери.

Гібридизація – це змішування магматичних розплавів, що потрапили до однієї магматичної камери з різних осередків. Внаслідок цього утворюється розплав, склад якого буде проміжним між складом двох початкових.

Первинні магми, утворюючись на різних глибинах, за тектонічними порушеннями (розламами, тріщинами) рухаються вгору до верхніх горизонтів земної кори, де літостатичний тиск менший. Важливим чинником еволюції та диференціації магматичних розплавів є їх взаємодія із вміщувальними породами. Рухаючись до поверхні, магма розплавляє і поглинає гірські породи, які трапляються на її шляху. При цьому хімічний склад магми може змінюватися. Вплив високотемпературної, багатої флюїдами магми на оточуючі породи теж приводить до їх зміни.

За певних геологічних і тектонічних умов магма не досягає поверхні Землі і застигає (кристалізується) на різній глибині, утворюючи тіла різної форми і розміру – *інтрузиви*.

Інтрузиви – це магматичні тіла, які утворилися на значній глибині за високого тиску і температури при повільному охолодженні магми.

Інтрузивні породи кристалізуються на великих глибинах у товщі земної кори серед інших гірських порід. Залежно від глибини утворення інтрузивні тіла поділяються на *приповерхневі*, або *субвулканічні*, – глибина від кількох сотень метрів до 1,0–1,5 км; *середньоглибинні*, або *гіпабісальні*, – до 1–3,0 км та *глибинні*, або *абісальні*, – глибше 3,0 км.

Інтрузивні гірські породи утворюються в умовах повільного зниження температури за високого всебічного тиску в надрах земної кори, внаслідок чого вони мають повнокристалічну, крупнозернисту структуру.

Субвулканічні й *жильні породи* утворюються біля поверхні Землі, при більш швидких зниженнях температури в умовах більш низького тиску, аніж інтрузивні.

Якщо рідкий магматичний розплав досягає земної поверхні, відбувається його виверження, характер якого визначається складом розплаву, його температурою, тиском, концентрацією летких компонентів та іншими параметрами.

Однією з найважливіших причин виверження магми є її дегазація. Саме гази, які знаходяться в розплаві, спричинюють виверження. При досягненні верхніх частин земної кори в результаті зміни зовнішнього тиску і температури (нижче за 1200 °С) в окремі фази виділяються газ та перегріті пари води. Перетворена магма збільшується в об’ємі, стає більш рухливою і

швидко піднімається вгору. Водяна пара й гази піднімаються вгору, руйнують, подрібнюють породи і виштовхують їх до поверхні. За ними до поверхні піднімається дегазований магматичний розплав. Рух дегазованого магматичного розплаву, водяної пари і газів супроводжується слабкими землетрусами.

За певних умов (кількість газів, їх склад, температури) гази можуть виділятися з магми відносно спокійно, тоді ж виливаються й лавові потоки – *ефузія*. За умови швидкого відокремлення газів, розплав миттєво зкипає, і магма розривається, розширюється газовими бульбашками, що спричинює потужне вибухове виверження – *експлозію*. За умови в'язкої магми з невисокою температурою магматичний розплав повільно вичавлюється на поверхню – відбувається *екструзія*.

Момент вивільнення магматичної енергії і викиду продуктів магматизму на поверхню Землі та в атмосферу є початком головної стадії вулканічного процесу – виверження вулкана.

Вулкан – геологічне утворення, що виникає над розламами і тріщинами в земній корі, за якими на земну поверхню виливається лава, а в атмосферу викидаються магматична речовина, гарячі гази, пари води і уламки гірських порід.

Розрізняють вулкани діючі і згаслі.

Діючими називають вулкани, які постійно або періодично вивергаються; *згаслими* – ті, які припинили свою діяльність і про їх виверженнях немає даних. Проте згаслі вулкани поновлюють свою діяльність (рис. 2.29–2.30).

Рис. 2.29. Діючий вулкан
https://24smi.org/news/24289-samyj-bolshoj-vulkan_specf50.html

Рис. 2.30. Згаслий вулкан
http://esgeo.ru/blog/1-0-5

Вулканічні утворення поділяються на *прості* і *складні*. *Прості*, або *моногенні*, утворення являють собою відносно невеликі вулканічні конуси, які утворилися за одне або декілька вивержень. Найбільш поширені з них – це шлакові конуси, на вершині яких розташований кратер. Такі вулкани утворюються при викидуванні уламків під час експлозивних вивержень. Кут нахилу таких конусів переважно 30°, а висота конусів досягає 500 м. При розбризкуванні крапель рідкої лави поблизу жерла вулкана виникають конуси розбризкування, які з часом утворюють конусоподібний невеликий вулкан. Існують також попільні конуси. Неодноразові виверження базальтової рідкої лави створюють навколо центру виливання пологий, але значний за розміром лавовий конус, який може перетворитися на *щитовий вулкан.*

Щитовий вулкан – вулканічне утворення, яке виникло внаслідок багаторазових виливань слабков'язкої, рухливої лави, що розтеклася на значні відстані і утворила плоский купол у поперечнику до десятків кілометрів і завтовшки до одного кілометра (рис. 2.31).

На вершині щитового вулкана розташовується кратер або кальдера, які мають вигляд широких блюдцеподібних западин із крутими, часто терасоподібно-східчастими стінками. Щитоподібна форма характерна для вулканів, які виливають базальтові розплави.

Складні полігенні вулканічні утворення, які складаються з конусів, утворених потоками лави і товщами пірокластичних утворень, називаються *стратовулканами* (рис. 2.32).

Рис. 2.31. Щитовий вулкан
http://esgeo.ru/blog/vulkan_piton_de_la_furnez_piton_de_la_fournaise/
2012-12-08-29

Рис. 2.32. Стратовулкан
http://www.vigivanie.com/vigivanie-pri-izvergenii-vulkana/247-samie-opasnie-vilkani-zemli-photo.html

Утворюються вони при чергуванні ефузивних і експлозивних вивержень, за яких лавові потоки й покриви пірокластів нашаровуються на схили вулкана, створюючи правильної форми конуси. На вершині вулкана розташовується кратер, в донній частині якого міститься жерло – вивідний отвір підвідного каналу.

Жерло – вивідний канал, за яким від магматичного вогнища до поверхні рухається магматичний розплав.

Кратер – чашоподібне заглиблення, яке розташоване на вершині вулкана і є верхнім закінченням жерла.

Маар – відносно плескатодонний кратер вибуху з жерлом без конуса, обмежений невисоким валом із пухких продуктів виверження, які являють собою гірські породи стінки жерла.

Вулканічний конус складається з лави і пірокластичних утворень, які перешаровуються і в які на різних рівнях можуть вкорінюватися пластові інтрузиви – сілли – або з'являтися бічні підвідні канали, що відкриваються на схилах, де виникають побічні кратери. Нові підвідні канали формуються після тривалого періоду спокою вулкана. Магмі легше створити новий шлях до поверхні, ніж рухатися старим, закупореним каналом. У такий спосіб виникають нові жерла й нові кратери, які часто вкладені один в одного. При формуванні вулкана часто утворюються радіальні й кільцеві тріщини, які заповнюються магмою і утворюють нові побічні кратери. Системи тріщин виникають у результаті осідання вулкана при перерозподілі речовини, коли з близькоповерхневого магматичного вогнища магма виходить на поверхню і в осередку створюється брак речовини, тоді як на поверхні – її надлишок.

На вулкані після обвалення стінок кратера або в результаті його катастрофічного виверження утворюється *кальдера*.

Кальдера – значна циркоподібна улоговина вулканічного походження, часто з крутими стінками і більш-менш рівним дном.

Від кратера кальдера відрізняється особливостями утворення і більшими розмірами. Кальдери можуть досягати 10–20 км у поперечнику і декількох сот метрів у глибину.

У результаті потужних експлозій верхня частина стратовулкана може бути знищена і тоді утворюється значна, глибока округла улоговина – *кальдера вибуху* – діаметром від декількох сотень метрів до декількох кілометрів.

Кальдери обвалу утворюються за кільцевими розламами при нестачі розплаву в магматичному осередку, внаслідок чого вершина вулкана провалюється. Деякі кальдери утворюються в результаті обвалення безладно орієнтованих частин вулканічної побудови, а інші є наслідком осідання за кільцевими розламами усього вулкана. Іноді кальдери бувають вкладеними одна в одну. Кальдери характерні для полів кислих ігнімбритів, створених потоками попелу, що виникають під час потужного експлозивного виверження. Часто в кальдері починає знову утворюватися куполоподібне підняття, внаслідок чого виникають окремі вулканічні конуси. Такі кальдери називаються *відродженими*. Відтікання магми від приповерхневого вогнища може спричинити опускання території, яке перевищує розмір вулканічного утворення. Такі западини називаються *вулкано-тектонічними*. Якщо магма дуже в'язка, наприклад, ріолітового або дацитового складу, то при виверженні вона вичавлюється з підвідного каналу і не утворює лавових потоків. У цьому випадку утворюється купол, по краях якого розташовується вулканічна брекчія з уламків порід купола.

На місці вулканів, що зазнали руйнування, зберігається тверда лавова пробка у вигляді кам'яного стовпа, яка називається *некою*.

Залежно від характеру вивідних отворів виверження поділяють на *ареальні* (*площові)*, *лінійні* та *центральні*.

Ареальні виверження – це невпорядковано розташовані (не лінійно) групи простих моногенних вулканів (багатовивідні виверження), які пов'язані спільним вогнищем базальтової магми, або проплавлення магматичним розплавом покрівлі та площовий вилив лави на поверхню. За таких вивержень утворюються базальтові плато.

Лінійне виверження – це виливання лави через протяжну тріщину в земній корі.

При лінійному виверженні вулканічна діяльність часто зосереджується на окремих ділянках тріщини з утворенням невеликих вулканів (лінійно-гніздовий тип). Із центральної частини тріщини виливається лава, на кінцях тріщини відбуваються значні експлозії, а в проміжній зоні – шлакові викиди. Згодом виверження концентрується на певній ділянці тріщини з утворенням центрального вулкана. Зазвичай тріщина після першого і єдиного

виверження закривається і наступне виверження відбувається з нової тріщини.

Центральне виверження відбувається з центрального, постійного вивідного каналу (жерла), навколо якого за рахунок лави і уламків утворюється підвищення з кратером на вершині.

У багатьох вулканах від основного жерла відгалужуються бічні вивідні отвори, які називаються *паразитичними вулканами*.

Продукти вулканічної діяльності поділяють на *рідкі, тверді* та *газоподібні.*

До *рідких продуктів* вулканічних вивержень належить лава.

Лава – дегазований магматичний розплав, який вилився на поверхню Землі.

Від магми відрізняється меншим вмістом летких компонентів. Хімічний склад лави визначає в'язкість, рухомість та характер виверження вулканів.

Лави ультраосновного й основного складу мають низьку в'язкістю та високу рухомість. Вони легко розтікаються на значні відстані, утворюючи покриви і потоки з хвилястою поверхнею.

Лави середнього і кислого складу мають високу в'язкість і низьку рухливість. Вийшовши на поверхню, вони швидко застигають, утворюючи короткі потоки з брилевою поверхнею, купола, обеліски.

Будова лавових потоків, як у плані, так і в розрізі, залежить від їх хімічного складу й інших чинників.

Поверхня базальтових лавових потоків утворюється внаслідок швидкого охолодження тонкої кірки, і поки вона ще не втратила пластичність, вона волочиться і зморщується. Газові бульбашки, що піднімаються крізь потік, скупчуються під цією кіркою і можуть її піднімати над лавою, яка ще не застигла. Така поверхня, що нагадує лежачі канати, називається *пахоехое* (рис. 2.33). Лавові канати завжди спрямовані опуклістю у напрямку руху потоку.

Із поверхні і з боків потоку лава охолоджується швидше, а в центрі ще вона рухається і надходять нові порції розплаву, що спричинює утворення труби в потоці. Поверхня пахоехое ускладнюється вторинними структурними формами – пагорбами, пасмами, куполами вичавлювання внаслідок проривання затверділої кірки рідкої лави за підвищення гідростатичного тиску.

Тиск спричинює формування конусів розбризкування – *горніто*, які складені застиглими бризками лави, що вирвалася під тиском через тріснуту кірку.

Горніто – вулканічні конуси заввишки декілька метрів, які утворює магма внаслідок розбризкування з вузького каналу.

Інший тип поверхні базальтових потоків називається *аа-лавою* (рис. 2.34) і представлений гострокутними уламками лав із численними шипами, що відходять у різні боки від уламків і утворюються при розтягуванні ще в'язкої кірки потоку, яка неодноразово подрібнюється і знову виникає. Так формується поверхня аа-лави потужністю до 10 метрів.

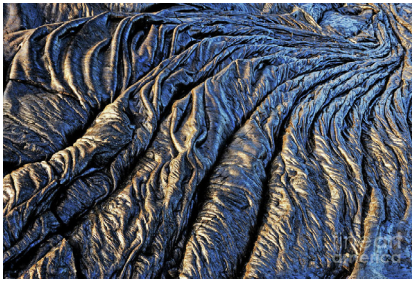


Рис. 2.33. Пахоехое лава
http://fineartamerica.com/featured/cooled-pahoehoe-lava-flow-sami-sarkis.html

Рис. 2.34. Аа-лава
http://reports.travel.ru/reports/2008/06/ 124388_1.html

У цих двох видах потоків швидкість руху нижніх горизонтів менша, ніж верхніх, тому фронтальна частина потоку з часом стає крутішою і з його верхньої частини скочуються брили і цілі блоки, що утворюють осип біля підніжжя фронтального уступу, на який поступово наїжджають нові порції потоку. Так, в основі потоку формується прошарок лавобрекчій, тобто уламки лави, які зцементовані лавою, а його верхню частину складають аа-лави.

Іноді на поверхні аа-лав зустрічаються кулясті брили – *акреційні лавові кулі* діаметром 2–3 м, що утворилися внаслідок налипання на брилу ще в'язких шматків лави, поки брила перекочується у верхній частині потоку. Брилева лава відрізняється від аа-лави відсутністю шипів, гострокутних уламків і більш гладкою поверхнею, іноді майже дзеркальною (рис. 2.35).

Брилеві лави мають більшу в'язкість, ніж аа-лави, тому вони частіше зустрічаються в андезитових, дацитових і ріолітових лавах. Внутрішні частини цих потоків часто мають шарувату текстуру, яка пов'язана зі взаємним ковзанням шарів різної в'язкості. Якщо фронтальна частина потоку вже застигла, а лава продовжує надходити, то шари починають вигинатися вгору, утворюючи *тонкопластинчасту окремість*.

У глибоководних океанічних рифтових зонах, де гідростатичний тиск перешкоджає експлозивним виверженням, із тріщини вичавлюється базальтова лава. При потраплянні лави у вигляді краплі у воду поверхня лави миттєво охолоджується і перетворюється на склоподібну кірку, тоді як центральна частина залишається розплавленою. Завдяки пластичності крапля, або подушка, ущільняється, і на неї насувається нова порція подушок. У такий спосіб виникає *пілоу* або *подушкові лави* (рис. 2.36).

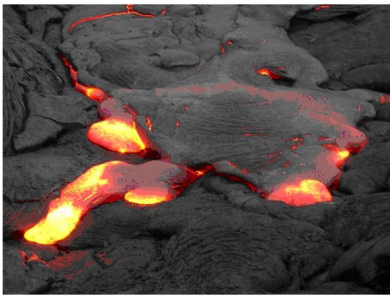


Рис. 2.35. Брилева лава
http://elementshterenberg.blogspot.com/2015/06/3-1-132.html

Рис. 2.36. Пілоу лава
http://www.kscnet.ru/ivs/expeditions/2008/komandory_09_2008/index.html

Лава подушкова (*пілоу лава*) – лава, що вилилася під водою або вкорінилася в мул на дні та являє собою скупчення округлих тіл із хвилястою поверхнею у вигляді подушок або куль, які вдавлені одна в одну або видовжені одна за одною і з'єднані за допомогою коротких лавових трубок.

Проміжки між лавовими подушками заповнюються шматочками склоподібної кірки або осадами.

Більш кислі і більш в'язкі, лави андезитів, дацитів і ріолітів, утворюють короткі потоки з брилевою поверхнею. Якщо лава майже не може текти через високу в'язкість, то після її вичавлювання із жерла утворюються *екструзивні куполи*. Іноді

вони збільшуються внаслідок надходження нових порцій лави, нагромаджених одна на одну; в інших випадках тиск лави піднімає вже застиглу першу порцію розплаву. Вулканічні екструзивні куполи досягають у висоту сотень метрів. Для кислих лав екструзивних куполів характерна тонка флюїдальність, яка утворюється за ламінарної в'язкої течії розплаву. На периферії куполів, які збільшуються, завжди утворюються шлейфи потужних осипів. Якщо екструзивний купол формується у воді, то він оточений шлейфом *гіалокластитів*.

Гіалокластит – вулканокластична порода, складена склоподібним уламковим матеріалом (первинне вулканічне скло), який утворився під час подрібнення і перевідкладення лави в результаті взаємодії магматичного розплаву з водою.

Результатом діяльності лавового потоку є *лавові гроти*, *лавові печери*, *лавові жолоби* (рис. 2.37–2.40).

Рис. 2.37. Лавовий грот
http://sandra-sailing.ru/wp-content/uploads/2016/06/IMG_7236.jpg

Рис. 2.38. Лавова печера
http://img11.nnm.me/8/a/7/b/6/f08cfd1ff60705c2b5a880c4049.jpg

Рис. 2.39. Лавова печера
http://lifeglobe.net/entry/6557

Рис. 2.40. Лавова труба
http://img11.nnm.me/7/1/e/c/1/a886e22099f673c1411880e840e.jpg

Застигаючи, лавовий потік спочатку покривається кіркою шлаку. У разі проривання кірки в будь-якому місці незатверділа лава витікає з-під кірки. У результаті утворюється порожнина – *лавовий грот*, або *лавова печера*. Після обвалення склепіння печери вона перетворюється на негативну поверхневу форму рельєфу – *лавовий жолоб*.

При підводному виверженні формуються *гайоти*, *абісальні пагорби*.

Гірські породи магматичного походження утворюють геологічні тіла різної морфології. Форми інтрузивних і ефузивних геологічних тіл здебільшого різні.

Тверді продукти вулканічної діяльності – це *вулканічні бомби, лапілі, вулканічний пісок, вулканічний попіл*.

Газоподібні продукти на 60–90 % складаються з водяної пари та суміші газів H_2S, SO_2, CO, CO_2, HCl, HF, NH_4Cl, NH_3, H_2, H_2BO_3 та ін.

За характером виверження і їх продуктами виділяють чотири категорії вулканів: 1) *ефузивну наземну* (з переважанням рідкої лави); 2) *ефузивну підводну* (з переважанням рідкої лави); 3) *пірокластову* (з переважанням твердих продуктів виверження); 4) *експлозивну* (газово-вибухову).

Серед *ефузивних наземних вивержень*, які відбуваються на узбережжях континентів і на островах та пов'язані з магмою основного складу, виокремлюють вулкани *ісландського* (виверження через широку тріщину) і *гавайського* (виверження через широкий трубоподібний канал) типів.

Підводні ефузивні виверження на шельфі за характером виверження подібні до наземних – ісландського і гавайського типів.

Пірокластові виверження центрально-кратерного типу викидають лаву, тверді й газоподібні продукти. Вони утворюють конуси правильної форми. Виділяють *стромболіанський, везувіанський, етнинський* та інші типи.

Експлозивні (газово-вибухові) виверження викидають значну кількість газів і пару та малу кількість лави, інколи лави взагалі немає. Виверження пов'язані з магмою кислого й середнього складу. Виділяють *пелейський, кракатауський, маарський, бандайсанський* типи.

Трубки вибуху належать до особливих, так званих моногенних вулканів, оскільки утворюються у вигляді одноразового вибуху без появи лави; їх часто називають *кімберлітовими*.

При припиненні вулканічної діяльності, коли активність вулкана тимчасово або повністю припиняється, на вулкані і навколо нього відбуваються процеси, які пов'язані з охолодженням магми і називаються *поствулканічними.* До таких належать *виділення газів* (*фумароли*), *гейзери*, *грязьові вулкани*, *терми*, які вказують на активні процеси, що тривають у надрах (рис. 2.41–2.43).

Рис. 2.41. Фумароли

http://plate-tectonic.narod.ru/kam4atka13photoalbum.html

http://away.oberweb.ru / kamchatka

http://foto-traveller.ru/foto/russia/kurily2012/index13.htm

Рис. 2.42. Гейзер
http://sotnic2004.narod.ru/iceland.htm

Після виверження вулканів тривалий час виділяються газоподібні продукти з кратера, тріщин, із розпечених туфолавових потоків і конусів. У складі поствулканічних газів є ті самі гази групи галоїдів, сірки, вуглецю, пари води та інші, що виділяються при вулканічних виверженнях. Склад газових виділень залежить від температури.

За температур понад 180 °С виділяються *фумарольні гази*, у складі яких переважають хлористі сполуки. Згодом вони змінюються *сольфатарними газами* з температурою 180–100 °С, у складі яких переважають сірчані сполуки. За температур нижчих ніж 100 °С виділяються *мофетні* гази, у складі яких переважають вуглекислі гази.

Рис. 2.43. Грязьовий вулкан
http://forum.awd.ru/viewtopic.php?f=884&t=203772&start=220

Гейзер – це джерело, яке періодично викидає фонтани гарячої води і водяної пари на висоту до 30–60 м (рис. 2.42). Температура води гейзерів сягає 80–100 ºС, в ній розчинені хлориди, бікарбонати і значна кількість кремнезему, який часто накопичується навколо гейзера у вигляді накипу (кременистого туфу).

Грязьовий вулкан (*сальза*) – це отвір чи поглиблення на поверхні суходолу або конусоподібний пагорб із кратером (грязьова сопка), який постійно або періодично викидає на поверхню Землі грязь і гази (рис. 2.43). Кратер грязьового вулкана заповнений глинистою або піщанистою гряззю, крізь яку виділяються бульбашки газів.

Якщо грязь дуже густа, її грудочки від вибуху газових бульбашок піднімаються вгору і нагромаджуються навколо отвору, утворюючи валик сальзи або конус сопки, який поступово наростає.

Відносна висота валиків досягає 30–50 м, конусів – 400–500 м. На вершинах таких пагорбів розташовані кратери, через які й відбуваються викиди.

Терми – гарячі джерела води, які поширені в областях сучасного і новітнього (пліоцен-четвертинного) вулканізму.

На земній кулі виділяють декілька зон розвитку магматизму: *тихоокеанська*, *середземноморсько-індонезійська*, *атлантична* й

індійсько-африканська. Географічне поширення вулканів пов'язане із зонами найбільшої тектонічної активності. Вулкани поширені на земній поверхні нерівномірно. Більшість діючих вулканів на материках розміщені вздовж глибоких розламів земної кори. Найбільша кількість вулканів (понад 600) зосереджена у Тихому океані. Там вони утворюють пояс, який простягається від Алеутських островів до Патагонії і від Камчатки до Нової Зеландії і Антарктиди (Тихоокеанське вулканічне кільце). До інших вулканічних регіонів належить молодий Альпійсько-Гімалайський пояс гір і серединні океанічні хребти. Так, Серединно-Атлантичний хребет піднімається над водою у вигляді вулканічних островів (Ісландія, Азорські острови та ін.).

Вулканізм відіграє значну роль у формуванні рельєфу, створюючи гори і рівнини. Вулканогенний рельєф перетворюється під дією зовнішніх природних сил. Наявність прошарків попелу сприяє поверхневому стоку і формуванню русел тимчасових і постійних водотоків. На схилах таких вулканів утворюються *борозни, вимоїни*. Він впливає також і на атмосферу (при виверженнях у повітря надходять вуглекислий газ, водяна пара, пилові частинки), на води, рослинний і тваринний світ і господарську діяльність людини. Вулканічна діяльність спричинює не лише негативні явища, слід назвати й деякі корисні сторони цього геологічного процесу:

- значна кількість вулканічного попелу, який потрапляє на земну поверхню під час виверження, оновлює ґрунт і підвищує його родючість;
- пари води, гази, пароводяні суміші й гарячі терми є джерелами геотермічної енергії;
- з вулканічною діяльністю пов'язані мінеральні джерела, які використовуються з бальнеологічною метою;
- продукти безпосередньої вулканічної діяльності – гірські породи, пемза, перліт, туф – використовуються в будівельній і хімічній промисловості;
- з фумарольною і гідротермальною діяльністю пов'язане утворення деяких корисних копалин, таких як сірка, кіновар та ін.;
- вулканічні продукти підводних вивержень є джерелами утворення корисних копалин, таких як залізо, марганець, фосфор та ін.

Запитання та завдання для самоперевірки

1. Що таке магма? Що таке магматичний розплав?
2. Охарактеризуйте процеси, які змінюють склад магми.
3. Охарактеризуйте інтрузивний магматизм.
4. Що таке ефузивний магматизм?
5. Охарактеризуйте вулканічні утворення.
6. Як поділяються виверження залежно від вивідних отворів?
7. Опишіть вулканічний процес.
8. Охарактеризуйте продукти вулканічних вивержень.
9. Як залежить характер виверження від хімічного складу магми?
10. Розгляньте поствулканічні явища.
11. Охарактеризуйте різні категорії виверження.
12. Розгляньте географічне поширення діючих вулканів.
13. У чому полягає рельєфоутворювальна роль інтрузивного магматизму?
14. До чого зводиться рельєфоутворювальна роль ефузивного магматизму?
15. Назвіть корисні сторони вулканічного процесу.

2.4. Метаморфізм

Унаслідок впливу ендогенних процесів гірські породи можуть занурюватися в надра Землі, зазнавати впливу магматичних розплавів, змінювати мінеральний, хімічний склад, структуру і текстуру та перетворюватися в твердому стані на іншу породу.

Метаморфізм – ендогенний процес, який відбувається в земній корі і верхній мантії під впливом температури, тиску й хімічно активних флюїдів, що приводить до зміни вихідних порід (осадових, магматичних, пірокластичних і метаморфічних).

У результаті метаморфізму утворюються метаморфічні породи. Характерною особливістю метаморфізму є перекристалізація вихідної породи у твердому стані. Рідка фаза (розчин, розплав) при метаморфічних перетвореннях може бути наявна лише в підпорядкованій кількості. Головними чинниками метаморфізму є тиск, як всебічний (літостатичний), зумовлений вагою порід, що залягають вище, так і однобічний (стрес), а також температура і флюїди.

Всебічний тиск зростає з глибиною і щільністю порід. Однобічний тиск спричинює механічні деформації гірських порід,

завдяки яким вода і гази проникають у породу і активізують обмінні хімічні реакції та процеси метаморфізму.

Температура відіграє значну роль у процесах метаморфізму. Її підвищенння може бути пов'язане із зануреннням гірських порід на глибину та впливом магматичних розчинів. Температура прискорює хімічні реакції, перекристалізацію мінералів і процеси мінералоутворення.

Причинами метаморфізму є зміна стійкого існування мінералів, пов'язана зі зміною тиску і температури, а також зміна концентрації хімічно активних речовин у флюїдах, які проходять через породу та насичують її собою. Цьому сприяє занурення гірських порід у надра на дедалі більшу глибину і фактор часу.

У результаті метаморфізму змінюються мінеральний склад, структурно-текстурні особливості, а іноді й хімічний склад вихідних порід. Перетворення мінерального складу порід у процесі метаморфізму приводить до зникнення одних та утворення інших мінералів, більш стійких до нових фізико-хімічних умов. При цьому мінеральний склад може змінюватися без зміни валового хімічного складу породи (вміст води й вуглекислоти при цьому не враховується). Такий метаморфізм, що не супроводжується привнесенням і винесенням компонентів, називается *ізохімічним метаморфізмом*.

Проте іноді хімічний склад і об'єм породи змінюється завдяки привнесенню та винесенню речовини. Таке явище називається *алохімічним метаморфізмом*.

У природі широко поширені метаморфічні процеси, за яких суттєво змінюється не лише мінеральний склад, текстура і структура первинної породи, а й хімічний склад без зміни її об'єму. Такий метаморфічний процес називається *метасоматозом*. За метасоматозу провідну роль у зміні гірських порід відіграють флюїди. Вихідна порода перекристалізовується зі зміною хімічного складу в твердому стані шляхом одночасного розчинення мінералів вихідної породи і утворення нових у результаті привнесення-винесення флюїдами хімічних елементів. Метасоматичні процеси не змінюють об'єм породи.

Існує два основні типи метаморфізму: локальний, який поділяється на контактовий та дислокаційний, і регіональний.

Локальний метаморфізм відбувається на незначних територіях, охоплює невеликі ділянки масивів гірських порід і поділяється на *контактовий метаморфізм*, *динамометаморфізм* (*дислокаційний метаморфізм*), *імпактний метаморфізм*.

Контактовий метаморфізм пов'язаний із вкоріненням у відносно холодні породи верхньої частини земної кори гарячих магматичних розплавів, які застигають у вигляді інтрузивних тіл. Чинниками метаморфізму є висока температура та флюїди, джерелом яких є магматичний розплав.

Контактовий метаморфізм поділяється на *контактово-термальний* і *контактово-метасоматичний*.

Наслідком вкорінення магматичного розплаву в породи є перекристалізація останніх. За контактово-термального метаморфізму вапняк перетворюється на мармур, пісковик – на кварцит, глинисто-піщані породи – на роговики.

Метаморфічні зміни відбуваються на межі магми й порід, у які вона вкорінюється. Найбільші зміни відбуваються поблизу контакту. Що далі від контакту, то менші зміни. Вміщувальні породи теж впливають на магматичні породи. Уздовж контакту поширюються зони зміни з двох боків – *екзоконтакт* (з боку вміщувальних порід), і *ендоконтакт* – з боку магматичних порід. Ендоконтактові зони зазвичай за таких взаємодій представлені зонами загартування. Ділянка вміщувальних порід, яка зазнала метаморфічних змін, називається *ореолом контактово-метаморфізованих порід*. Його розміри залежать від розмірів магматичного тіла, глибини застигання магматичного розплаву та складу магми (породи кислого складу мають більшу ширину ореолу порівняно з породами основного та ультраосновного складу). Здебільшого ореол контактово-метаморфічних змін збігається із зоною екзоконтакту.

Коли метаморфічні зміни вміщувальних порід відбуваються не лише завдяки температурному чиннику, а підсилюються гарячими розчинами й газами, які виділяються з магми, контактовий метаморфізм переходить у *контактово-метасоматичний метаморфізм*.

Контактовий метаморфізм, що відбувається за участю температури й хімічно активних речовин, називається *контактово-метасоматичним*.

Процес характеризується значним привнесенням-винесенням речовини, що приводить до зміни хімічного складу вихідних порід. За тріщинами, площинами нашарування чи сланцюватості та шляхом дифузії відбуваються міграція флюїдів і контактово-метасоматичні зміни гірських порід. Інтенсивність і характер метасоматозу залежить від температури, тиску, складу розчинів, їх концентрації, складу і структури порід, що зазнають метасоматичного впливу. Продукт метасоматозу – порода *метасоматит*. За переважаючими новоутвореними мінералами виокремлюють процеси *альбітизації*, *калішпатизації*, *карбонатизації*, *окварцювання* та інші.

Унаслідок контактового метаморфізму утворюються *роговики*, *скарни, грейзени* та ін. Перші утворюються за метаморфічних перетворень піщано-глинистих порід, другі є результатом вкорінення магми в карбонатні породи, а треті утворюються внаслідок пневматоліто-гідротермальних змін кислих порід.

Динамометаморфізм, або *дислокаційний метаморфізм*, відбувається в геологічних структурах, які мають складчасту будову, в зонах розривних порушень і відсутній за їх межами. Головну роль відіграє стресовий (однобічний) тиск. Дислокаційний метаморфізм відбувається за впливу локального підвищення спрямованого тиску в зонах тектонічних розламів. Дислокаційний метаморфізм приводить до зміни структури гірських порід із чітко вираженим орієнтуванням мінералів. Крихкі мінерали зазнають перетирання та розвальцювання, а пластичні деформуються. Зовнішнім вираженням дії динамометаморфізму на породу є сланцюватість. Динамометаморфізм може проявлятися в руйнуванні мінералів і подрібненні породи. Такі перетворення первинних порід називаються *катакластичним динамометаморфізмом*, а подрібнені гірські породи – *катаклазитами*. При сильному подрібненні й перетиранні дрібних частинок утворюються розсланцьовані породи – *мілоніти*, а весь комплекс гірських порід, які зазнали впливу динамометаморфізму, об’єднують під загальною назвою *тектоніти*.

До локального метаморфізму належить *імпактний* (*ударний*) *метаморфізм*, спричинений різким підвищенням температури і тиску в гірських породах верхньої частини земної кори внаслідок падіння на її поверхню космічних тіл. Ударний метаморфізм не пов’язаний з ендогенними і екзогенними процесами, а є геокосмічним процесом. При падінні метеорита за надзвичайно

короткий час виділяється чимала кількість кінетичної енергії, яка витрачається на механічні (стискання і подрібнення) і теплові (розплавлення та випаровування) перетворення речовини порід, що зазнали впливу ударної хвилі. Ударний метаморфізм зумовлює утворення різних порід і нових мінералів, зміну структури мінералів.

Гірські породи, що утворюються при миттєвому ударному впливі, називаються *імпактитами*. Вони поділяються на *імпактовані породи*, тобто ті, що зазнали впливу ударної хвилі; *розплавлені породи*; *імпактні брекчії*.

За тиску 10–35 ГПа і температури 100–300 °С, у породах і мінералах утворюються тріщини і діаплектові структури в кварці і польовому шпаті, які виражені в ковзанні блоків кристалічної решітки відносно один одного (планарні елементи) і перетворенні мінералу на ізотропну речовину. За тиску 45–60 ГПа і температури 900–1500 °С мінерали перетворюються на аморфні і починають плавитися. За тиску 90 ГПа і температури 3000 °С гірські породи починають плавитися, а потім випаровуватися. Деякі мінерали, наприклад кварц, переходить у більш щільну модифікацію, але склад при цьому не змінюється. Вуглець може перетворюватися на алмаз або лонсдейліт; олівін і піроксен змінюються більш щільними модифікаціями. У напрямку від епіцентру до периферії хвилі поступово знижується тиск і температура, що відповідно, позначається на якісних і кількісних перетвореннях речовини, яке має зональний характер.

Залежно від того, переміщені породи чи ні, а також від характеру перетворень, серед імпактитів розрізняють *катаклазити* – не переміщені продукти зі слідами подрібнення; *ударні брекчії* – сильно подрібнені породи; *псевдотахіліти* – не переміщені породи, які зазнали часткового плавлення з утворенням скла, та *тагаміти* – переміщені переплавлені породи, в складі яких наявне скло. Змішані та переміщені продукти подрібнення називаються *зювітами*.

Ударний метаморфізм має локальне поширення і не поширюється за межі метеоритного кратера.

Регіональний метаморфізм – найбільш поширене явище, що відбувається на значних територіях. Головними його чинниками є температура, тиск, вплив води і вуглекислоти. Цей процес

відбувається при низхідних тектонічних рухах, які спричинюють опускання значних територій на певну глибину. Найактивніше цей процес відбувається в геосинклінально-складчастих областях. Перетворення порід може бути складним і залежить від поєднання тиску, температури і складу вихідних порід. Так, наприклад, піщано-алевритові й глинисті осадові породи зі збільшенням температури й тиску перетворюються на глинисті сланці, потім на зелені хлорит-серицитові сланці, з часом – на слюдяні кристалічні сланці і, нарешті, – на парагнейси. Ефузивні породи основного складу перетворюються на зелені сланці, потім на амфіболіти, ортогнейси і, нарешті, – на еклогіти. Всі вони мають спільну властивість – чітко виражену сланцюватість – головну текстуру метаморфічних порід. У цих породах поширені лінійні і смугасті текстури – результат пластичних перетворень вихідних порід за умов високої температури і тиску на значних глибинах.

Регіональний метаморфізм поділяють на *прогресивний*, *регресивний* і *ультраметаморфізм*.

Метаморфічне перетворення під впливом зростаючої температури і тиску, яке приводить до утворення порід, що складаються з мінеральних асоціацій високих температур на місці раніше існуючих, утворених за більш низької температури, називається *прогресивним метаморфізмом*.

Метаморфічні перетворення не завжди спрямовані від нижчих до вищих ступенів метаморфізму.

Регресивний метаморфізм (*діафторез*) характеризується заміщенням високотемпературних мінеральних асоціацій низькотемпературними.

Процеси метаморфізму можуть відбуватися багато разів, з перервами в десятки й сотні мільйонів років, причому наступний метаморфізм може бути більш низькотемпературним, аніж попередній. Наслідком впливу на гірські породи декількох етапів метаморфізму є *поліметаморфізм*.

Найвищою формою прояву регіонального метаморфізму є *ультраметаморфізм* (чинники – висока температура, тиск, флюїди і участь розплаву гранітного складу), що приводить до *анатексису, мігматизації, палінгенезу, реоморфізму* та *гранітизації.*

Анатексис – це ультраметаморфічний процес часткового розплавлення твердих гірських порід і їх перетворення на магму на місці.

Мігматизація – ультраметаморфічний процес, зумовлений ін'єкцією і просякненням бічних гірських порід магматичним розплавом (переважно вздовж площин шаруватості чи сланцюватості) і часткового їх розплаву, який приводить до утворення мігматитів.

Палінгенез – ультраметаморфічний процес, який приводить до утворення магми шляхом цілковитого переплавлення твердих гірських порід.

Реоморфізм – явище значної механічної рухливості гірських порід, виражене у пластичній течії (без розплавлення) під впливом температури і флюїдів.

Гранітизація – процес перетворення хімічного й мінерального складу гірських порід у напрямку наближення складу і структури його продуктів до гранітного.

Усі метаморфічні породи залежно від первинних гірських порід, які зазнали метаморфізму, поділяються на дві групи.

Перша група – *парапороди* – утворилися з первинно-осадових порід. У цьому випадку метаморфічні породи називаються парагнейсами, парасланцями, параамфіболітами і т.д.

Друга група – *ортопороди* – утворилися з первинно-магматичних порід. У цьому випадку метаморфічні породи називаються ортосланцями, ортогнейсами і т. д.

З одних і тих же вихідних порід, залежно від дії чинників метаморфізму, утворюються різні метаморфічні породи. За різних температур і тиску відбувається розплавлення вихідних мінералів і кристалізація нових, рівноважних до нових термодинамічних умов. Парагенезис мінералів, які утворилися за певного діапазону температур і тисків, утворює метаморфічну фацію.

Метаморфічна фація – це природна асоціація мінералів, що виникли за певних температур і тиску в породах однакового хімічного складу.

Виокремлюють такі метаморфічні фації:

1) метаморфізм фації зелених сланців є най низькотемпературним (температура – 350–550 °С і високий тиск – 7–10 тис. атм.) і характеризується розвитком слюдистих мінералів – хлориту, серициту,

мусковіту, біотиту, а також епідоту, альбіту актиноліту. Типовими породами цієї фації є глинисті сланці (філіти), зелені сланці (хлоритові, хлорит-серицитові, серицитові). За цих умов утворюються також спіліти, тальк-карбонатні породи, кальцитові і доломітові мармури;

2) метаморфізм епідот-амфіболітової фації відповідає більш високому рівню метаморфізму, який спричинює появу в породах біотиту, мусковіту, звичайної рогової обманки, альмандину, олігоклазу та інших мінералів. Температура – 500–650 °С, тиск до 7,5–10 тис. атм. Типовими породами є кристалічні сланці (слюдяно-гранатові, слюдяно-кіанітові), гнейси, мармури і кварцити;

3) метаморфізм амфіболітової фації відбувається за температур 650–800 °С і тиску 4–8 тис. атм. Типовими породами є гнейси, амфіболіти, кристалічні сланці, мармури і кварцити;

4) метаморфізм гранулітової фації відбувається за умов високих температур (температура – 750–1000 °С, тиск – 4–13 тис. атм.), за яких зникають водовмісні мінерали. Типовими породами є грануліти;

5) метаморфізм еклогітової фації відбувається за високих температур і тисків (температура – 850–1000 °С, тиск – понад 14 тис. атм.). Типовими породами є еклогіти, які містять гранат (піроп) і піроксен (омфацит). Умови утворення таких порід відповідають умовам верхньої мантії та її межі із земною корою.

Фації відповідають ступеню метаморфізму.

Запитання та завдання для самоперевірки

1. Що таке метаморфізм?
2. Охарактеризуйте типи метаморфізму.
3. Що таке локальний метаморфізм і які його види ви знаєте?
4. Охарактеризуйте контактовий метаморфізм.
5. Що таке динамометаморфізм?
6. Охарактеризуйте ударний метаморфізм.
7. Наведіть приклади метаморфічних порід, які утворюються за локального метаморфізму.
8. Охарактеризуйте регіональний метаморфізм.
9. Наведіть приклади метаморфічних порід, які утворюються за регіонального метаморфізму.
10. Охарактеризуйте ультраметаморфізм.

11. Наведіть приклади метаморфічних порід, які утворюються за ультраметаморфізму.
12. Що таке прогресивний і регресивний метаморфізм?
13. Що таке фація метаморфізму?
14. Охарактеризуйте фації метаморфізму.

Розділ 3. ЕКЗОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ ТА ЇХ РЕЛЬЄФОУТВОРЮВАЛЬНА РОЛЬ

Екзогенні геологічні процеси відбуваються у верхніх шарах земної кори на її межі із зовнішніми геосферами Землі. До екзогенних належать процеси вивітрювання гірських порід, геологічна діяльність вітру, поверхневих текучих вод, озер, боліт, вод Світового океану, льодовиків, схилові та карстові процеси. Основним результом екзогенних геологічних процесів є зміна речовинного складу верхньої частини земної кори, диференціація речовини за фізичними й хімічними властивостями, ерозія, транспортування, акумуляція продуктів руйнування гірських порід та утворення товщ осадових гірських порід і екзогенних (ерозійних, акумулятивних) форм рельєфу земної поверхні.

3.1. Процеси вивітрювання гірських порід

Вивітрювання – це сукупність фізичних, хімічних і біологічних процесів перетворення гірських порід та мінералів, що їх складають, у приповерхневій частині земної кори. Вивітрювання полягає в руйнуванні зернистої структури породи і зв’язків між її блоками, у глибоких змінах мінерального складу, структури і текстури порід. Частина земної кори, в якій відбувається перетворення мінеральної речовини, називається *зоною вивітрювання* або *зоною гіпергенезу*. Процес вивітрювання є складним і залежить від клімату, рельєфу, часу, складу і структурно-текстурних властивостей гірських порід, розвитку певного органічного світу. Різноманітні поєднання зазначених чинників зумовлюють складність і розмаїття вивітрювання. Особлива роль відводиться клімату, який є однією з головних причин і рушійних сил процесів вивітрювання. З усієї сукупності кліматичних елементів найбільше значення мають тепло і ступінь зволоження. Що вище температура і вологість, то складніша будова кори вивітрювання і більша її потужність. Що триваліше

процес утворення кори вивітрювання, то повніше і глибше розкладаються материнські породи і, відповідно, більш потужною і складною є кора вивітрювання. На вирівняному рельєфі кора вивітрювання може формуватися тривалий час і мати значну потужність і складну будову. Найбільш потужна і складної будови кора вивітрювання утворюється на припіднятих пенепленах завдяки глибокому проникненню ґрунтових вод. Органічний світ активно впливає на перебіг поверхневих процесів, особливо на утворення верхньої частини кори вивітрювання (ґрунту).

Залежно від переважання тих чи інших чинників виділяють *фізичне, хімічне* й *біологічне вивітрювання*.

Процеси *фізичного вивітрювання* призводять до механічного руйнування гірських порід без істотних змін речовинного складу – розпушування, розтріскування, лущення, подрібнення і перетворення вихідних порід на брили, щебінь, жорству, пісок, алеврит. Основними чинниками, що призводять до механічного руйнування гірських порід у зоні вивітрювання, є коливання температури, спричинені змінами сонячної активності, механічний вплив води при її замерзанні в тріщинах і порах гірських порід, кристалізація солей, клиноподібна дія кореневої системи рослин, життєдіяльність землерийних тварин.

Залежно від переважаючого чинника виокремлюють такі різновиди фізичного вивітрювання: *температурне*; *морозне*; *соляне*.

Температурне вивітрювання відбувається в результаті коливання добових і сезонних температур, що спричинюють нагрівання і охолодження гірських порід, яке приводить то до розширення і збільшення, то до стиснення і зменшення їх об’єму. В результаті багаторазового повторення розтягу і стиску гірські породи розтріскуються і подрібнюються на уламки різних розмірів.

Інтенсивно руйнуються при температурному вивітрюванні полімінеральні гірські породи (граніти, гнейси та ін.). Мінерали, з яких складаються гірські породи, мають різні коефіцієнти теплового розширення та стиску, різну теплопровідність, а також анізотропність теплових властивостей. Оскільки об’єм різних мінералів при нагріванні і охолодженні змінюється нерівномірно, то в породі виникає внутрішня напруга, яка послаблює силу зчеплення між мінеральними зернами, і порода руйнується.

Мономінеральні породи (вапняк, мармур, кварцит) мають анізотропію теплофізичних властивостей по різних кристалографічних напрямах мінералів, що їх складають. Оскільки орієнтування зерен у породі різне, то при температурному вивітрюванні в мономінеральних породах виникають місцеві тиски, які спричинюють їх руйнування.

Унаслідок багаторазового розширення і стиснення окремих мінеральних зерен їх взаємне зчеплення порушується, порода розтріскується і розсипається на окремі уламки.

На інтенсивність температурного вивітрювання впливає забарвлення мінералів. Темноколірні мінерали нагріваються більше і швидше, аніж світлоколірні, а охолоджуються вони майже з однаковою швидкістю. Оскільки інтенсивність фізичного вивітрювання прямо пропорційна амплітуді коливання температури, темноколірні мінерали руйнуються швидше.

Інтенсивність температурного вивітрювання залежить також від будови і складення гірських порід. Рівномірнозернисті породи вивітрюються повільніше порівняно з породами з порфіровою структурою, а грубозернисті різновиди значно швидше, ніж дрібнозернисті або скловаті. Породи з масивною текстурою більш стійкі до перепадів температур, аніж породи зі сланцюватою або пористою текстурою. У породах зі сланцюватою текстурою нагрівання і охолодження за сланцюватістю відбувається в декілька разів швидше, ніж у перпендикулярному до сланцюватості напрямку.

Механічні властивості гірських порід, які пов’язані з їх будовою і складенням, також впливають на інтенсивність температурного вивітрювання. Крихкі та тріщинуваті породи руйнуються легше, аніж в’язкі та щільні й масивні. Розташування тріщин теж впливає на швидкість вивітрювання. Гірська порода із прямолінійними тріщинами з гладкими стінками руйнується легше і швидше, аніж порода, в якій є тріщини неправильної форми з нерівними стінками.

Вивітрювання гірських порід під впливом коливання температур починається з їх поверхні, поступово проникаючи вниз до пояса постійних температур.

Зовнішня поверхня гірських порід, яка нагрівається сонцем, розширюється значно більше, ніж внутрішні частини. У результаті

між поверхневими і глибинними ділянками породи виникають тріщини. Породи за цими тріщинами починають лущитися і відшаровуватися. Процес відшаровування поверхневих ділянок гірських порід називається *десквамацією*.

Процеси температурного вивітрювання найактивніше відбуваються в пустельних і напівпустельних областях, де існує значний градієнт перепаду добових температур. Температурне вивітрювання поширене також у гірських районах, на схилах і вершинах гір, де відбуваються значні добові коливання температур.

Внаслідок фізичного вивітрювання гірська порода набуває нових властивостей. Вона пропускає крізь себе повітря, воду і здатна затримувати певну їх кількість. Значно збільшується загальна поверхня уламків в одиниці об'єму породи, що сприяє інтенсифікації хімічних процесів.

Морозне вивітрювання відбувається під дією періодично повторюваних розширень і стиснень, які супроводжують процес замерзання і відтавання води в тріщинах і порах гірських порід при коливаннях температури близько точки замерзання води. Інтенсивність морозного вивітрювання залежить від наявності води в гірських породах і циклічності коливання температури близько точки замерзання води. Найбільш схильні до морозного вивітрювання мікропористі вологоємні осадові породи (глини, глинисті й дрібнозернисті піски, суглинки, мергелі, крейда) й інтенсивно тріщинуваті гірські породи будь-якого генезису. У невологоємних породах (гравій, грубозернисті піски), які добре пропускають воду, морозне вивітрювання незначне.

На глибину проникнення морозного вивітрювання і на розміри уламків гірських порід, що при цьому утворюються, значний вплив має температурний цикл. Якщо цикл замерзання і відтавання – добовий, то холод проникає на незначну глибину, що приводить до утворення малопотужних відкладів дрібних за розмірами уламків. Якщо ж більшу частину року зберігаються мінусові температури, то навіть у глибоких тріщинах вода замерзає і силами кристалізації льоду внаслідок збільшення об'єму руйнує породу на значні блоки.

Таку ж механічну дію на породи, як і замерзаюча вода, чинить кристалізація солей і коренева система дерев, яка, розростаючись у тріщинах, розсуває їх за принципом дії клина.

Соляне вивітрювання відбувається внаслідок кристалізації солей у порах і капілярних тріщинах поверхневих шарів при випаровуванні води сольових розчинів, які містяться в гірській породі. Кристалізуючись із водного розчину, який міститься в капілярних тріщинах і порах гірських порід, кристали, що ростуть, створюють тиск на стінки тріщин, достатній для розколювання породи. Процеси руйнування гірських порід у результаті зростання кристалів найбільш характерні для районів з арідним кліматом. У сухих і жарких областях волога по капілярних тріщинах підтягується до поверхні породи і випаровується, а солі, що містяться в ній, внаслідок пересичення залишкового розчину, кристалізуються. Кристалізація і зростання кристалів призводять до розширення капілярів і руйнування монолітності гірської породи.

Хімічне вивітрювання – це руйнування гірських порід, яке супроводжується зміною їх хімічного складу та утворенням сполук іншої будови і властивостей внаслідок процесів розчинення, вилуговування, гідролізу, гідратації, окиснення, відновлення, карбонатизації, каолінізації та ін.

При хімічному вивітрюванні відбувається взаємодія речовини гірської породи з хімічними складовими атмосфери, гідросфери та біосфери. У результаті утворюються нові мінерали й гірські породи з новими властивостями. За законами перебігу хімічних реакцій, хімічне вивітрювання відбувається швидше, якщо вихідна гірська порода складається з дрібних механічних частинок. Тому хімічне вивітрювання, як правило, активізується після фізичного. Інтенсивність хімічного вивітрювання зростає зі збільшенням вологості (більшість реакцій відбувається у водному середовищі) й температури (прискорюється швидкість хімічних реакцій, збільшується ступінь дисоціації води).

Інтенсивність і спрямованість хімічного вивітрювання пов’язані з хімічним складом вихідних порід, їх будовою, а також із кліматичними умовами і обводненістю території. Основним чинником хімічного руйнування гірських порід є вода, яка активно впливає на гірські породи і є каталізатором, що стимулює активність розчинених у ній кисню, вуглекислого газу й органічних речовин. Найбільш інтенсивно хімічно руйнуються магматичні й метаморфічні породи. Магматичні породи хімічно розкладаються

швидше за метаморфічні. При цьому кислі за складом породи розкладаються значно повільніше, ніж породи основного й ультраосновного складу. Осадові породи зі зміною хімізму середовища теж зазнають хімічного вивітрювання, але є більш стійкими до нього, аніж інші гірські породи.

Швидкість і збереження продуктів хімічного вивітрювання значною мірою залежать від кліматичних умов і рельєфу місцевості. У вологому й теплому кліматі інтенсивність хімічного вивітрювання зростає, а потужність кінцевих продуктів вивітрювання при слабко розчленованому рельєфі досягає 100 м і більше. У холодному або арідному кліматі інтенсивність хімічного вивітрювання гірських порід різко зменшується.

Усі хімічні реакції в зоні вивітрювання відбуваються за екзотермічною схемою, тобто з виділенням тепла.

Окиснення виражене в переході закисних низьковалентних з'єднань в окисні високовалентні з приєднанням кисню. Хімічна активність кисню різко зростає при його дії у водному середовищі. При цьому здатність атмосферного кисню розчинятися в холодних водах (за температури 0 °С) майже в двічі перевищує таку в теплих (за температури 25–30 °С), що, зрозуміло, збільшує окиснювальну здатність холодних природних вод.

Процеси окиснення відбуваються як на земній поверхні, так і в зоні просочування атмосферних опадів у надра земної кори до певної межі, нижче якої окиснювальні процеси припиняються. Глибина залягання цієї межі залежить від речовинного складу і водопроникності гірських порід, глибини залягання підземних вод, розчленованості рельєфу місцевості та інше. У гірських областях з різко розчленованим рельєфом окиснювально-відновна межа розміщується на глибині до 1000 м; у заболочених рівнинах вона майже збігається із земною поверхнею. Зазвичай вважають, що глибина зони окиснення на континентах визначається рівнем ґрунтових вод.

Першочергово окиснення зазнають мінерали й гірські породи, що містять залізо, сірку, ванадій, марганець, нікель, кобальт та інші хімічні елементи, які легко з'єднуються з киснем, а також органічні речовини.

Найінтенсивніше окиснюються сульфіди. Під впливом кисню, розчиненого у воді, вони легко руйнуються, перетворюючись на

сульфати, а потім на гідроксиди, оксиди, карбонати та інші кисневі сполуки.

Процеси окиснення гірських порід макроскопічно легко розпізнати за зміною їх забарвлення. У результаті окиснення заліза породи набувають жовтого, бурого, червоного, синьо-зеленого кольору; вуглисті породи втрачають свій чорний колір і стають світлими, а за наявності заліза набувають бурого забарвлення.

У процесі окиснення вивітрені породи значно зменшуються в об'ємі порівняно з вихідними внаслідок винесення з них легкорозчинних і летких новоутворених сполук і розвитку за їх рахунок пористості.

Окиснення зазнають також і продукти вивітрювання, особливо ті, які розташовуються у верхній частині зони вивітрювання і містять значну кількість мертвої органічної речовини. У розкладанні мертвої органічної речовини значна роль належить різноманітним мікроорганізмам. При швидкому й повному розкладанні органічних залишків і достатній кількості атмосферного кисню органічна речовина перетворюється на мінеральну (процес тління). Замість мертвої органічної речовини утворюються кисневі сполуки простого складу (вода, вуглекислота, сульфати, фосфати і карбонати). При недостатньому доступі кисню і повільній швидкості розкладання органічних залишків утворюється перегній або гумус, який є головним елементом родючості ґрунтів і вихідним матеріалом для утворення викопного вугілля.

Гідратація пов'язана із впливом на мінерали й материнську породу води в рідкому або газоподібному стані. У процесі гідратації, який часто супроводжує процес окиснення, перебудовується внутрішня структура мінералу внаслідок приєднання до нього молекул води:

$$\underset{\text{гематит}}{Fe_2O_3} + nH_2O \rightarrow \underset{\text{лімоніт}}{Fe_2O_3 \times nH_2O}$$

$$\underset{\text{ангідрит}}{CaSO_4} + 2H_2O \rightarrow \underset{\text{гіпс}}{CaSO_4 \times 2H_2O}$$

Гідратація супроводжується значним збільшенням об'єму (якщо тільки при цьому не відбувається винесення будь-яких легкорозчинних компонентів). Зростання об'єму мінералів приводить до виникнення внутрішніх напружень у породі, які

спричинюють порушення первинного залягання в результаті утворення численних тріщин або дрібних складок.

Розчинення або перехід мінеральної речовини в розчин пов'язано з комбінованою дією на материнську породу води й вуглекислоти, мінеральних і органічних кислот. Інтенсивність розчинення гірських порід залежить від хімічного складу порід і від хімічної активності розчинника.

Найбільш схильні до розкладання в результаті розчинення осадові гірські породи, меншою мірою – метаморфічні й магматичні. Із мінералів за ступенем розчинності на першому місці стоять хлориди. Слабкіше розчиняються сульфати, ще менше – карбонати. Дуже низьку розчинність мають сульфіди й силікати, хоча й вони за наявності вуглекислоти руйнуються з утворенням нових карбонатних з'єднань.

Гірські породи й мінерали інтенсивніше розчиняються на континентах в умовах вологого й жаркого клімату. Однак хімічний розклад гірських порід відбувається і під водою. Під час підводного вивітрювання, яке називають *гальміролізом*, провідну роль відіграють хімічні зміни гірських порід які відбуваються за незначних концентрацій кисню та вуглекислого газу. Тут вивітрювання відбувається значно повільніше, ніж на суходолі. Спершу вивітрюються породи серединно-океанічних хребтів, рифтів, вулканічних гір, океанічних западин, які не вкриті осадовими утвореннями. Продуктами підводного вивітрювання є гідроксиди заліза, марганцю, червоні глибоководні глини, бентонітові глини тощо.

Гідроліз – це розкладання мінералів під дією води з руйнуванням і перебудовою їх кристалічних решіток. Гідроліз характерний для сполук сильних основ і слабких кислот. При цьому виносяться добре розчинні з'єднання сильних основ (лугів і лужних земель), з одного боку, і приєднуються гідроксильні іони, – з іншого, що приводить до утворення малорозчинних у гіпергенних умовах продуктів розкладання первинних мінералів. З явищем гідролізу пов'язане хімічне розкладання важкорозчинних мінералів і передусім силікатів і алюмосилікатів. Найбільш показовим є гідроліз польових шпатів:

$$K[AlSi_3O_8] + nH_2O + CO_2 \rightarrow K_2CO_3 + Al_4\,[Si_4O_{10}](OH)_8 + SiO_2 \times nH_2O$$

ортоклаз в розчин каолініт опал

Подальший гідроліз каолініту приводить до його розкладу і утворення латериту:

$$Al_4\,[Si_4\,O_{10}](OH)_8 \rightarrow H_2Al_2O_4 + SiO_2{\times}nH_2O$$

каолініт …… латерит……. опал

Інтенсивність процесу гідролізу, який супроводжують розчинення і гідратація, залежить від кліматичних умов: в помірному кліматі гідроліз відбувається до стадії утворення гідрослюд; у вологому теплому кліматі – до стадії утворення каолініту; в субтропічному кліматі – до стадії утворення латериту. Таким чином, при гідролізі руйнуються силікати й алюмосилікати; на їх місці накопичуються глинисті мінерали, а внаслідок витіснення катіонів утворюються вільні оксиди й гідроксиди алюмінію, заліза, кремнію, марганцю.

При вивітрюванні кислих магматичних і близьких за складом метаморфічних порід із головних породоутворювальних мінералів першими гідролізу зазнають біотит, мусковіт, серицит, які переходять у каолініт за схемою: слюди – гідрослюди – каолініт. Дещо пізніше руйнується рогова обманка, в ході чого у формі карбонату виноситься магній та утворюються нонтроніт і гетит. Польові шпати в результаті винесення калію, натрію і кальцію перетворюються за схемою: польові шпати – гідрослюди – каолініт. Гідрослюди, нестійкі в зоні гіпергенезу мінерали і є проміжними продуктами гідролізу. Хімічно стійкий каолініт у районах із помірним кліматом може накопичуватися з утворенням потужних покладів. У тропічних районах при сильному зволоженні можливий процес розкладання каолініту на гідроксид алюмінію і кремнезему.

Гідроліз залізо-магнезіальних силікатів (амфіболів, піроксенів, олівіну), основних і ультраосновних магматичних порід відбувається інтенсивніше, ніж кислих порід. На проміжному етапі їх розкладання утворюються хлорити, монтморілоніт, бейделіт, нонтроніт, каолініт. За умов вологого, але помірно теплого клімату ці проміжні продукти стійкі й часто утворюють значні промислові поклади корисних копалин. В аридних кліматичних зонах проміжні продукти гідролізу залізо-магнезіальних силікатів нестійкі й розкладаються з утворенням легкорозчинних солей, здебільшого кальцію і магнію, які виносяться з місця руйнування. Залишкова речовина – важкорозчинні оксиди і гідроксиди заліза та алюмінію – формує латеритні кори вивітрювання.

Біологічне вивітрювання – це зміна гірських порід і мінералів внаслідок їх механічного руйнування і хімічної взаємодії з біотою та продуктами життєдіяльності живих організмів.

У результаті біологічного вивітрювання відбувається механічне пошкодження і хімічна зміна гірських порід і мінералів. Серед біологічного вивітрювання виокремлюють *біофізичне,* яке полягає в розпушуванні структури, розтріскуванні породи, та *біохімічне,* яке проявляється в біохімічному руйнуванні мінералів і гірської породи.

Коріння дерев та деревна рослинність може діяти на гірські породи механічно, розклинюючи тріщини; разом з тим коріння рослин, гниття рослинних і тваринних решток виділяють різні органічні кислоти, які агресивно діють на гірські породи, розчиняючи їх мінеральну складову.

Важливу роль у біологічному вивітрюванні відіграють мікроорганізми (бактерії, гриби), лишайники, землерийки (земляні черви, личинки комах, жуки, кроти, ховрахи та ін.). Мікроорганізми спричинюють розвиток біохімічних процесів, зокрема нітрифікуючі бактерії утворюють азотну кислоту, а сіркобактерії – сірчану кислоту. Кислоти активно розкладають алюмосилікати й інші мінерали. Лишайники виділяють специфічні лишайникові кислоти, які агресивно діють на гірські породи. Гіфи лишайників проникають у пори гірських порід і спричинюють їх фізичне руйнування.

Отже, процеси вивітрювання призводять до значного перетворення верхніх горизонтів земної кори. Під час вивітрювання відбувається дроблення і хімічне розкладання щільних і міцних гірських порід, і вони перетворюються на пухкі утворення, які легко руйнуються. Збільшення ступеня тріщинуватості й пористості за фізичного вивітрювання, зміна мінерального складу, структури й текстури материнських порід за хімічного вивітрювання, призводять до зміни фізико-механічних властивостей порід, які розміщуються в зоні вивітрювання. Вивітрені гірські породи мають значну пористість і водопоглинання та менші показники міцності, аніж незмінені вивітрюванням породи.

Процеси вивітрювання зумовлюють утворення специфічних відкладів, які залишаються на місці зруйнованих гірських порід,

або під дією різноманітних екзогенних чинників зміщуються й переміщуються. Сукупність залишкових (незміщених) продуктів вивітрювання в континентальних умовах магматичних, метаморфічних, пірокластичних і осадових порід називають *корою вивітрювання,* або *елювієм*.

Елювій складається переважно з погано відсортованих сумішей щебеню, жорстви, піску, глин і являє собою розпушену породу, яка за речовинним складом тісно пов'язана зі складом материнських порід, за рахунок яких утворилася кора вивітрювання. Елювій, в утворенні якого основна роль належить біохімічним чинникам вивітрювання, а в складі переважають органічні речовини (гумус), називається *ґрунтом*.

Найбільш сприятливими умовами для утворення потужної кори вивітрювання є вирівняний рельєф поверхні материнських порід у поєднанні з жарким вологим кліматом і значною кількістю органічної речовини. У молодих гірських країнах з активними тектонічними підняттями і процесами винесення зруйнованого матеріалу та в зонах із нівальним і арідним кліматом утворюються малопотужні кори вивітрювання.

Межі поширення, тип, потужність і будова профілю кори вивітрювання зумовлені петрографічним складом порід кристалічного фундаменту, геолого-структурними й геоморфологічними особливостями території та наявністю тектонічних зон. Потужність елювію за однакового ступеня збереженості неоднакова на різних петротипах порід фундаменту. Потужність елювію за метаморфічними породами більша, аніж за породами кислого та основного складу. Елювій більш потужний на темноколірних та на розсланцьованих породах, аніж на світлоколірних і масивних.

У процесі вивітрювання гірських порід формується профіль кори вивітрювання, будова якого пов'язана зі стадійністю вивітрювання. Певній стадії вивітрювання відповідає утворення певних зон у розрізі елювію.

У міру розвитку кори вивітрювання на глибину утворюється ряд послідовних перехідних зон від продуктів повного хімічного розкладання до незмінених корінних порід (знизу вгору за розрізом структура кори вивітрювання, як правило, спрощується):

– I зона – *зона дезінтеграції і вилуговування* (переважає фізичне вивітрювання, в результаті якого нагромаджуються уламки первинних гірських порід);

– II зона – *зона початкового гідролізу* (відповідає початку хімічного вивітрювання, за якого розщеплюються силікати й алюмосилікати з частковим винесенням катіонів та утворенням гідрослюди, гідрохлориту, монтморилоніту, нонтроніту, бейделіту);

– III зона – *зона кінцевого гідролізу й окиснення* (відповідає інтенсивному хімічному вивітрюванню та утворенню мінералів групи каолініту);

– IV зона – *зона латеритів* (відповідає повному хімічному розкладу гірських порід та утворенню стійких на поверхні водних сполук алюмінію, заліза і кремнію; різновиди кори вивітрювання, які збагачені оксидами заліза і алюмінію, називаються *фералітними*, а менш збагачені алюмінієм – *ферсіалітними*).

За породами основного складу профіль кори вивітрювання має чотиричленну будову (зона дезінтеграції і вилуговування; зона початкового гідролізу; зона кінцевого гідролізу та окиснення; зона латеритів), а за іншими породами – тричленну (зона латеритів відсутня).

Часто на поверхні латеритів утворюється *кіраса* – порода, яка складається з уламків латериту і конкреційних утворень, зцементованих алюміній-залізистим цементом.

Межі між зонами нерівні, невиразні й можуть зміщуватися на глибину у міру розвитку кори вивітрювання.

Процес вивітрювання може перерватися на будь-якій стадії у зв’язку з несприятливою зміною фізико-географічних умов (наприклад, через аридизацію клімату) або під впливом геологічних подій (наприклад, вертикальні рухи земної кори, які спричинюють ерозію кори вивітрювання, або поховання кори вивітрювання під осадами). Завдяки цьому профіль кори вивітрювання може бути повним або неповним.

За умовами утворення і формою різновиди кори вивітрювання поділяються на *площові* й *лінійні*.

Площова кора вивітрювання поширена на значних територіях і чохлом перекриває материнські породи, внаслідок руйнування яких вона утворилася. Пластоподібні за формою, зональні за будовою

площові різновиди кори вивітрювання за розмірами досягають від декількох десятків до тисяч метрів у поперечнику при потужності від десятків сантиметрів до десятків і сотень метрів.

Лінійні різновиди кори вивітрювання виникають уздовж систем тріщин або контакту різних за петрографічним складом гірських порід і мають форму жилоподібних тіл завширшки до декількох метрів і потужністю до 300 м.

Різновидом кори вивітрювання є «*залізні* (*рудні*) *капелюхи»*, що утворюються при хімічному вивітрюванні порід, збагачених рудними мінералами, зазвичай сульфідами або іншими легкоокиснюваними сполуками. На поверхні «залізні капелюхи» зазвичай складені кавернозними залізняками, що утворюють брилові й щебеневі розвали, для яких характерне темно- та світло-червоне, вохристе і буро-червоне забарвлення, яке зумовлене оксидами й гідроксиди заліза (гетит, гідрогетит, гідрогематит та ін.).

Утворення «залізних капелюхів» пов’язано із впливом води на рудні мінерали: ґрунтові води виносять легкорозчинні з’єднання, а в залишку накопичується нерозчинна мінеральна речовина, яка утворює «капелюх». Так, при розкладанні залізовмісних сульфідних руд частина заліза виноситься у вигляді сульфатів, але більша його частина проходить сульфатну стадію, окиснюється до гідроксидів і накопичується біля виходу рудних тіл на земну поверхню, утворюючи «залізний капелюх». За складом кінцевих продуктів «рудні капелюхи» поділяються на оксидні й сульфатні. Перші характерні для жарких і помірних гумідних областей; другі – широко поширені в аридних зонах і в зоні вічної мерзлоти.

Оксидні «капелюхи» характеризуються різким переважанням серед новоутворених рудних мінералів гідроксидів заліза, а в глинистих фракціях – галуазит-каолінітової асоціації; вони мають відносно незначну потужність, як правило, декілька метрів. Для сульфатних «капелюхів» характерна наявність зони сульфатів заліза й незначна потужність (до кількох десятків метрів).

Поверхневого вивітрювання можуть зазнавати поклади нерудних корисних копалин. Зокрема при поверхневому розчиненні соляних товщ виникає гіпсовий «капелюх», або *кепрок*, який являє собою покришку на покладах солей і складається із суміші гіпсу з глиною, піском і карбонатами. Під час розкладання

гіпсів утворюється «капелюх», до складу якого входить вторинний гіпс із сумішшю піщано-глинистого матеріалу.

Глибина поширення рудних «капелюхів», що нижче земної поверхні, зазвичай обмежується рівнем ґрунтових вод і досягає десятків і сотень метрів.

Процеси вивітрювання не спричинюють перетворення рельєфу і не приводять до утворення будь-яких його форм, однак є значущим чинником дезінтеграції і перетворення гірських порід, що важливо для підготовки гірських порід до перенесення водою, вітром, льодом і т.д.

Запитання та завдання для самоперевірки

1. Що таке вивітрювання гірських порід?
2. Охарактеризуйте фізичне вивітрювання гірських порід.
3. Розгляньте хімічне вивітрювання гірських порід.
4. Охарактеризуйте біологічне вивітрювання гірських порід.
5. Що таке кора вивітрювання?
6. Охарактеризуйте профіль кори вивітрювання.
7. Як класифікують кори вивітрювання за умовами утворення та формою?

3.2. Геологічна робота вітру

Сукупність процесів віддалення (зносу і переносу) продуктів вивітрювання з місця їх утворення і безпосереднього руйнування гірських порід вітром, поверхневими текучими водами, силами гравітації, льодовиками називається *денудацією*.

Транспортуючи матеріал із підвищених ділянок в понижені, денудація призводять до руйнування земної поверхні та утворення вирівняних форм рельєфу.

Одним із найважливіших і постійно діючих чинників денудації суходолу є вітер.

Процеси, континентальні відклади і відповідні форми рельєфу, зумовлені діяльністю вітру, називаються *еоловими.*

Еолові процеси відбуваються на всій території суходолу, але найбільш активно вони діють у пустелях, напівпустелях, на узбережжях морів і океанів. Цьому сприяє оптимальне поєднання умов: 1) відсутність або розрідженість рослинного покриву, що визначає наявність безпосереднього контакту гірських порід, які

складають територію, і повітряних потоків атмосфери; 2) часті вітри; 3) наявність значної кількості пухкого матеріалу, здатного переміщуватися вітром.

Геологічна діяльність вітру складається з процесів *дефляції*, *коразії*, *транспортування, акумуляції та створення дефляційних, коразійних і акумулятивних еолових форм рельєфу.*

Дефляція – процес вивіювання і розвіювання вітром частинок пухких гірських порід.

Розрізняють площову й локальну дефляцію. Площова дефляція приводить до рівномірного вивіювання пухкого матеріалу зі значних територій. Розвиток локальної дефляції визначається особливостями руху повітряних потоків і характером рельєфу. Із дією висхідних вихрових потоків пов'язане утворення улоговин вивіювання. Як особливий вид локальної дефляції виокремлюють боронову дефляцію. У тріщинах, вузьких щілинах або боронах сила вітру більша, і пухкий матеріал вивіюється звідти в першу чергу. Вітри, що постійно віють, утворюють борони й жолоби завглибшки 1–6 м, які розділені паралельними гребенями неправильної форми.

Коразія – процес механічного обточування, шліфування і висвердлювання гірських порід уламковим матеріалом, який переноситься вітром.

Частинки, які переносяться вітром, вдаряються в поверхню корінних гірських порід, розташованих на їх шляху, створюють на їх поверхні штрихи, борони, ніші та інші характерні форми. У процесі такого обточування утворюється новий уламковий матеріал, який залучається до процесу дефляції. Отже, процеси коразії та дефляції взаємопов'язані і відбуваються одночасно.

У результаті коразії і дефляції виникають скелі-залишки (останці) екзотичного вигляду, на тонких і коротких підставках, а також три- та багатогранні кам'яні брили з блискучими відполірованими гранями і відносно гострими ребрами між ними (рис. 3.1–3.2).

Останці – ізольовані підвищені ділянки суходолу, які збереглися від денудації та ерозії.

Матеріал може переноситися вітром в таких формах: *перекочування*, *шляхом стрибкоподібних рухів і у підвішеному стані*.

Перекочуванням або ковзанням переміщаються крупні зерна піску, а при штормових і ураганних вітрах – галька і щебінь.

Стрибкоподібними рухами переміщуються зерна дрібно- й середньозернистого піску. Переміщення в підвішеному стані властиве для алевритистих (пилуватих) зерен.

Частинки рухаються в повітряному потоці (на висоті до 3–6 км) не опускаючись на поверхню до зміни швидкості вітру.

Алевритовий і пелітовий матеріал при сприятливих умовах (поєднання сухого повітря аридних областей і сильного вітру) може переміщатися на тисячі кілометрів. На значні відстані переноситься попіл, піднятий на значну висоту під час виверження вулкана.

Рис. 3.1. Останці
http://travel.crown6.org/publ/
151-1-0-115

Рис. 3.2. Останці
http://daler.ru/open/Ostantsyi-
vyivetrivaniya-v-pustyine-
11820.html

Геологічні процеси, внаслідок яких пухкі продукти руйнування первинних гірських порід нагромаджуються в пониженнях рельєфу, називаються *акумуляцією*.

Акумулятивна діяльність вітру полягає в нагромадженні еолових відкладів, серед яких виокремлюють два генетичні типи – еолові піски й еолові леси. Ці відклади в сучасну епоху утворюються в пустелях і на їх периферії, але під час четвертинного заледеніння активно утворювалися в межах територій, що обрамляли покривні льодовики. Залежно від ступеня і характеру еолової переробки вихідного матеріалу піщані відклади поділяються на *непереміщені* (*перевіяні*) і *переміщені* (*навіяні*).

Перевіяні відклади залягають безпосередньо біля порід (пісків), внаслідок перевідкладання яких нагромадилися, і представлені переважно пісками.

Навіяні відклади представлені лесами, не мають просторового зв'язку з материнськими породами і збагачені дрібнозернистим матеріалом, який здатний переміщатися на великі відстані.

Виокремлюють три зональні □ипии еолового піщаного рельєфу: 1) *барханний,* притаманний тропічним пустелям; 2) *напівзарослий* (притаманний нетропічним пустелям); 3) *дюнний* (непустельний).

Результатом геологічної діяльності вітру є утворення еолових форм рельєфу. Найбільш поширені акумулятивні й акумулятивно-дефляційні форми, які утворилися в результаті переміщення і відкладення вітром піщаних частинок, а також вироблені (дефляційні) форми, що виникли внаслідок вивіювання пухких частинок (рис. 3.3–3.8).

Рис. 3.3. Еолові форми рельєфу fishki.net/213384-puteshestvie-pogornomu-plato-jennedi-44-foto-video.html

Рис. 3.4. Еоловий гриб http://yourwo.com

Рис. 3.5. Еолові ніші http://speliou.livejournal.com/ 63046. html

Рис. 3.6. Бархани http://geo.web.ru/db/ msg.html?mid=1169829

Форма й величина акумулятивних і акумулятивно-дефляційних утворень залежить від поєднання низки чинників: характеру й режиму вітрів, кількості рослинності (перешкоджає вільному руху пісків), а також насиченості піщаними частками вітропіщаного потоку, зволоження пісків, характеру підстилаючої поверхні та ін.

Рис. 3.7. Дюни
http://yourwo.com

Рис. 3.8. Еолові мікроформи на дюні
http://www.ecosystema.ru/08nature/world/kk/20.htm

Найбільш поширені еолові форми рельєфу у пустелях.

Кліматичні особливості й еолові процеси визначають формування різних типів пустель (рис. 3.9–3.14).

Рис. 3.9. Кам’яниста пустеля
http://kirill-anya.ru/2007/africa/travel_42.html

Рис. 3.10. Кам’янисто-піщана пустеля
http://timag82.livejournal.com/21182.html

Кам’янисті пустелі (*гамади*) утворюються у разі переважання процесу дефляції.

Піщані й лесові (*адири*) пустелі розвинені на окраїнах піщаних пустель, де вони межують із горами або переходять у степ. Поверхня їх розчленована численними вибоїнами і ярами, які виникають під дією поверхневих вод.

Рис. 3.11. Піщана пустеля
http://hovrashok.com.ua/images/Nov/25/aea105a44490880d66f5cf5f1e246c44/ 8.jpg

Рис. 3.12. Глиниста пустеля
http://de-ussr.ru/priroda-ludi/pochvy-rastit/subtropiki-pochv.html

Рис. 3.13. Піщано-солончакова пустеля
http://australia-tour.info/uk/pustyni-avstralii

Рис. 3.14. Солончакова пустеля
http://www.fresher.ru/2011/08/18/bolivijskoe-chudo-solonchak-uyuni/?replytocom =54802

Глинисті пустелі (*такири*) – рівні поверхні, складені глинистими осадами. Вони виникають на місці річкових розливів і конусів виносу гірських потоків.

Солончакові пустелі (*мори*) утворюються на місці висохлих солоних озер або в місцях неглибокого залягання ґрунтових вод, під час випаровування яких біля земної поверхні формується кірка солі (сульфат натрію) завтовшки 1–2 мм.

Для рельєфу пустель характерна одночасна наявність накладених одна на одну різних за масштабом динамічних акумулятивних і дефляційно-акумулятивних еолових форм. Основним елементом мікрорельєфу є еолові брижі. Між двома середовищами, що рухаються паралельно з різною щільністю і швидкістю (сухий пісок і повітря), поверхня розділу набуває хвилеподібного характеру. Хвилеподібність руху поверхні піску приводить до утворення на його поверхні брижі, яка рухається. Висота валів брижі сягає від кількох міліметрів до десятків сантиметрів. Вали мають асиметричну форму (більш пологим є навітряний схил). Піщинки перекочуються переважно в межах лише одного валу брижі (починається на його навітряному схилі і закінчується на гребені). Брижі і піщані хвилі рухаються за рахунок осипання підвітряного схилу валів.

Більш крупними елементами рельєфу є щитоподібні скупчення пісків, які утворюються в пониженнях рельєфу, або вітровій тіні. Згодом щитові скупчення перебудовуються в барханні форми рельєфу – поодинокі й групові бархани, потім – в барханні ланцюги, барханні гряди і т.д.

Бархани – асиметричні серпоподібні піщані форми, розташовані перпендикулярно до переважального напрямку вітру.

У барханів навітряний схил довгий і пологий (5–14°), підвітряний відповідає куту природного відкосу пісків (30–35°).

Бархани доволі динамічні і змінюють свою форму залежно від напрямку й швидкості вітру та рівномірності надходження певної кількості піску. Рух піску за профілем бархана в різних його частинах неоднаковий. На ньому виокремлюють три зони:

- *зона розвіювання*, або *дефляції*, якій притаманні процеси відривання зерен від поверхні піску за відсутності їх привнесення (тут виносяться зерна піску з поверхні);
- *зона перенесення* і *обміну*. За незначної швидкості вітру відбувається інтенсивне переміщення із зони дефляції брижі; за сильних вітрів – в момент удару вітро-піщаного потоку в поверхню підвітряного схилу пісок перерозподіляється за крупністю (більш

крупний осідає на схилі, дрібнозернистий – принесений або відірваний при зіткненні – транспортується далі);

- *зона акумуляції*, в якій відбувається нагромадження піску, перенесеного із зони дефляції.

Барханний ланцюг являє собою рухоме скупчення піску, має форму сильно видовженого асиметричного хвилеподібного валу. Барханні ланцюги зазвичай розташовуються паралельними рядами. Це пов'язано з формуванням двох взаємно перпендикулярних потоків повітря: один, основний, відповідає напрямку вітру (він перпендикулярний ланцюгу); другий, утворений внаслідок зниження тиску при утворенні вихорів у зоні акумуляції, має паралельний до ланцюгів напрямок. Тривале існування барханних форм, які перпендикулярні до напрямку вітру, можливе лише за наявності двох протилежно орієнтованих напрямків панівних вітрів. Наявність одного панівного напрямку вітрів приводить до розвитку асиметричних барханів і барханних гряд. Їх розвиток пов'язаний із нерівномірністю розподілу енергії вітрового потоку та його струменевим характером. У грядовому рельєфі чітко проявляється єдність еолових процесів. Поєднання горизонтального руху вітру з висхідними і низхідними потоками повітря спричинює одночасну дефляцію, транспортування й акумуляцію піску.

Приморські, приозерні та прирічкові піски утворюють іншу форму рухомих пісків – *дюни.*

Дюни – асиметричні піщані вали або видовжені пагорби, поперечні до переважального вітру.

Дюни виникають тоді, коли панівні вітри дмуть з водойми на суходіл. Винесений на берег пісок спочатку затримується біля окремих нерівностей рельєфу, утворюючи горби, потім горби сходяться і перетворюються на піщані гряди. Якщо дюну не затримують перепони, вона починає рухатись.

У дюн пологий схил повернений назустріч вітру і має кут нахилу 8–20°, завітрений – 30–40°. Дюни можуть переміщуватися в напрямку панівного вітру зі швидкістю до 10 м на рік залежно від кількості піску й швидкості вітру. Еволюція дюн, за часів панування одного або близьких напрямів вітрів, виражена в поступовому переході від приморських або прируслових дюнних валів поперечних до вітру в дугоподібні, параболічні й

шпилькоподібні форми. Така морфологічна еволюція дюн визначається нерівномірністю руху піску в її складі: найбільш активно переміщується центральна частина, тоді як зволожені й закріплені рослинністю крайові частини рухаються повільніше (що визначає спрямованість «рогів» у бік вітру). У районах із конвекційним режимом вітрів утворюються округлі валоподібні дюни з розвіюванням від центру до периферії.

Пилуваті й глинисті частки можуть переноситись вітром на значних висотах і на значні відстані. У районах, де сила вітру слабшає, вони осідають і обволікають трав'яну рослинність суцільним покривом, який не дозволяє вуглекислому газу надходити до рослин, внаслідок чого вони гинуть, розкладаються і збагачують ґрунт органічними речовинами. На цьому родючому шарі з часом виростає новий трав'яний покрив, який існує до наступної пилової бурі. У результаті утворюються потужні товщі пилувато-глинистих відкладів – *леси*, потужністю до декількох сотень метрів.

Леси – це пилуваті, пористі, нешаруваті породи від палево-жовтого до бурувато-жовтого забарвлення, які при взаємодії з водою набухають, осідають, а при дії на них 10 %-го розчину соляної кислоти закипають.

Лесам притаманна вертикальна направленість порожнин, які за своїми розмірами значно перевищують розміри часток породи. Такі порожнини називають *макропорами*. До складу лесів входять пилуваті (до 80 %), глинисті (до 20 %) і дрібнопіщані частки (декілька відсотків), тобто за механічним складом вони подібні до алевритистих супісків і суглинків.

Внаслідок розкладання рослин внутрішня поверхня макропор вкривається тонкою сольовою (карбонатною, сульфатною, хлоридною) кіркою, яка в сухому стані надає породі неабиякої міцності. При зволоженні ці тонкі сольові кірки легко розчиняються, макропори стискуються і порода різко зменшується в об'ємі.

Запитання та завдання для самоперевірки

1. Що таке вітер і в чому полягає його геологічна діяльність?
2. Охарактеризуйте руйнівну роботу вітру.
3. До чого зводиться транспортуюча робота вітру?
4. Охарактеризуйте акумулятивну роботу вітру.
5. Опишіть рельєфоутворювальну роль еолових процесів.

3.3. Геологічна робота поверхневих текучих вод

До поверхневих текучих вод належать усі води, які стікають по поверхні суходолу, починаючи від недиференційованих струмків, що виникають під час випадіння атмосферних опадів і таненні снігу, і закінчуючи постійними водотоками потужних річкових систем.

Сукупність процесів, які здійснюються поверхневими текучими водами, і відклади, які при цьому утворюються, називають *флювіальними.*

Флювіальні процеси різняться за характером водних потоків, серед яких виділяють *постійні* й *тимчасові*, *руслові* й *неруслові*, *гірські*, *напівгірські* й *рівнинні*.

Водні потоки формують від'ємні форми рельєфу, які за масштабом і генезисом утворюють такий генетичний ряд: *ерозійна борозна – вибоїна – вимоїна – яр – балка – річкова долина* (рис. 3.15–3.20).

Геологічна робота поверхневих текучих вод складається зі *змиву, розмиву* (ерозії), *переносу* продуктів змиву й ерозії, *нагромадження* (акумуляції) переміщених продуктів руйнування гірських порід та утворення ерозійних і акумулятивних форм рельєфу.

Вона залежить від маси (кількості) води і швидкості її течії. Діяльність поверхневих текучих вод приводить до розчленування і загалом до пониження поверхні материків.

Поверхневий стік буває суцільним або у вигляді тонких недиференційованих струмків, які стікають із підвищених ділянок по схилах (*площинний стік*), і у формі лінійно напрямлених струменів та потоків (*русловий стік*), які класифікують як вибоїни, руслові улоговини, яри й річкові долини.

Площинний схиловий стік діє короткочасно і швидко завершується після закінчення дощу. При площинному стоці вода тече по всій поверхні схилу.

Процес площинного змиву на схилах під дією дощових і талих снігових вод називається *делювіальним*, а відклади, які при цьому утворюються, називаються *делювіальними*.

Рис. 3.15. Ерозійна борозна
https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=49203419

Рис. 3.16. Вибоїна
http://mapgroup.com.ua/articles/dzz/901-tsmr-dlya-chego-ona-nuzhna-sfery-ispolzovanie-tsmr

Рис. 3.17. Вимоїна
http://news.vitebsk.cc/2014/08/11/v-vitebske-na-uspenskoy-gorke-obrazovalas-opasnaya-promoina

Рис. 3.18. Яр
http://a-lapin.narod.ru/book5/t-ovrag.htm

Рис. 3.19. Балка
http://www.s0alex.ru/abc2a19.html

Рис. 3.20. Річкова долина
http://navkolosvitu.net.ua/fastest-river

Делювіальні процеси призводять до узгладжувння схилів і залягають у вигляді нахиленого полого шлейфу з найбільшою потужністю їх біля підніжжя схилу (рис. 3.21–3.23).

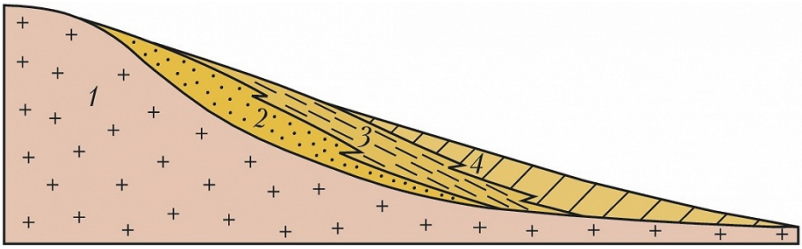


Рис. 3.21. Схема будови делювію:
1 – корінні породи; *2* – присхиловий делювій;
3 – середньосхиловий делювій; *4* – периферійний делювій

Рис. 3.22. Делювій
http://www.studfiles.ru/preview/
2905499/page:4/

Рис. 3.23. Делювіальні схили
http://vobiektive.mirtesen.ru/blog/
43016072135/Lyubov-moya,-Altay

За лінійного стоку вода рухається у вигляді лінійно спрямованих потужних струменів і потоків у вибоїнах, ярах і річкових долинах. Лінійний стік поділяється на тимчасовий і постійний.

Руйнівна діяльність будь-якого водотоку називається *ерозією*. Розрізняють три види ерозії: *донна* (*глибинна*), *бічна* й *регресивна*.

Серед тимчасових руслових потоків виділяють *тимчасові потоки ярів* і *тимчасові гірські потоки*.

Яр – негативна з крутими схилами, сильно розгалужена ерозійна форма рельєфу, утворення якої пов'язане з діяльністю тимчасових водних потоків.

Довжина ярів може змінюватися від декількох десятків метрів до декількох кілометрів; ширина – до декількох десятків метрів; глибина – зазвичай декілька метрів. Яри розвиваються з *лощини* – слабо вираженого зниження на поверхні схилу, в якому збираються поверхневі води і концентрується водотік, а утворюються з *ерозійних борозен* – перехідних форм від площинного до лінійного розмиву поверхні схилів. Борозни виникають внаслідок площинного стоку дощових і талих вод при злитті невеликих струмків у найбільш знижених ділянках схилу. Подальша ерозія в борознах приводить до утворення більших ерозійних форм – *вибоїн*. Для вибоїн характерні круті незадерновані борти й поздовжній профіль, близький до профілю схилу. Із найбільших і швидко зростаючих вибоїн у процесі їх поглиблення і розширення утворюються невеликі яри, що мають поздовжній профіль, відмінний від профілю схилу. Дно невеликих ярів нерівне. У міру поглиблення профіль яру поступово вирівнюється за рахунок розвитку глибинної ерозії, спрямованої на наближення до рівня базису ерозії. Верхня частина яру являє собою крутий уступ, внаслідок розмиву якого яр просувається вгору за схилом. Такий процес зростання за течією потоку називається *регресивною ерозією*. Швидкість зростання ярів може бути значною і досягати декількох метрів на рік. При розширенні вибоїн, що ускладнюють схили ярів, можуть виникати розгалужені яружні системи. У міру розвитку яр своїм витоком наближається до вододілу, а гирлом до базису ерозії; його поздовжній профіль набуває увігнутої форми, а поперечний профіль стає V-подібним, з крутими незадернованими схилами. Водний потік, що рухається дном ярів і балок під час дощів і танення твердих опадів, переносить уламковий матеріал, частина якого нагромаджується на дні яру, а частина виноситься за його межі, утворюючи конуси виносу. За умов незначної швидкості поглиблення яр розширюється і перетворюється на *балку* – ерозійну форму рельєфу, яка має плоске дно й пологі схили, закріплені рослинністю. У пониззі яру, де енергія потоку знижується, можуть утворюватися конуси виносу ярів.

Зародження тимчасових гірських потоків пов'язано зі зливовими дощами та інтенсивним таненням снігу і льодовиків. У верхній частині гірських схилів система вибоїн і промоїн, які збігаються, утворює водозбірний басейн. Нижче розташовується канал стоку – *русло*, за яким рухається вода. Значний ухил русла зумовлює високу енергію потоку, на шляху руху він захоплює значну кількість уламкового матеріалу різного розміру. Насичення уламковим матеріалом може перетворити водний потік на *сель* – тимчасовий руйнівний потік, перевантажений грязекам'яним матеріалом. У грязекам'яному потоці, що має значно більшу щільність, ніж вода, і високу кінетичну енергію, можуть переміщатися навіть брили, завбільшки до декількох метрів. Селі можуть утворюватися при обвалі масивів гірських порід у гірські річки, прориві льодовикових або насипних озер. На схилах вулканів можуть утворюватися специфічні грязьові потоки, насичені вулканогенним матеріалом – *лахари*. Лахар виникає при змішуванні розпеченого або холодного вулканічного матеріалу (відповідно, гарячі й холодні лахари) з водами кратерних озер, річок, льодовиків або дощовою водою. Значний ступінь насиченості тонкодисперсним попеловим матеріалом зумовлює значну щільність потоку, здатного переносити брилово-валунний матеріал. При виході на передгірську рівнину швидкість водних чи грязекам'яних потоків зменшується, потоки розгалужуються, і матеріал, який вони транспортують відкладається, утворюючи конус виносу тимчасового гірського потоку у вигляді півкола, поверхня якого нахилена в бік передгірської рівнини.

Близькими за механізмом нагромадження та особливостями відкладів є утворення сухих, або субаеральних, дельт постійних гірських річок. В областях з арідним кліматом деякі гірські річки, розливаючись на передгірських рівнинах, вичерпуються внаслідок випаровування і просочування у власні наноси.

Усі відклади гирлових виносів тимчасових руслових потоків і відклади субаеральних дельт називаються *пролювієм*.

Пролювіальні відклади поширені біля підніжжя гір в умовах арідного клімату, де вони складають потужні конуси виносу і передгірські шлейфи, що утворюються при їх злитті. Склад пролювіальних відкладів змінюється від вершини конуса до його периферії (від гальки і щебеню до піщаних і глинисто-алевритових

осадів у крайових частинах). До периферії конусів (зі зниженням енергії потоку) зменшується розмір часток і зростає ступінь їх сортування.

Зональність будови і складу відкладів (найбільш типова для сухих дельт) дозволяє виокремити в будові пролювіальних конусів три фації.

Потокова фація утворюється при виході потоку на передгірську рівнину, де його швидкість різко знижується і внаслідок цього нагромаджується найбільш крупний за розміром теригенний матеріал. Для цієї фації характерні галечники, валуни і піщано-глинистий заповнювач (такі породи називають *фангломератами*).

Віялова фація утворюється при розгалуженні єдиного потоку на декілька рукавів. Потоки уповільнюють швидкість, більшість із них вичерпується в результаті просочування у власні наноси і випаровування (слід зазначити, що інтенсивному випаровуванню сприяє не лише клімат, але й розпад потоку на рукава, що збільшує площу випаровування). Вичерпуючись, ці потоки, що течуть повільно, послідовно вниз за течією відкладають піски, супіски, суглинки і глини.

Застійноводна фація утворюється на периферії конусів виносу, де внаслідок тимчасових розливів (при повенях і паводках) і ґрунтових вод виникають мілководні тимчасові водойми озерного типу. Для цієї фації характерні алевритово-глинисті, часто загіпсовані й засолені відклади.

Характерними особливостями пролювію є залягання у формі покривів, наявність слідів розгалуженої мережі потоків, погане сортування і обкатаність уламкового матеріалу, окиснення відкладів, відсутність органічних залишків.

Постійно діючими водними потоками є *річки*.

Ріка – постійно діючий водний потік, який протікає в долині.

Річкові долини – це вузькі, порівняно зі своєю довжиною, і здебільшого звивисті зниження земної поверхні, що мають на всьому протязі ухил від верхів’я до гирла і ступінчасті схили. Особливістю річкових долин є їх транзитний розвиток щодо кліматичних поясів і зон та тектонічних умов. Річкові долини існують у всіх кліматичних поясах і зонах (за винятком областей, вкритих льодом) і в різних структурних обстановках та часто

переходять з однієї зони в іншу. Річки живляться атмосферними опадами, талими й підземними водами. Річки є головними шляхами перенесенння матеріалу з суходолу в моря і океани.

Кожна річка починається витоком і закінчується устям. За будовою розрізняють два типи устя: дельти і естуарії.

Річкові системи розділені високопідвищеними ділянками суходолу, які називаються *вододілами*.

Територія, з якої річка та її притоки отримують воду, називається *водозбірним басейном*.

Для кожної річки протягом року характерне чергування періодів високого (повінь) і низького (межень) рівня води.

У процесі розвитку річка, розмиваючи поверхню суходолу, утворює широкі лінійно-видовжені пониження – *річкові долини*.

Поперечний профіль річкових долин асиметричний. Асиметрія зумовлена силами Коріоліса (закон Бера-Бобіне), згідно з якими в річках Північної півкулі розмивається правий берег, а в річках Південної півкулі – лівий.

Основними елементами річкової долини є *русло ріки*, *заплава*, *надзаплавні тераси* й їх *схили*.

Русло – найбільш понижена частина річкової долини, якою стікає вода в міжпаводкові періоди. Для русел рівнинних річок характерні *руслові утворення* (рис. 3.24).

Рис. 3.24. Руслові утворення

Лінія найбільших глибин русла утворює *фарватер*, а лінія найбільших швидкостей течії називається *стрижнем*.

Руслові утворення – скупчення пухких відкладів у *руслах* рівнинних річок, що формують їх конфігурацію і рельєф дна. Виділяють акумулятивні руслові утворення (*перекати*, *коси*, *обмілини*, *острови та ін.*) й ерозійні (*плеси*, *ями*). Руслові утворення нестійкі й рухомі, що пов'язано зі змінами водного режиму річок.

Перекат – мілководна ділянка *русла* ріки у вигляді валу, підводної гряди, що перетинає русло під певним кутом.

Коса – низька й вузька намивна смуга суходолу в береговій зоні, яка межує одним боком з берегом і складена піском, гравієм, галькою.

Рукав ріки – відгалуження русла ріки, яке утворюється внаслідок посиленої акумуляції наносів (у вигляді осередків або островів), а також під час прориву заворотів русла (здебільшого під час повеней).

Стариця – замкнута водойма, яка зазвичай розміщена в заплаві ріки і є рукавом або протокою, що відмежувалася від основного русла.

Останці – ізольовані ділянки підвищеного рельєфу, які утворюються в долинах рік у результаті міграції русел і відмежування виступів корінного берегу.

У місцях, де сила ріки слабшає, матеріал, який вона переносить, відкладається, утворюючи обмілини й острови.

Обмілина – прибережна мілина, утворена наносами.

Острів – частина суходолу, оточена з усіх боків водою.

Плесо – порівняно глибока ділянка русла між двома перекатами, яка утворюється там, де під час повені швидкість течії значна й інтенсивно розмивається дно.

У місцях виходів твердих гірських порід, які перетинають шлях річки, утворюються *пороги*. Особливо багато порогів на гірських річках, де річище складене твердими породами, а швидкість течії велика.

Падіння води з високого виступу в руслі річки називається *водоспадом.*

Русла бувають *прямолінійними*, *звивистими, розгалуженими, вузькими, широкими, неглибокими* і *глибокими*.

Морфологія русла змінюється з розвитком річкової долини (від прямолінійних каньйоноподібних до плескатодонних, трапецієподібних, розгалужених і меандрових).

Заплава – частина дна *річкової долини*, яка вкривається водою під час *повені* або *паводку*. Розрізняють низьку заплаву, яка затоплюється щороку, і високу заплаву, яка затоплюється раз на декілька років (під час найбільш високих паводків).

Форма поперечного перерізу річкових долин може бути *трикутною*, *трапецієподібною*, *параболічною*, *жолобоподібною* і *планіморфною*.

Результатом геологічної діяльності річок є *донна* й *бокова ерозія*, *транспортування* й *акумуляція* матеріалу, *утворення ерозійних* і *акумулятивних форм рельєфу*.

На ранніх стадіях зародження і розвитку річкової долини переважає донна ерозія, яка в процесі розвитку і старіння річки змінюється боковою ерозією. Спершу водний потік виробляє профіль рівноваги відносно рівня водойми, в яку він упадає – *базису ерозії.*

Глибина базису ерозії – це різниця відміток точок вододільної лінії, звідки починається водний потік, і горизонтальної поверхні, куди впадає вода річки.

Річка виробляє своє ложе від гирла до верхів'я. Що більша глибина базису ерозії, то вища інтенсивність розмиву річкою порід, які підстелають її русло. Одночасно з глибинною проявляється і бокова ерозія, яка на перших етапах розвитку річки незначна. З формуванням профілю рівноваги донна ерозія поступово слабшає і збільшується роль бокової ерозії, спрямованої на розмивання берегів і розширення русла ріки.

До ерозійних форм рельєфу, які створює річка, належать *каньйони, ерозійні тераси, столові гори, останці, бедленди, куести, гряди, пороги, водоспади, водобійні колодязі й улоговини, кам'яні мости* (рис. 3.25–3.30).

Ерозійний цикл може перериватися зледенінням, вулканізмом, регіональними висхідними тектонічними рухами, зміною рівня моря.

Попередню річкову сітку можуть порушувати і змінювати льодовики та лавові потоки.

Рис. 3.25. Каньйон, по дну якого протікає річка http://myplanet.com.ua/?p=2659

Рис. 3.26. Столові гори http://www.webochka.com/glavnaja/3231-2012-06-05-07-24-15.html

Рис. 3.27. Бедленд http://tavrika111.blogspot.com/2016/04/blog-post_23.html

Рис. 3.28. Куести http://krim.biz.ua/ak_kaja_7_foto.html

Рис. 3.29. Річкові пороги http://www.liveinternet.ru/photo/yaffa/ post18206173

Рис. 3.30. Водоспад http://navkolosvitu.net.ua/iguazu-falls

Іноді під поверхневим руслом річок приховане ще одне русло, що розташоване на певній глибині під поверхнею Землі. Такі річки мають назву *двоповерхові*.

Річки переносять значну кількість теригенного й розчиненого матеріалу, частина якого нагромаджується на шляхах транспортування, а частина досягає кінцевого басейну седиментації.

У результаті геологічної діяльності річок відбувається акумуляція матеріалу в межах річкової долини (*алювіальні відклади*), дельт і естуаріїв.

Алювіальні відклади поділяються на *руслові*, *прируслової обмілини*, *заплавні* і *старичні*, а сам алювій – на *перстративний* (наближений до стадії рівноваги) і *констративний* (переважає руслова фація).

Рельєф заплав великих рівнинних річок складається з трьох геоморфологічних елементів:

- *прируслового валу,* який безпосередньо примикає до головного русла, має хвилястий рельєф, складений пісками, які утворюють піщані вали й високі гриви;
- *центральної заплави* – найбільшої частини заплави, яка розташована за прирусловим валом, має неоднорідний рельєф (*логи* – знижені ділянки, *гриви* – підвищені ділянки, а також *лощини* й *западини*) і складена суглинисто-піщаним матеріалом;
- *притерасної заплави* – тилової частини заплави, яка прилягає до давніх надзаплавних річкових терас або до корінного берега річки, має дещо знижений рельєф відносно центральної заплави та складена піщано-мулистими відкладами з неоднорідним механічним складом і торфами.

Зміна базису ерозії або підняття території приводить до початку нового етапу ерозійної діяльності річки. Кожен етап починається врізанням водного потоку у своє ложе і закінчується виробленням нового дна долини на більш низькому гіпсометричному рівні. У такий спосіб утворюються *терасоподібні долини*.

Річкові тераси – горизонтальні відносно рівні, слабко нахилені (за течією та в бік ложа) східцеподібні (розташовані уступами по висоті від дна до брівки долини) частини річкових долин, які

являють собою залишки дна річки, що сформувалося у той час, коли вона була на вищому гіпсометричному рівні.

Тераси можуть утворюватися вздовж одного або обидвох схилів річкової долини. Їх кількість може бути різною внаслідок асиметрії берегів. Висота терас більша для правих берегів у північній півкулі і менша – у південній.

Тераса, розташована в межах дна долини і затоплюється водами річки під час повеней, називається *заплавою.* Тераса, розміщена безпосередньо над дном долини (заплавою), вважається *першою надзаплавною терасою*, наступна за нею вгору – *другою* і т.д. (рис. 3.31).

Відносний вік кожної тераси визначається положенням тераси відносно найменшого (меженного) рівня води у річці. Що вище розташована тераса над цим рівнем, то вона давніша.

За напрямом переважаючого поширення тераси бувають *поздовжніми* й *поперечними*.

Поздовжні тераси простягаються вздовж річкових долин і являють собою залишки дна колишньої річкової долини.

Рис. 3.31. Поперечний розріз долини річки:
I – перша надзаплавна тераса; *II* – друга надзаплавна тераса;
III – третя надзаплавна тераса

Поперечні тераси являють собою уступи, які розташовані перпендикулярно до річкової долини й утворилися на початковій стадії ерозії у той час, коли річка ще не виробила поздовжнього профілю.

У будові терас виділяють такі елементи (рис. 3.32):

- *площадка* – горизонтальна поверхня тераси;

- *уступ* – вертикальна поверхня (схил) тераси;
- *брівка* – місце перегину площадки в уступ;
- *корінний берег* (*цоколь*) – територія, складена породами неалювіального походження;
- *корінні* (*цокольні*) *породи* – залягають в основі території, зайнятої річковою долиною;
- *тиловий шов* – місце зчленування тераси з терасою чи корінним берегом, що залягають вище або нижче.

Залежно від походження порід, з яких утворені тераси, виокремлюють три типи надзаплавних терас:

- *ерозійні* (*скульптурні*) – складені виключно корінними породами;
- *акумулятивні* – складені виключно алювіальними відкладами;
- *ерозійно-акумулятивні* (*цокольні, змішані*) – складені корінними породами в нижній частині уступу та алювіальними, які складають площадку тераси.

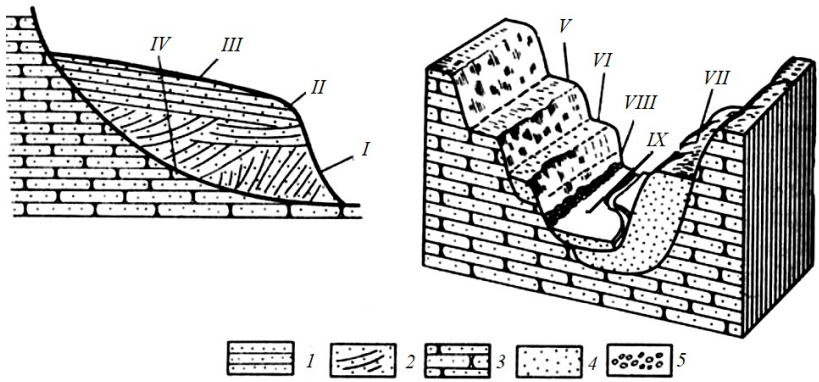


Рис. 3.32. Будова та типи надзаплавних терас:
I – уступ; *II* – брівка; *III* – терасова площадка;
IV – тиловий шов тераси; *V* – ерозійна тераса;
VI – цокольна тераса;*VII* – акумулятивна тераса;
VIII – цоколь; *IX* – заплава; *1* – заплавний алювій;
2 – русловий алювій; *3* – пісковики в корінному
заляганні; *4* – піски; *5* – осипи

У результаті нагромадження алювіального матеріалу утворюються такі акумулятивні форми рельєфу: *піщані хвилі, прируслові обмілини, русловий і заплавний алювій, прируслові вали, тераси, пляж, алювіальні конуси виносу, передгірські алювіальні рівнини, острови, дельти, естуарії.*

Запитання та завдання для самоперевірки

1. Які води належать до поверхневих текучих?
2. У чому полягає суть площинного змиву?
3. Назвіть стадії розвитку процесу утворення яру.
4. Охарактеризуйте геологічну діяльність тимчасових руслових потоків.
5. Що таке пролювій? Назвіть і охарактеризуйте фації пролювіальних конусів виносу.
6. Назвіть стадії процесу утворення і розвитку річки.
7. Визначте основні елементи річкової долини.
8. Що таке алювій і якими відкладами він представлений?
9. Охарактеризуйте рельєф заплав.
10. Що таке тераси і як вони класифікуються?
11. Яка будова надзаплавних терас?
12. Охарактеризуйте геологічну діяльність постійних руслових потоків.
13. Назвіть ерозійні й акумулятивні форми рельєфу, що утворюються в результаті геологічної діяльності поверхневих текучих вод.

3.4. Гляціальні та флювіогляціальні процеси

Гляціальні процеси зумовлені діяльністю льоду. Обов’язковою умовою для розвитку таких процесів є тривале існування льодовиків у межах певної ділянки земної поверхні. Льодовики утворюються лише вище снігової межі, однак у процесі динаміки можуть спускатися нижче від неї.

Розрізняють *кліматичну* снігову межу (істинну), *сезонну* (тимчасову) та *місцеву* снігову межу, реальне положення якої залежить від експозиції схилів, їх крутизни, навітреності чи підвітреності схилів, від характеру рельєфу конкретної ділянки схилу й інших чинників. Висотне положення снігової межі зумовлене кліматом. Так, поблизу полюсів висотне положення снігової межі знаходиться на рівні моря, на північних островах Землі Франца-Йосифа – на висоті 50 м, в екваторіальному поясі, на

горі Кіліманджаро – на висоті 5500 м, а на широті південного тропіка – на висоті 6700 м.

Розрізняють два типи природного льоду – *водний* і *сніговий*. Загальна напрямленість процесу утворення льодовиків має такий вигляд: *сніг* → *фірн* → *глетчерний лід*. Сніг у результаті багаторазового замерзання і відтанення, а також тиску набуває крупнозернистої структури і перетворюється на фірн, який у процесі подальшого перетворення (метаморфізації) змінюється глетчерним льодом.

Значні товщі льоду набувають пластичності та текучості. Важливою умовою руху льодовика є величина ухилу земної поверхні та товщина льоду. Швидкість руху льодовика змінюється від декількох сантиметрів до декількох десятків метрів на добу.

Льодовик живиться твердими атмосферними опадами, що випадають на поверхню, а також снігом, вітром, снігом зі схилів і конденсацією водяної пари з повітря на поверхні льодовика. За умовами балансу твердої фази води (сніг, фірн, лід) льодовик поділяється на *зону акумуляції* і *зону абляції* (витрати льоду внаслідок танення та випаровування). Абляція приводить до зменшення товщини крайової частини льодовика. Незначні зміни положення краю льодовика називаються *осциляціями*.

Залежно від клімату, рельєфу та співвідношення ділянок живлення і стоку виділяють певні типи льодовиків.

Гірські льодовики займають переважно від'ємні елементи рельєфу в горах, і рухаються здебільшого під дією сили тяжіння вниз за схилом.

Гірські льодовики (рис. 3.33–3.38) поділяються на:

- *льодовики альпійського типу,* які бувають *прості* (відокремлені льодовики із самостійними ділянками живлення) і *складні* (декілька льодовиків, які виходять із різних ділянок живлення і зливаються один з одним у місцях стоку);
- *змінні льодовики* (утворюються за умов єдиного фірнового басейну на перевальних сідловинах або шляхом злиття фірнових басейнів різних схилів одного й того ж хребта);
- *карові льодовики* (утворюються в кріслоподібних поглибленнях, врізаних у верхню частину схилів гір, переважно вище льодовикових цирків, або на схилах льодовикових долин);
- *висячі льодовики* (розташовані на крутих гірських схилах, заповнюють відносно неглибокі западини, з яких виходять у вигляді коротких лавин);

Рис. 3.33. Гірські льодовики
http://www.novostimira.com.ua/
novyny_27357.html

Рис. 3.34. Каровий льодовик
http://images.esosedi.ru/karovyiy_
lednik_na_severnom_sklon/333218
44/index.html#lat=42904012&lng=4
3744940&z= 15&mt=1&v=1

Рис. 3.35. Льодовик вулканічних
конусів
http://verba1501.livejournal.com/
174203.html

Рис. 3.36. Кальдерний льодовик
http://bnntour.com.ua/trips/
ascent-hvannadalshnukur

Рис. 3.37. Льодовик плескатих
вершин
http://present5.com/lednikovoe-i-
vodnolednikovoe-
relefoobrazovanie-snegovaya-liniya

Рис. 3.38. Долинний льодовик
http://900igr.net/prezentatsii/priroda
/ Landshaft-6.files/005-Krupnyj-
dolinnyj-lednik.html

- *фірнові* та *снігові плями* (лінзоподібні нагромадження нерухомого снігу і фірну в неглибоких пониженнях пологих схилів);
- *льодовики східцеподібних поверхонь* біля підніжжя крутих тіньових схилів (живляться лавинами, що сходять зі схилів);
- *кальдерні льодовики* (займають зниження кальдер);
- *льодовики вулканічних конусів* (вкривають вершини згаслих вулканів);
- *льодовики плескатих вершин* (залягають на високо підвищених денудаційних поверхнях);
- *відроджені льодовики* (утворюються за умов, коли на шляху льодовика трапляється високий крутий виступ, який порушує цілісність льодовикового потоку, внаслідок чого брили льоду падають до підніжжя виступу, з'єднуються і утворюють новий льодовик на більш низькому гіпсометричному рівні);
- *льодовикові шапки* (льодовики платоподібних вершинних поверхонь);
- *долинні льодовики* (займають гірські долини; у разі злиття декількох долинних льодовиків утворюються *деревоподібні* і *дендритоподібні* льодовики).

Покривні льодовики (арктичний і антарктичний кліматичні пояси) займають території в мільйони квадратних кілометрів, мають випуклу форму поверхні і покривають собою навіть гірський рельєф. Лід у них розтікається від центру до периферії. Продовженням льодовикових покривів іноді є *плавучі шельфові льодовики*, які частково спираються на дно водного басейну.

Покривні льодовики Гренландії і Антарктиди стікають у водні акваторії через зниження в прибережному рельєфі. Такі потоки льоду називаються *вивідними*.

При обламуванні кінців вивідних і шельфових льодовиків утворюються *айсберги*.

Сітчасті льодовики утворюють сітку наскрізних льодовикових долин із льодовиковими куполами на вододільних ділянках, що чергуються з одиничними скелями та крутосхилими гребенями, які виступають з-під льоду.

Передгірські льодовики трапляються нечасто (Аляска, гори Святого Іллі). Такі льодовики спускаються окремими гірськими долинами на передгірську рівнину, де зливаються в єдиний льодовиковий потік.

Руйнівна дія льодовиків на породи підльодовикового ложа називається *екзарацією.*

Рух льодовика спричинює виламування різних за розміром блоків і уламків гірських порід, їх подрібнення, стирання.

У нижню поверхню й придонну частину льодовика вмерзають уламки, які своїми гострими краями під час руху залишають на скельних породах різні штрихи, подряпини, борозни – *льодовикові шрами*, що орієнтовані за напрямком руху льодовика (рис. 3.39).

На виступах скельних порід виникають своєрідні видовжені й округлі форми – *баранячі лоби*.

Баранячі лоби – скелясті виступи корінних порід, згладжені й відполіровані льодовиком, які рухаються: схил, який повернутий у бік, звідки рухається льодовик, пологий, гладко відшліфований, з характерним округленим профілем; протилежний – крутіший і нерівний (рис. 3.40). Довжина баранячих лобів становить сотні метрів, висота – до 50 м.

Рис. 3.39. Льодовикові шрами
http://dic.academic.ru/dic.nsf/ruwiki/1312998

Рис. 3.40. Баранячі лоби
http://moyaltay.moy.su/publ/3-1-0-67

Поєднання таких форм утворює ряд згладжених асиметричних виступів і поглиблень (*кучеряві скелі*).

Кучеряві скелі – комплекс скелястих виступів, згладжених і відполірованих льодовиком, який рухається.

Деформації гірських порід підльодовикового ложа, виражені в розривах, згинах і зім’ятті шарів у складки, називаються *гляціодислокаціями*.

У гірських районах із діяльністю льодовиків пов’язане утворення специфічних форм рельєфу, до яких належать *льодовикові долини, троги*, *льодовикові цирки*.

Льодовикова долина – ерозійна долина, розроблена льодовиком, що має в поперечному розрізі форму корита з крутими схилами і увігнутим дном. Вгорі крутий схил долини закінчується опуклим краєм, вище якого схил стає пологим, утворюючи терасу – *плече* або *заплічник* долини. Плече, як і схили долини, має шрами й борозни – сліди обробки льодом. Якщо плече добре виражено, то від верхньої скелястої частини схилу воно відмежовується борозною згладжування. Для льодовикових долин характерна наявність перезаглиблених ділянок, які утворилися в результаті екзараційної діяльності льоду. Такі ділянки виникають у вузьких частинах долин, у місцях, де на поверхні відслонюються гірські породи, які легко механічно руйнуються, а також у місці злиття льодовиків.

Троги – специфічні льодовикові долини з U–подібним поперечним профілем (рис. 3.41). Льодовики розширюють дно і роблять більш крутими борти долин, за якими рухаються.

Цирки – це чашоподібні поглиблення, або амфітеатри, які розташовуються біля верхніх частин трогів у всіх горах, де коли-небудь існували долинні льодовики (рис. 3.42).

Рис. 3.41. Льодовиковий трог
http://geoman.ru/books/item/f00/s00/z0000056/st011.shtml

Рис. 3.42. Льодовиковий цирк
http://pikabu.ru/story/na_temu_o_krasotakh_rossii_2622265

Вони сформувалися в результаті розширювальної дії замерзлої в тріщинах гірських порід води і винесення крупного уламкового матеріалу льодовиками, які рухаються під дією сили тяжіння.

На узбережжях гірських країн, де долинні льодовики спускалися в океан, зустрічаються *фіорди*.

Фіорди – це вузькі звивисті морські затоки льодовикового походження, що врізаються в материк на декілька кілометрів.

Типові фіорди – це частково затоплені морем трогові долини (рис. 3.43–3.44).

Увесь різнорідний уламковий матеріал, який переноситься або відкладається льодовиком, називають *мореною* (*гляціальними відкладами*). Існують два типи морен – *рухомі* й *відкладені*.

Рис. 3.43. Фіорди
http://infmir.ru/articles/world_fjord_famous/

Рис. 3.44. Фіорди
http://www.fresher.ru/manager_content/images/samye-krasivye-fordy-norvegii/ big/14.jpg

Рухомі морени мають різне розташування. У гірських льодовиках виділяють (рис. 3.45):

- *поверхневі морени* – розташовуються на поверхні льодовика й поділяються на *бічні* – розташовані по краях долинного льодовика, утворюються внаслідок вивітрювання і гравітаційних процесів зі схилів гір (осипів, зсувів, обвалів); *серединні* – розташовані в середній частині льодовикового язика, утворюються в результаті об’єднання бічних морен під час злиття льодовиків (під час злиття декількох льодовиків утворюється декілька серединних морен);
- *внутрішні морени* – утворюються в областях живлення і внаслідок проникнення уламкового матеріалу по тріщинах;

• *донні морени* – це уламковий матеріал, що утворився внаслідок екзарації і захоплення продуктів вивітрювання та вмерз у придонну частину льодовика.

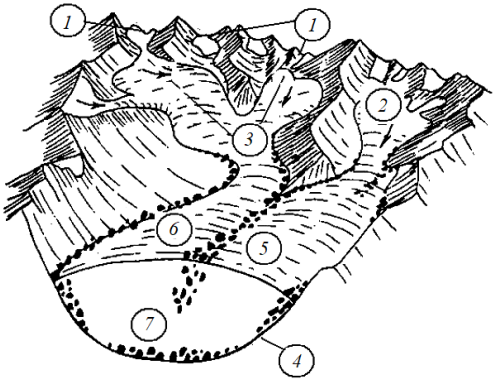


Рис. 3.45. Схема живлення і будови гірського льодовика:
1 – кари; *2* – цирки; *3* – ділянки живлення льодовика; *4* – льодовикова коритоподібна долина – трог; *5* – внутрішня морена; *6* – бічна морена; *7* – донна морена

У материкових льодовиків головне значення мають донні рухомі морени і внутрішні, що виникають у результаті вичавлювання уламкового матеріалу за тріщинами, які утворюються під час перетинання льодовиком височин рельєфу.

Кінцеві й *бічні морени* – найхарактерніші льодовиково-акумулятивні форми. Зазвичай вони розташовані в гирлах трогів, але можуть зустрічатися в будь-якому місці, яке займав льодовик, як у межах долини, так і поза нею. Обидва типи морен утворилися внаслідок танення льоду з подальшим нагромадженням уламкового матеріалу, що переносився як на поверхні льодовика, так і всередині нього. Бічні морени зазвичай являють собою довгі вузькі гряди.

Кінцеві морени – це видовжені валоподібні або грядоподібні височини заввишки до декількох десятків метрів, завширшки до декількох кілометрів, а завдовжки десятки і сотні кілометрів. Кінцеві морени складаються з крупних уламків корінних порід, щебеню, піску і глини, які утворилися на краю льодовика протягом тривалого часу, коли темпи його наступу й танення були приблизно однакові.

Основна морена утворюється в підльодовикових умовах у процесі донного танення мореновмісного льоду. При цьому нагромаджуються окремі уламки гірських порід і лінзи (луски) придонної морени.

З діяльністю льодовиків тісно пов'язана робота талих льодовикових вод. У надльодовикових, внутрішньо-льодовикових і підльодовикових каналах від танення льоду утворюються потужні водні потоки, які перемивають матеріал морени і перевідкладають його на шляху свого руху та при виході з-під льодовика.

Відклади, які виникли внаслідок акумулятивної діяльності водно-льодовикових потоків, утворюють різні форми рельєфу і називаються *флювіогляціальними*.

Виділяють два типи воднольодовикових або флювіогляціальних відкладів: *внутрішньольодовикові* і *прильодовикові*.

Внутрішньольодовикові відклади після танення льодовика утворюють на поповерхні специфічні форми рельєфу – *ози*, *ками*, *камові тераси*, *друмліни*.

Ози – це крутосхилі валоподібні гряди, видовжені в напрямку руху льодовика і складені добре перемитими, шаруватими піщано-гравійно-гальковими відкладами з валунами. Висота таких гряд – від 10 до 50 м і вище, а протяжність – від сотень метрів до десятків кілометрів.

Ками – це крутосхилі пагорби зі згладженими вершинами, заввишки від 2–5 до 20 м і більше. Складені ками добре відсортованими пісками з домішками гравійних і глинистих часток, в яких трапляються валуни й окремі лінзи морен, а місцями – стрічкові глини (ритмічне чергування тонких шарів глин і піску).

Друмліни – це видовжені овальні пагорби, довга вісь яких збігається з напрямком руху льодовика. Друмліни зазвичай трапляються великими групами – по декілька десятків або сотень. Друмліни видовжені на сотні метрів, їх ширина становить 100–500 м, а висота – 15–45 м. Валуни на їх поверхні часто орієнтовані довгими осями у напрямку руху льодовика – від крутого схилу до пологого.

Западини часто зустрічаються на поверхні основної морени і є результатом витанення льодових брил.

Серед *прильодовикових* (*перигляціальних*) відкладів виділяють *зандри*, *озерно-льодовикові* (*лімногляціальні*) *відклади*.

Зандри – великі хвилястої форми поля, складені пісками зі значною кількістю гравію і глини, розташовані перед кінцевими моренами. Утворились зандри в результаті злиття конусів виносу окремих водно-льодовикових потоків. Більш грубозернисті осади – різнозернисті піски з гравієм і галькою – відкладаються поблизу зовнішнього краю кінцевих морен, далі на значних територіях нагромаджуються більш однорідні піски, а в їх крайових частинах місцями з'являються тонкозернисті піски й супіски, що пов'язано зі зменшенням сили потоку.

Озерно-льодовикові, або *лімногляціальні*, відклади утворюються в прильодовикових озерах. Озера виникли завдяки височинам рельєфу або грядам кінцевих морен, підпірної дії стоку річок на підльодовикові потоки. Біля крайових частин прильодовикових озер нагромаджуються піщані осади, подекуди з гравієм і галькою, а дещо далі й на більшій глибині поширені піски, алеврити і глини.

Зледеніння відбувалися в різні періоди геологічної історії Землі, свідченням чого є давні викопні льодовикові відклади – *тиліти*, які трапляються на різних континентах серед відкладів нижнього протерозою, венда, верхнього ордовика, карбону і пермі. Найпотужніші зледеніння, що залишили відклади й різні форми рельєфу, відбулися в четвертинний період. Протягом четвертинного періоду було до семи льодовикових епох. Під час теплих міжльодовикових епох льодовики повністю танули або територія, зайнята ними, значно зменшувалася.

У зв'язку з цим у геологічній історії Землі виділяють такі епохи зледеніння: *ранньопротерозойська, пізньо-протерозойська (венд), пізньоордовиксько-силурійська, кам'яновугільно-пермська* і *четвертинна.*

Сліди прадавніх зледенінь свідчать про те, що вони є закономірним природним явищем, яке виникає за певних умов. Таке явище могли спричинити падіння на поверхню Землі космічних тіл; вулканічні виверження, що призводять до зменшення прозорості атмосфери й похолодання на всій території Землі; тектонічні переміщення літосферних плит та епохи орогенезу (гороутворення); зменшення кількості вуглекислого газу в атмосфері, що приводить до похолодання; циклічність активності Сонця; зміна положення Землі відносно Сонця. Цілком ймовірно,

що зазначені чинники могли діяти спільно або змінювати один одного у часі.

Періоди наступу материкових льодовиків називають *епохами зледеніння*, а періоди відступу – *міжльодовиковими епохами*.

Кожне зледеніння складається з льодовикових циклів, які послідовно змінюють один одного з плином часу.

На початковій стадії на рівнинах, де зароджувався льодовик, виникали льодовикові шапки, які збільшувались у розмірах, з'єднувалися й утворювали *льодовиковий щит*. Льодовиковий щит під дією тиску льоду розтікався в різні боки. Внаслідок цього утворювалися окремі потоки льоду, які рухалися за зниженнями у рельєфі. У стадію максимального розвитку льодовики, зливаючись, утворювали льодовиковий покрив. У стадію деградації чи танення льодовиковий покрив зменшувався в розмірах (відступав), розпадався на окремі потоки, а іноді зовсім зникав. Льодовиковий покрив зменшувався від країв до центру, оскільки танення на краях покриву відбувалось інтенсивніше, ніж лід надходив з області живлення. Внаслідок швидкого потепління льодовик міг танути рівномірно в центрі та по краях. Тоді рух льодовика припинявся. На високих вершинах гір на початковій стадії утворювалися невеликі карові льодовики.

У стадію відмирання або деградації зледеніння, процес відбувається в зворотному напрямку, утворюючи регресивний тип зледеніння: від покривного до долинного, а потім до карів або цілковитого зникнення. Так закінчується льодовиковий цикл, який може повторитися через десятки або сотні тисяч років. На сьогодні зледеніння повсюдно перебуває в стадії відмирання. У деяких горах льодовики зникли, в інших ще продовжують існувати.

Область поширення багаторічно мерзлих гірських порід називається *мерзлою зоною літосфери*, або *кріолітозоною.*

Кріогенними (*мерзлотними*) *процесами* називаються екзогенні геологічні процеси, які зумовлені сезонним і багаторічним промерзанням і відтаненням зволожених пухких гірських порід, охолодженням мерзлих порід і замерзанням підземних вод.

Усі екзогенні мерзлотно-геологічні процеси в кріолітозоні поділяються на чотири групи.

До першої групи належать *власне кріогенні* (*мерзлотно-геологічні*) процеси, розвиток яких спричинений сезонними й

багаторічними коливаннями тепломасообміну на земній поверхні і в підстилаючих гірських породах. З власне кріогенними процесами пов'язані *морозобійне тріщиноутворення* і *кріогенне вивітрювання*; *морозне обдимання порід* і утвореннння *полою*, *термокарст* (рис. 3.46–3.49).

Рис. 3.46. Підповерхневий лід http://portal.tpu.ru/SHARED/v/VVK/Learnwork/Cruology/CryologyprocessI.pdf

Рис. 3.47. Морозобійне розтріскування http://portal.tpu.ru/SHARED/v/VVK/Learnwork/Cruology/CryologyprocessI.pdf

Рис. 3.48. Пагорби обдимання http://portal.tpu.ru/SHARED/v/VVK/Learnwork/Cruology/CryologyprocessI.pdf

Рис. 3.49. Пагорби обдимання http://www.studfiles.ru/preview/3067513

Кріогенне вивітрювання – це найбільш поширений процес кріолітозони й зони стійкого сезонного промерзання порід.

Механізм цього процесу пов'язаний із фазовими перетвореннями води в породі при багаторазовому повторенні процесу промерзання-відтанення.

Морозобійне тріщиноутворення – це процес утворення тріщин внаслідок термічного стискання багаторічномерзлих порід, який поширюється на товщу вічної мерзлоти.

Під час сильних морозів верхні шари гірських порід (ґрунту) стискаються до певної межі, а потім розколюються морозними тріщинами на окремі блоки. Виникає мережа тріщин, у які навесні затікає й замерзає тала снігова вода. У такий спосіб утворюється *крижаний клин*. Влітку мерзла порода від нагрівання розширюється, але крижаний клин залишається. Мерзла порода вичавлюється на поверхню, утворюючи невеликі вали. Багаторазове повторювання процесу протягом тисяч років приводить до утворення крижаних жил заввишки до десятків метрів.

Морозне обдимання порід – це підняття поверхні ґрунту або гірської породи, спричинене зміною їх об'єму при промерзанні внаслідок розсування частин мінерального скелету кристалами льоду за рахунок води промерзлого шару й води, яка мігрує з непромерзлих шарів.

Розрізняють *міграційні* та *ін'єкційні* пагорби обдимання.

Міграційні пагорби обдимання виникають за умов відкритої системи при значній міграції вологи до фронту промерзання і сегрегаційного льодовиділення.

Ін'єкційні пагорби обдимання утворюються за умов промерзання закритих систем, переважно наскрізних підозерних таликів.

Полої – це наземні й підземні льодяні тіла, які утворюються взимку внаслідок неодноразового виливання на поверхню річкових, озерних і підземних вод та їх пошарового промерзання.

Термокарст – це процес відтавання підземного льоду, який супроводжується просіданням земної поверхні й утворенням негативних форм рельєфу. Вода, що утворилася під час відтавання, виходить на поверхню й утворює термокарстове озеро (рис. 3.50).

Розвиток другої групи флювіальних, абразійних і воднобалансових процесів спричинений механічним і тепловим впливом на мерзлі породи води, річними коливаннями теплообміну на поверхні порід і багаторічними коливаннями водного балансу поверхні. До таких процесів належать термоабразія, термоерозія,

заболочування, розвиток льодовиків і пов'язаних із ними таких утворень як ози, ками, *сніжники* тощо.

Сніжники – залишковий шар сезонномерзлого ґрунту, який зберігається в окремі роки до наступного сезону (рис. 3.51).

Рис. 3.50. Термокарстові озера
http://www.studfiles.ru/preview/3067513/

Рис. 3.51. Сніжники
http://portal.tpu.ru/SHARED/v/VVK/Learnwork/Cruology/CryologyprocessI.pdf

Третя група об'єднує гравітаційні процеси, такі як соліфлюкція, курумоутворення, зсуви, обвали, осипи та ін.

Соліфлюкція – поступове стікання ґрунту, перенасиченого водою, мерзлою поверхнею зцементованої льодом основи схилів (рис. 3.52).

Куруми (кам'яні поля, кам'яні річки, кам'яні потоки) – рухомі скупчення жорствяно-щебнисто-брилевого матеріалу на схилах різної крутизни (від 3 до 45°), утворені здебільшого скельними породами (рис. 3.53).

Рис. 3.52. Соліфлюкція
http://www.studfiles.ru/preview/3067513/

Рис. 3.53. Куруми на схилі
http://www.studfiles.ru/preview/3067513

Куруми утворюються і рухаються під впливом різноманітних чинників: морозного вивітрювання корінних порід; обдимання крупного кам'яного матеріалу, що міститься в супіщано-суглинистих відкладах при їх промерзанні і відтаванні; вимивання дрібнозернистого матеріалу з крупноуламкового шару; замерзання води в утворених порожнинах у вигляді гольцевого льоду.

До четвертої групи належать процеси еолового походження, які пов'язані з вивіюванням, розвіюванням і акумуляцією мерзлих і відталих порід.

Виокремлюють такі генетичні типи підземного льоду: *конституційний, повторно-жильний, ін'єкційний, похований, печерний*.

Запитання та завдання для самоперевірки

1. Охарактеризуйте умови утворення льодовиків.
2. Як класифікують льодовики?
3. У чому полягає геологічна робота льодовиків?
4. Охарактеризуйте льодовикові відклади.
5. Охарактеризуйте льодовикові форми рельєфу.
6. Що таке флювіогляціальні процеси?
7. Охарактеризуйте флювіогляціальні відклади й форми рельєфу.
8. Назвіть епохи зледеніння і опишіть льодовикові цикли.
9. Охарактеризуйте кріогенні процеси.

3.5. Геологічна робота вод Світового океану

Сукупність водних просторів океанів і морів називається *Світовим океаном*, який об'єднує п'ять океанів: Тихий, Індійський, Атлантичний, Північний Льодовитий, Південний, а також окраїнні й внутрішньоконтинентальні моря.

У будові дна океанів і морів виокремлюють *шельф*, *материковий схил*, *материкове підніжжя*, *ложе Світового океану*, *глибоководні западини* й *серединно-океанічні хребти*.

Шельф, або *материкова мілина,* – слабонахилена вирівняна частина підводної окраїни континентів, прилегла до берегів суходолу, яка характеризується спільною з ним геологічною будовою.

Глибина шельфу зазвичай сягає 100–200 м; ширина змінюється від 1–3 км до 1500 км. Зовнішня межа шельфу обмежена перегином

рельєфу дна – *брівкою шельфу*. Сучасні шельфи утворилися в результаті затоплення окраїн континентів під час піднімання рівня вод Світового океану через танення льодовиків, а також новітні тектонічні рухи, які спричинили занурення ділянок земної поверхні.

Материковий схил розташований між шельфом і материковим підніжжям. На противагу шельфу і ложе океану, він має більш круті схили поверхні (у середньому 3–5°, іноді до 40°) і значну розчленованість рельєфу. Типовими є паралельні до брівки й основи схилу східчасті форми рельєфу, а також підводні каньйони, які зазвичай беруть початок на шельфі і простягаються до материкового підніжжя.

Материкове підніжжя є шлейфом акумулятивних відкладів, що виник біля підніжжя материкового схилу внаслідок переміщення матеріалу вниз за схилом (каламутними потоками, підводними зсувами, обвалами) та осадження суспензії. Глибина материкового підніжжя сягає 3,5 км і більше. Геоморфологічно материкове підніжжя являє собою похилу горбисту рівнину. Акумулятивні відклади, що утворюють материкове підніжжя, зазвичай нагромаджені в ложе океану, яке являє собою кору океанічного типу, або розташовуються частково на континентальній, частково на океанічній корі.

Ложе океану хребтами, валами й височинами розмежовується на улоговини, дно яких зайнято абісальними рівнинами. Ці області характеризуються стабільним тектонічним режимом, низькою сейсмічною активністю й рівнинним рельєфом. Геоморфологічно ці області представлені абісальними (глибоководними) акумулятивними й горбистими рівнинами. Акумулятивні рівнини мають вирівняну, слабонахилену поверхню і поширені переважно на периферії океанів в областях значного надходження осадового матеріалу з континентів. Їх утворення пов’язане з привнесенням і нагромадженням матеріалу суспензійними потоками.

Для акумулятивних рівнин характерні зниження поверхні від материкового підніжжя в бік океану, наявність підводних долин, градаційна шаруватість осадів, вирівняний рельєф.

Остання особливість визначається тим, що, просуваючись вглиб океанських улоговин, осади вкривають первинний розчленований тектонічний і вулканічний рельєф. Горбисті

абісальні рівнини мають розчленований рельєф і незначну потужність осадів. Вони типові для внутрішніх частин улоговин, віддалених від берегів. Важливим елементом рельєфу цих рівнин є вулканічні підняття і окремі вулканічні форми.

Серединно-океанічні хребти являють собою гірську систему, яка простягається через усі океани й приурочена до меж розсуву літосферних плит, де внаслідок надходження магматичної речовини утворюється нова океанічна кора. Загальна протяжність серединно-океанічних хребтів понад 60 000 км, ширина 200–1200 км, висота 1–3 км. У деяких районах вершини серединно-океанічних хребтів утворюють вулканічні острови. Рельєф розчленований, форми рельєфу орієнтовані переважно паралельно до простягання хребта. Осадовий чохол малопотужний і представлений карбонатними біогенними мулами та вулканогенними утвореннями.

В осьових частинах хребтів осадового покрива немає, або він представлений сучасними відкладами. Вік осадових товщ збільшується з віддаленням від осьових частин хребта. Областям серединно-океанічних хребтів притаманні сейсмічність, вулканізм, високі теплові потоки.

Під водами Світового океану розташована земна кора двох типів: континентального та океанічного. Зони переходу від континентальної до океанічної кори поділяються на два типи: *тектонічно активні* і *тектонічно пасивні*.

Тектонічно пасивні окраїни являють собою безпосереднє продовження континентальних блоків, затоплених водами Світового океану. Вони охоплюють шельф, континентальний схил і континентальне підніжжя й характеризуються відсутністю проявів ендогенної активності.

Тектонічно активні окраїни тяжіють до меж літосферних плит, уздовж яких океанічні плити підсуваються під континентальні. Ці окраїни характеризуються активною ендогенною активністю (до них приурочені області сейсмічної активності й сучасного вулканізму).

Серед активних окраїн за будовою виділяють два основні типи: *західно-тихоокеанський* (островодужний) і *східно-тихоокеанський*

(андський). Основними елементами окраїн західно-тихоокеанського типу є глибоководні жолоби, вулканічні острівні дуги й окраїнні (або міждугові) морські басейни. Область глибоководного жолоба відповідає межі, на якій підсувається плита з корою океанського типу на окраїни сухололу й окраїнних басейнів. Глибоководний жолоб змінюється крутим континентальним схилом і вузьким шельфом.

Плавлення частини плити, яка занурюється, і розташованих вище порід літосфери приводить до утворення магматичних вогнищ, із яких надходять до поверхні магматичні розплави. Внаслідок активного вулканізму утворюються вулканічні острови, що простягаються паралельно до межі занурення плити. В окраїнах східно-тихоокеанського типу немає вулканічних дуг (вулканізм зафіксовано безпосередньо на окраїні суходолу) і окраїнних басейнів.

Геологічна діяльність вод Світового океану – це *абразія берегів*, *транспортування*, *акумуляція* й *утворення абразивних, акумулятивних* та *біогенних форм рельєфу*.

Залежно від умов і переважаючих процесів утворення берег може бути *акумулятивним* (його нарощують відклади, привнесені хвилями і прибоєм), або *абразійним* (зазнає розмивання хвилями і прибоєм).

Абразійні береги – круті зі значними глибинами й крутим береговим схилом, а *акумулятивні* – низинні з пологим береговим схилом. Кожен із цих берегів має характерні чітко виражені морфологічні особливості.

Розрізняють три види абразії: *механічну* (руйнування порід, що складають берег, під дією ударів хвиль, прибою й уламковим матеріалом, який переноситься хвилями та прибоєм); *хімічну* (руйнування порід, що складають берег і підводний береговий схил, унаслідок дії на них води); *термічну* (руйнування берегів, складених мерзлими породами або льодом, у результаті теплової дії води).

Абразія приводить до утворення уламкових відкладів і певних форм рельєфу. Унаслідок абразії утворюються *хвилеприбійні ніші, абразивні тераси, пляж, підводні акумулятивні тераси* (рис. 3.54).

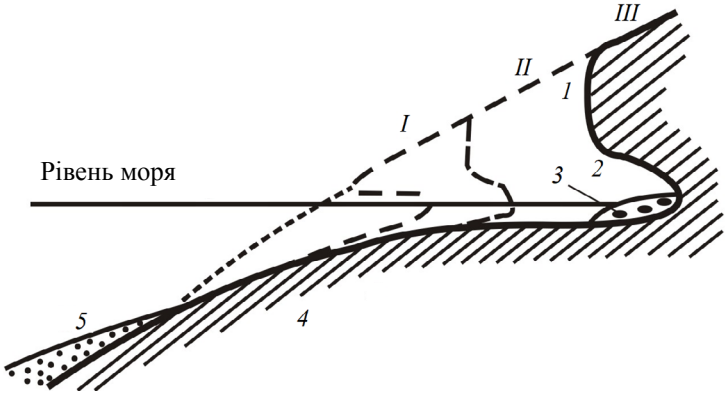


Рис. 3.54. Розвиток і основні елементи абразійного берега:
I, *II*, *III* – стадії відступання берега; *1* – кліф; *2* – хвилеприбійна ніша;
3 – пляж; *4* – бенч; *5* – підводна акумулятивна тераса

Вдаряючи об берег, хвиля поступово виробляє в його підніжжі поглиблення – *хвилеприбійну нішу*, над якою нависає карниз. Із поглибленням хвилеприбійної ніші під дією сили тяжіння карниз руйнується, уламки падають до підніжжя берега і під дією хвиль перетворюються на пісок і гальку.

Урвище або крутий уступ, який утворився в такий спосіб, називають *кліфом*. На місці урвища, яке відступає, утворюється *абразійна тераса*, або *бенч*, що складається з корінних порід. Кліф межує безпосередньо з бенчем або ж відмежовується від нього пляжем.

Утворений уламковий матеріал віддаляється хвилями від берега, утворюючи *підводні акумулятивні тераси*.

Нагромадження пухких відкладів на березі під дією прибою і хвиль за деякого середнього рівня урізу води приводить до утворення *пляжу*. В акваторіях із припливно-відпливними явищами до пляжу прилягає зона осушення, яка з боку суходолу обмежена *лінією припливу*, а з боку моря – *лінією відпливу*.

Результатом поперечного і поздовжнього переміщення уламкового матеріалу є утворення певних акумулятивних форм: *нейтральної лінії*, *берегового валу*, *барів*, *стрілок, лагун*, *кос*, *переймів, пересипів*, *приєднаних акумулятивних терас та ін.*

Береговий вал – це проста берегова акумулятивна форма рельєфу, утворена дією прибою, яка має вигляд низької гряди (валу), видовженої вздовж берега, і складена піском, гравієм, галькою, черепашником.

Береговий бар – значна акумулятивна форма рельєфу у вигляді пересипу чи акумулятивних островів незначної ширини. Бари, які утворюються на значній віддалі від берега, можуть мати кільцеподібну форму. Утворені бари із донного матеріалу. Береговий бар налічує три стадії розвитку – *підводну*, *острівну* й *берегову*. Відповідно утворюються форми рельєфу, які відповідають трьом стадіям: *підводний бар*, *острівний бар* і *береговий бар*.

Стрілка – вузька намивна смуга суходолу; довга коса із піску, черепашника, гравію, що виступає в бік моря.

Лагуна – мілководна частина океану (моря), яка відмежована від нього баром, косою, кораловим рифом і часто з'єднана з ним вузькою протокою. Від заток лагуни відрізняються більшою ізольованістю від моря.

Коса – видовжена акумулятивна форма рельєфу від мису або півострова.

Перейма – акумулятивна форма рельєфу, яка являє собою підводно-надводний вал, що виник внаслідок зменшення швидкості руху води у вузьких протоках між островами й берегом за умов близького розташування від нього.

Пересип – акумулятивна форма рельєфу, що виникає завдяки заповненню акваторії затоки піщаними наносами і захищена виступаючими мисами.

Приєднана акумулятивна тераса внутрішнім боком по всій довжині прилягає до корінного берега.

У тропіках і субтропіках активна рельєфотворювальна роль належить морським організмам, які утворюють *берегові, бар'єрні* й *кільцеві рифи*, *атоли, коралові острови* та ін.

Береговий риф – геологічне утворення, яке розміщене уздовж берега й відмежоване від нього вузькою й неглибокою смугою води.

Бар'єрний риф – крупне геологічне утворення, розташоване на значній відстані від узбережжя й відділене від нього широкою (у декілька кілометрів) і відносно глибоководною смугою моря. Бар'єрні рифи часто розташовуються на зовнішній межі шельфу.

Атол являє собою риф, який у плані має кільцеву форму. Усередині рифового кільця розташовується лагуна – мілководна акваторія, що сполучається з відкритим океаном (морем) однією чи

декількома протоками. Із зовнішнього боку атолу розташована більш глибоководна зона.

На дні морів і океанів нагромаджуються і утворюються різні осади, які за походженням поділяються на *теригенні* (утворюються із продуктів механічного руйнування гірських порід); *біогенні* (утворюються внаслідок життєдіяльності і відмирання організмів); *хемогенні* (утворюються внаслідок осадження речовини з води); *вулканогенні* (утворюються в результаті підводних вивержень і внаслідок принесених із суходолу продуктів вивержень); *полігенні* (утворюються із речовини різного походження).

Речовинний склад донних осадів визначається такими чинниками:

- складом осадового матеріалу, який надходить (визначається кліматичною зональністю);
- ступенем віддаленості від континенту;
- глибиною місця нагромадження осадів і рельєфом дна;
- гідродинамічними умовами (наявністю течій, впливом хвильової діяльності);
- біологічною продуктивністю (у вигляді мушлів, коралових побудов та ін.);
- вулканізмом і гідротермальною діяльністю.

Нагромадження і утворення осадів в океанах і морях контролюється рельєфом дна, солоністю, температурним режимом і динамікою води, органічним світом. У результаті осадонагромадження утворюються *літоральні, неритові, батіальні, абісальні* й *ультраабісальні* осади.

Літораль є частиною дна, яка розташована між рівнями найвищого припливу і найнижчого відпливу. Для літоралі характерні осади, які безпосередньо пов’язані з береговою зоною, залежно від будови якої вони швидко змінюються за простяганням. Біля абразійних берегів утворюються теригенні відклади (від брил до пісків); біля акумулятивних берегів –піщані й галькові пляжі. На низинних узбережжях, які затоплюються під час припливів або нагонів вод Світового океану, утворюються *марші* – болотисті, порослі травою луки, складені мулистими або піщано-мулистими наносами. Там, де немає сильного прибою і постійної течії, яка розмиває наноси, утворюються *вати*. Осади приносяться на вати водою і відкладається внаслідок зменшення швидкості течії.

Зазвичай припливна течія сильніша й відкладає більш грубозернистий матеріал, відпливна течія – осади менших розмірів. Це створює характерне для ватів чергування матеріалу різного складу, зазвичай піщано-алевритового й алеврито-глинистого. У тропіках на берегах, які затоплюються припливами, утворюються мангрові зарості.

Неритова зона відповідає глибинам шельфу (0–200 м). Теригенний і глинистий матеріал надходить в область шельфу здебільшого внаслідок річкового стоку, абразії, еолового, льодовикового й айсбергового перенесення. У гумідних зонах, де на суходолі відбувається інтенсивне хімічне вивітрювання, в донних відкладах прибережних зон переважають глинисті мінерали.

Батіальна зона відповідає області континентального схилу і підніжжя та глибинам 200–2500 м. Переважають (близько 60 %) глинисті осади. Специфіка осадонагромадження визначається наявністю ухилу, що сприяє утворенню каламутних (турбідітних) потоків, які переміщують вниз за схилом значну кількість матеріалу. Часто турбідітні потоки приурочені до підводних каньйонів, які є продовженням річкових долин, або пов'язані із зонами розламів. Турбідітні потоки утворюють біля підніжжя континентального схилу *підводні конуси виносу,* або *фени*, що вкривають і прилеглу область глибоководних улоговин. Для турбідітних потоків характерна гравітаційна шаруватість, яка утворюється внаслідок послідовного нагромадження речовини від псамітової (псефітової) до пелітової розмірності. Матеріал турбідітного потоку, утворюючи один ритм, у підошві представлений найбільшими (гальково-піщаними) частками, а у верхній частині – найменшими – глинистими частками. Під час наступного турбідітного потоку утворюється новий ритм, відклади якого перекривають попередній. Цикл може повторюватися декілька разів, у результаті чого утворюється товща порід із багаторазово повторюваними ритмами. Турбідітні відклади, які утворилися в давні геологічні епохи, в межах пасивних континентальних окраїн називаються *флішами*.

Абісальна зона відповідає глибоководним улоговинам і глибинам понад 2500 м. Тут надзвичайно важлива роль в осадонагромадженні і осадоутворенні належить біогенному

матеріалу й біогенним процесам. Типовими осадами абісальних областей є біогенні вапняні й кремнієві мули, які складені переважно кістяками планктонних організмів. Вапняні мули складаються переважно з карбонатних кістяків форамініфер, або кокколітів; кремнієві – з кістяків радіолярій і діатомей.

На значних ділянках океанічного дна в межах поширення карбонатних осадів нижче рівня карбонатної компенсації поширені червоні глибоководні глини, які являють собою полігенні утворення, що складаються із залишкової речовини розчинення на поверхні дна карбонатного матеріалу; вулканічного попелу; метеоритного пилу; аутигенних утворень (залізомарганцеві конкреції, цеоліти, деякі глинисті мінерали); нерозчинного біогенного матеріалу (зуби й уламки зубів риб, дзьоби кальмарів, вушні кісточки китів тощо).

Ультраабісальна зона відповідає найбільш глибоким ділянкам улоговин і глибоководних жолобів і глибинам понад 6000 м.

Механічна осадова диференціація речовини виражена в розподілі її за крупністю залежно від відстані до берега і глибини. В океанах, як правило, увесь грубозернистий матеріал (галька, валуни, гравій, пісок) нагромаджується в прибережній зоні і на мілководному шельфі, тоді як глибоководний шельф і материковий схил вкриті переважно алевритовими й алеврито-пелітовими мулами, а нижня частина материкового схилу і глибоководні жолоби – пелітовими осадами. У межах ложа океанів алевритові (інколи піщані) осади (здебільшого біогенні) утворюються лише на підводних хребтах і підвищеннях. Решта ложа океану є ділянкою поширення глибоководної глини й біогенних мулів. Ускладнення пов’язані з льодовим рознесенням грубозернистого матеріалу, наявністю сильних донних течій і турбідітних потоків. Вулканогенні осади поширені у вигляді широких ареалів навколо острівних і підводних вулканів.

Запитання та завдання для самоперевірки

1. Що таке Світовий океан?
2. Охарактеризуйте будову дна морів і океанів.
3. Опишіть руйнівну роботу вод Світового океану.
4. Розкрийте особливості осадонагромадження у Світовому океані.
5. Якими чинниками визначається речовинний склад донних осадів?
6. Охарактеризуйте рельєфоутворювальну роль вод Світового океану.

3.6. Геологічна робота озер і боліт

Озера – це западини рельєфу, які заповнені застійною або слабопроточною водою і не мають прямого зв'язку з водами Світового океану.

Форма озер переважно *овальна, видовжена, серпоподібна*, часто зі складними обрисами берегової лінії.

За походженням озера поділяються на ендогенні й екзогенні.

Ендогенні озера поділяються на такі групи (рис. 3.55–3.57):

- *вулканогенну* (з кратерним, кальдерним, фумарольно-гейзерним, лавово-загатним, лахарово-загатним типами);
- *сейсмогенну* (з провальним, провально-загатним, обвально-загатним типами);
- *тектоногенну* (з грабенним чи рифтовим і синклінальним типами).

Рис. 3.55. Озера вулканогенної групи (кальдерний тип) http://myplanet.com.ua/wp-content/uploads/2014/07/kelimutu-lakes-003.jpg

Рис. 3.56. Озеро сейсмогенної групи (обвально-загатний тип) http://www.mytravelbook.org/objects/sarezskoe_ozero/

Екзогенні озера поділяються на такі групи (рис. 3.58–3.65):

- *еловогенну* (з дефляційним типом);
- *ерозійну* (з русловим, заплавним, старичним, дельтовим типами);
- *морську* (з приморським, реліктово-морським типами);
- *біогенну* (з атоловим, біогенно-загатним типами);
- *гляціогенну* (з екзараційним, каровим, термокарстовим, гляціально-загатним типами);

- *гравітаційну* (з провально-гравітаційним, провально-карстовим, провально-суфозійним, обвально-загатним типами);
- *метеоритну* (з ударним та вибуховим типами).

Вода в озерах може мати *атмосферне, морське, річкове, льодовикове, снігове, підземне* походження.

За гідрологічним режимом озера поділяються на *безстічні, проточні* та *озера зі змінним стоком*.

Солоність озер залежить від типу води, що заповнює озеро, та від кліматичних умов, у яких воно розташоване.

Рис. 3.57. Озеро тектоногенної групи (рифтовий тип) http://o-planete.ru/ obolotchki-zemli/ gidrosfera/tip-ozer.html

Рис. 3.58. Озеро ерозійної групи (старичний тип) http://alnet.com.ua/forum/ viewtopic.php?t=4485&start=15

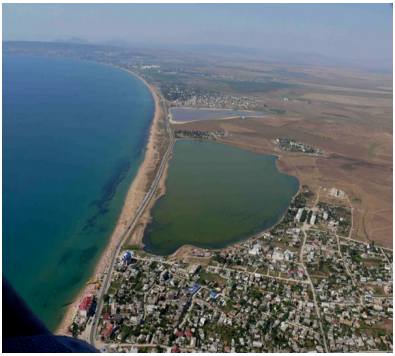


Рис. 3.59. Озеро морської групи (реліктово-морський тип) http://koktebel-crimea.net/ news.php?id=24

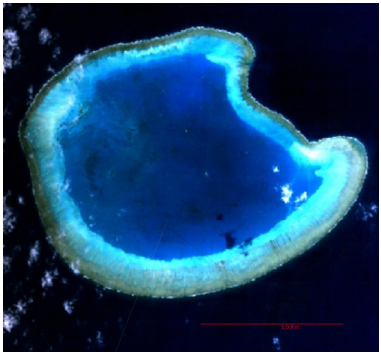


Рис. 3.60. Озеро біогенної групи (атоловий тип) https://upload.wikimedia.org/wikipedia /commons/e/eb/Bassas_da_India.png

Геологічна діяльність озер подібна до геологічної роботи вод Світового океану, але відрізняється меншими масштабами й динамікою. Більшість озер не мають припливів і відпливів.

Геологічна діяльність озер складається з *абразії* берегів, *транспортування* матеріалу і його *акумуляції* на дні і схилах озерних западин.

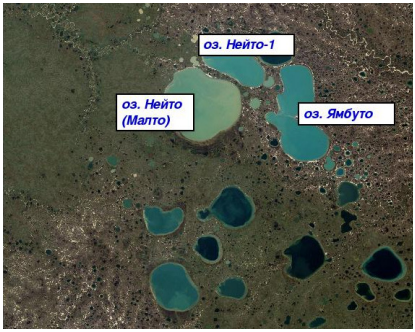


Рис. 3.61. Озеро гляціогенної групи (термокарстовий тип) http://edu.znate.ru/docs/92/ index-1258571.html

Рис. 3.62. Озеро гляціогенної групи (каровий тип) http://mountaindreams.ru/lake/catalog/ ozera-v-verxovyax-r-zakan/ ozero-damxurc

Рис. 3.63. Озеро гравітаційної групи (провально-карстовий тип) http://www.m.kavkaz-uzel.ru/ blogs/ 5422/posts/10065

Рис. 3.64. Озеро гравітаційної групи (обвально-загатний тип) http://appolon1388.livejournal.com/ 6317.html

Осадонагромадження і осадоутворення в озерах здійснюється внаслідок привнесення уламкового матеріалу річками та біогенним і хемогенним чином.

Теригенний матеріал нагромаджується внаслідок твердого стоку річок і розмивання берегів озера. Річки й тимчасові водні потоки, що впадають в озера, привносять різний за розміром і складом матеріал, який осідає біля берега або розноситься по озеру і нагромаджується на його дні згідно із гравітаційною диференціацією. Як правило, в озерних теригенних відкладах наявна тонка шаруватість, яка пов'язана з сезонними коливаннями клімату (навесні привноситься матеріалу більше, аніж узимку, і він більш грубозернистий, а в гірських озерах – влітку, коли тануть сніги і льодовики). У гирлах річок, які впадають у великі озера, утворюються невеликі дельти.

Рис. 3.65. Озера метеоритної групи (ударні типи)
http://www.peoples.ru/friday/meteoric_craters_on_the_earth_which_can_be_visited.html http://primeinfo.com.ua/photographic/315-kratery-ot-meteoritov.html

Органогенне осадонакопичення зумовлено рясною рослинністю на мілководді, яке добре прогрівається сонцем. Береги озер вкриті різнотрав'ям, а під водою на дні ростуть водорості. Взимку, після відмирання рослинності, вона нагромаджується на дні, утворюючи осади, збагачені органікою. У поверхневому шарі води розвивається фітопланктон, який цвіте влітку. Восени, коли водорості, трава й фітопланктон занурюються на дно, там утворюється мулистий шар, насичений органікою. Оскільки на дні в застійних озерах кисню майже немає, то анаеробні бактерії

перетворюють мул на масну, желеподібну речовину – *сапропель*, яка використовується як добриво і як лікувальні грязі.

Подекуди в озерах утворюються невитримані за простяганням верстви вапняків, які виникають із діатомових водоростей із крем'янистим кістяком.

Хемогенні відклади притаманні озерам аридних зон. Внаслідок інтенсивного випаровування води за умов жаркого сухого клімату в осад випадають калійна сіль, сода, мірабіліт, з'єднання сірки, бору та ін.

Часто на дні озер утворюються залізисті й марганцеві конкреції, які утворюють суцільний шар завтовшки до перших метрів.

Болота – це перезволожені, переважно понижені ділянки суходолу, які заросли специфічною рослинністю і в яких відбувається процес торфоутворення.

Болота виникають у заплавах річок та струмків, на приморських низовинах, на місці лісових та лугових сильнозволожених западин, озер (рис. 3.66, 3.67).

Рис. 3.66. Заболочена низина
http://masterok.livejournal.com/
800226.html

Рис. 3.67. Болото лісове
http://russkiysobor.com/boloto.htm

Для існування болота потрібні високий рівень стояння ґрунтових вод, наявність западин у рельєфі, достатня кількість атмосферних опадів і відсутність контрасту в їх розподілі за порами року, а також значна кількість вологолюбної рослинності.

Основні типи боліт (рис. 3.68, 3.69):

- *верховий* (утворюються на низьких сідлоподібних вододілах, поверхнях річкових терас і пологих схилах незначних підвищень у рельєфі; живляться вони атмосферними опадами і мають бідну рослинність, серед якої переважає сфагновий мох);

- *низинний* (розташовуються в улоговинах, часто на місці озер, і живляться підземними водами й водами наземного стоку; тут росте зелений мох, осока, очерет, вільха й береза);
- *проміжний* (займають проміжне положення між верховими й низинними; живляться атмосферними опадами і підземними водами);
- *приморський* (розташовані на морських узбережжях із вологим кліматом і живляться атмосферними опадами і водами припливу).

Геологічна діяльність боліт зводиться до *утворення торфу, болотного вапна, болотних залізних руд*.

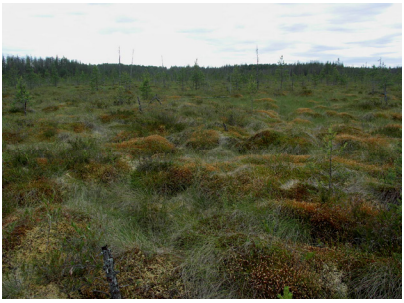


Рис. 3.68. Верхове болото

http://www.plantarium.ru/page/landscape/id/342.html

http://www.2do2go.ru/msk/places/27105/pamyatnik-prirody-molzhaninovskoe-verhovoe-boloto

Рис. 3.69. Низинне болото

http://russkiysobor.com/boloto.htm

http://super-map.ru/orientirovanie/pochvy.html

Хемогенні утворення боліт представлені болотними залізними й марганцевими рудами, мергелями, сидеритами (рис. 3.70–3.73). Болотні залізні руди утворюються внаслідок сполук заліза, розчинених у ґрунтових водах.

У відновному середовищі торфовища залізо випадає в осад у вигляді карбонату (сидериту), який, окиснюючись киснем повітря, перетворюється на оксиди й гідроксиди. Болотні залізні руди утворюють ооліти, конкреції, іноді лінзоподібні поклади потужністю до 1–1,5 м. Разом з оксидами в болотах іноді утворюються фосфати заліза (білий мінерал вівіаніт, який при окисненні перетворюється на яскраво-синій керченіт).

Рис. 3.70. Болотна залізна руда (лімоніт) http://www.sevstone.ru/collection/all/rudy/all/2333

Рис. 3.71. Болотна залізна руда (гідрогетит) http://mosest.com.ua/gidrogetit-krivoy-rog-13-st1987

Рис. 3.72. Марганцева руда http://sergofan-prok.livejournal.com/25073.html

Рис. 3.73. Сидерит http://www.s0alex.ru/abc17e81.html

Мергелі утворюються в болотах, де є виходи підземних вод, збагачених вуглекислим кальцієм.

Накопиченню карбонату кальцію сприяє випаровування води з поверхні торфовища, що спричинює надходження нових порцій ґрунтових вод капілярами ґрунту. У результаті цього нижні частини ґрунтового горизонту збагачуються тонкозернистим кальцитом, який в суміші з глинистим матеріалом утворює пухку сіру речовину.

Запитання та завдання для самоперевірки

1. Що таке озеро? Охарактеризуйте озера за формою, солоністю.
2. Опишіть озера за походженням.
3. Охарактеризуйте геологічну роботу озер.
4. Що таке болото? Як поділяться болота за джерелами живлення і місцем розташування?
5. У чому полягає геологічна робота боліт?

3.7. Гравітаційні процеси

Гравітаційні процеси – це різноманітні форми руху геологічних тіл під дією сили тяжіння.

Гравітаційні процеси виражені в переміщенні гірських порід від підвищених ділянок рельєфу до понижених. Відповідно, вони відбуваються на схилах гір, долин рік, ярів, балок, берегових схилах морів та озер, похилому морському дні і здебільшого називаються *схиловими процесами*. Гірські породи переміщуються вниз за схилом або в бік найменшого опору.

Схиловим процесам сприяють геологічні процеси, які призводять до руйнування зв’язків між мінералами в породі (вивітрювання, геологічна діяльність вітру), а також зменшення зчеплення між поверхнею схилу та тілом, яке рухається (геологічна робота поверхневих і підземних вод).

Причиною переміщення можуть бути *землетруси, додаткове навантаження на гірську породу, видалення порід у підошві схилу внаслідок ерозії, абразії або діяльності людини.*

Геологічна робота гравітаційних процесів зводиться до *руйнування гірських порід* у верхніх частинах схилів; *переміщення зруйнованого матеріалу* під дією сил гравітації до підніжжя схилу;

нагромадження гірських порід та їх уламків у понижених ділянках схилу та біля його підніжжя.

Результатом геологічної роботи гравітаційних процесів є утворення *колювіальних* відкладів (рис. 3.74).

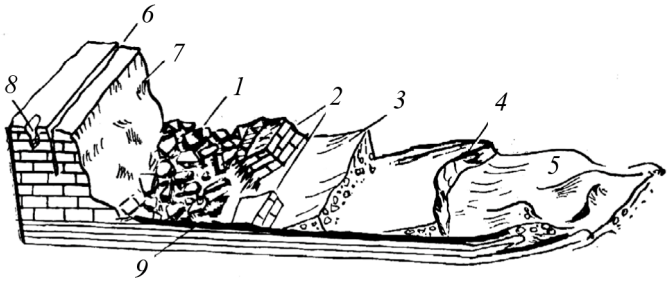


Рис. 3.74. Типи колювіальних тіл:
1 – обвальний; *2* – блоково-зсувний; *3* – терасоподібний;
4 – циркоподібний; *5* – пагорби випирання; *6* – тріщини відриву;
7 – стінка відриву; *8* – провал; *9* – ложе зсуву

Колювій – це обвальні й осипові нагромадження біля підніжжя крутих схилів.

Колювіальні відклади складаються з різноманітних за складом і розміром уламків порід: брил, щебеню, алевритових і пелітових часток. Для них характерне погане сортування матеріалу, відсутність верствуватості й різка зміна потужності.

Гравітаційні переміщення здійснюються дуже *повільно (крип), швидко* й *миттєво.*

Значна роль у гравітаційних процесах належить поверхневим і підземним водам. Поверхневі води зволожують пухкі й напівпухкі породи, порушують їх внутрішні зв'язки і сприяють їх переміщенню у вигляді в'язких або рідких потоків униз за схилом. У такий спосіб утворюються *опливини* і *селі*.

Підземні води вилуговують і вимивають окремі мінерали з порід, які містяться у надрах, утворюють порожнини, послаблюють зв'язки між шарами гірських порід, змочують поверхню глинистих порід і роблять її ковзкою.

За участю води гравітаційні процеси поділяють на чотири категорії: 1) *власне гравітаційні* (провали, обвали, вивали, осипи, каменепади, крип); 2) *водно-гравітаційні* (зсуви); 3) *гравітаційно-*

водні (зсувопотоки, опливини, селі, лахари); 4) *підводно-гравітаційні* (підводні обвали, підводні зсуви, турбідітні потоки).

Власне гравітаційні процеси поділяють на три групи: *провальні* й *обвальні*, що відбуваються швидко й раптово, і *крипові*, які розвиваються повільно.

Однією з умов утворення *провалів* є наявність підземних порожнин (рис. 3.75). Під дією сили тяжіння гірські породи, які перекривають ці порожнини, провалюються. Величина зміщення, форма й розміри провалів залежать від розмірів підземних порожнин. Внаслідок провалів на поверхні утворюються ями, колодязі, улоговини та інші від'ємні форми рельєфу. При провалах, а також вивалах, характерних для підземних карстових порожнин, гірська порода переміщується гравітаційно вертикально і дуже швидко, здебільшого моментально й має катастрофічний характер.

Обвали утворюються на прямовисних і крутих схилах (рис. 3.76).

Рис. 3.75. Провал
http://www.vseneprostotak.ru/2010/12/krupnyiy-proval-grunta-v-hillsboro-florida/

Рис. 3.76. Обвал
http://www.roft.ru/page/obval

Причиною їх виникнення є утворення під впливом фізичного вивітрювання системи паралельних до простягання урвища тріщин, що поступово розширюються та відокремлюють певний блок породи від корінного масиву, який під дією сили тяжіння відривається від породного масиву. Обвали, спричинені землетрусами, можуть бути значними за масштабами.

Каменепади виникають унаслідок відривання від масиву гірських порід невеликих брил, які, переміщуючись за схилом, можуть відбивати інші брили, поступово збільшуючи їх кількість (рис. 3.77).

Осипи утворюються внаслідок переміщення силою тяжінння за схилом щебеню та дрібніших уламків гірських порід (рис. 3.78).

Рис. 7.77. Каменепад
https://regnum.ru/pictures/2145327/1.html

Рис. 3.78. Осип
https://www.drive2.ru/l/1184299/

Крип – це явище, яке пов'язане з повільним переміщенням поверхневих дезінтегрованих відкладів на глибину – *глибинний крип;* у вигляді просідання та прогинання порід і вниз за схилом – *схиловий крип*.

Причиною виникнення крипу є ущільнення на глибині пухких пластичних порід (лесів або глин); утворення на глибині в результаті відтавання та замерзання води розущільненої речовини (*кріогенний крип*); вилуговування окремих мінералів, відкачування підземної води, видобуток нафти та газу тощо (*антропогенний крип*).

Водно-гравітаційні процеси характеризуються переміщенням за схилом значних мас гірських порід. Переміщення можуть зазнавати блоки гірських порід (*блоковий зсув*) або окремі брили (*бриловий зсув*).

Зсувним процесом може бути охоплений увесь схил або його частина. У верхній частині схилу розрізняють круті увігнуті стінки

– *стінки відриву зсувних тіл*; вирівняну частину схилу, за якою рухається зсув, – *ложе зсуву* і з*сувні тіла* (переміщені гірські породи). Що крутіший схил, то швидше рухається тіло зсуву. Зсуви на суходолі починаються за нахилу поверхні 5° та 1° – на дні водойми.

Тіло зсуву може мати різні розміри й форму, проте, здебільшого, воно обмежується згори нерівною, горбистою площадкою, нахиленою в бік схилу, а фронтальна частина має вигляд крутого горбистого схилу похилого за напрямком руху зсуву.

Форма зсувних тіл може бути *терасо-, цирко-, язикоподібною*. Оскільки глинисті породи є водотривом для водоносного горизонту, зсув рухається по їх зволоженій поверхні.

Різні частини зсувного тіла рухаються з різною швидкістю, що спричинює утворення тріщин і внутрішніх стінок відриву. Як наслідок, у блокових і брилевих зсувах відбуваються внутрішні обвали (*обвально-зсувний* тип). Посилення тиску на верхню частину зсувного тіла спричиняє появу зсувів *детрузивного* (*зіштовхувального*) типу. При розвантаженні нижньої частини схилу утворюються порожнини, в які зсувне тіло зміщується послідовно – утворюються *деляпсивні* (*вільно ковзаючі*) зсуви. За умов руйнування схилу абразією зсуви належать до *абразивного* типу. За умов руйнування підніжжя схилів річкою виникають *ерозійні* зсуви, а при землетрусах – *сейсмогенні*. Зсуви, спричинені діяльністю людини, називаються *антропогенними*.

Гравітаційно-водні процеси – це гравітаційні явища, в формуванні яких суттєва роль належить підземним і поверхневим (атмосферним) водам. При цьому твердий дезінтегрований матеріал переміщується з місця первинного залягання плином твердого потоку (рис. 3.79).

Підводно-гравітаційні процеси відбуваються на дні водойм. Найпоширенішими серед них є підводні зсуви, які виникають на відносно крутих схилах, коли осади починають зсуватися під власною вагою, або під навантаженням, спричиненим тілом зсуву, яке рухається з берега.

Рис. 3.79. Селевий потік

http://www.catastropha.ru/news/selevoj_potok_opjat_obrushilsja_na_uezd_iljan/2012-09-13-1955

http://www.irk.ru/news/articles/20140630/flood

Такі зсуви можуть охоплювати весь схил або переміщуватися за підводними каньйонами, улоговинами та іншими пониженнями дна. Причиною виникнення суспензійних потоків на дні можуть бути також підводні течії.

При акумуляції матеріалу перенесеного суспензійними потоками утворюються *турбіди*ти.

Запитання та завдання для самоперевірки

1. Назвіть причину гравітаційних переміщень.
2. Яка роль води у гравітаційних процесах?
3. Що таке колювій?
4. Назвіть типи колювіальних тіл.
5. Охарактеризуйте категорії гравітаційних процесів.

3.8. Карстові процеси

Переміщуючись у гірських породах, підземні води виконують певну, іноді досить значну, геологічну роботу. Вона проявляється в руйнуванні гірських порід і мінералів, перенесенні і відкладанні розчинених у них речовин у тріщинах, порах гірських порід та в місцях виходу підземних вод на поверхню. Найбільш виразно руйнівна робота підземних вод проявляється у розчиненні й вилуговуванні гірських порід і мінералів, наслідком чого є утворення в гірських породах порожнин різних розмірів і форми.

Карст – сукупність геологічних явищ, пов'язаних із розчиненням, вилуговуванням і частковим розмиванням тріщинуватих, розчинних гірських порід рухомими (підземними і поверхневими) водами та пов'язане з цим утворення специфічних форм рельєфу на поверхні Землі і в її надрах.

Виникнення і розвиток карсту зумовлені наявністю розчинних гірських порід (вапняки, доломіти, крейда, гіпси, ангідрити, кам'яна сіль тощо), їх водопроникністю (пористістю і тріщинуватістю), наявністю рухомих вод та їх розчинною здатністю. Істотний вплив мають геологічна будова території, рельєф місцевості, характер рослинності й клімат. Серед зовнішніх чинників на розчинність мінералів істотно впливають загальна мінералізація і хімічний склад вод та тиск.

Залежно від складу розчинних гірських порід розрізняють *карбонатний, гіпсовий* і *соляний карст*.

Геологічна позиція розчинних гірських порід зумовлює виокремлення *відкритого* (розчинні породи виходять на земну поверхню) і *закритого* (розчинні гірські породи перекриті згори нерозчинними породами) карсту.

Наявність води, яка рухається, є обов'язковою умовою прояву і розвитку карсту. Гірські породи, які карстуються, за відношенням до підземних вод поділяють на породи: а) які залягають у зоні аерації; б) які залягають у зоні водонасичення; в) які залягають у перехідній зоні коливання рівня (за певних умов може становити десятки метрів) карстових вод.

У кожному карстовому масиві, складеному цілком або частково розчинними гірськими породами, є області живлення, руху й розвантаження підземних вод. В області живлення екзокарсту атмосферні опади й води поверхневого стоку поглинаються тріщинами і проникають у надра карстового масиву. Вода рухається вертикальними каналами і тріщинами (зона вертикальної циркуляції), заповнюючи їх епізодично. На менш водопроникній породі утворюється горизонт карстових вод (зона горизонтальної циркуляції). У деяких випадках вода в цій зоні рухається різними каналами. Проміжне становище займає зона сезонних коливань рівня карстових вод. У нижній частині карстового масиву води можуть бути напірними й розвантажуватися висхідними каналами в зоні сифонної циркуляції. Область розвантаження охоплює ділянки виходу карстових вод за межі водорозчинних порід.

Розвантаження карстових вод може бути наземним або джерельним, субаквальним на дні озер, річок, морів і підземним – у вигляді перетікання карстових вод у відклади, які не карстуються.

Іншим джерелом вод є глибинні термальні розчини, пов'язані з постмагматичними й метаморфічними процесами. Це гарячі (до перших сотень градусів Цельсія) високомінералізовані й агресивні напірні води.

Глибинні води ендокарстових масивів рухаються з глибин до поверхні. При зниженні напору висхідні води розвантажуються в горизонтальній площині (як екзокарстові води в зоні горизонтальної циркуляції). Частина вод може досягати поверхні, утворюючи термальні джерела, або розкриватися свердловинами (гідросульфідні, азотні безсульфідні терми, вуглекислі води).

Два принципово різні джерела вод (з властивими їм гідродинамічними, хімічними й іншими відмінностями) дозволяють поділити карстові явища на *екзокарстові* й *ендокарстові*.

Екзокарстові розвиваються з вод екзогенного походження – переважно це вадозні води, які надходять із поверхні (*інфільтраційні* – просочуються з поверхні через пухкі породи; *інфлюаційні* – проникають вниз за тріщинами й порожнинами; *конденсаційні* – утворюються з водяної пари), менше *седиментаційні* (що містяться в осадах).

Ендокарстові явища (або *гідротермокарст*) пов'язані з напірними гарячими висхідними водами, які надходять до поверхні з глибин.

Однією з найбільш важливих умов розвитку карсту є *ступінь водопроникності порід*, яка зумовлена розміром і кількістю сполучених між собою пор, каверн, тріщин, а також розривних порушень різного порядку. Що більш водопроникна порода, то інтенсивніше розвивається процес розчинення.

Тріщини залежно від походження (літогенетичні, тектонічні і тріщини вивітрювання) мають низку особливостей. *Літогенетичні* тріщини, які залежать від літологічного складу порід, пов'язані з окремими пластами або невеликими пачками шарів. *Тріщини вивітрювання* звивисті, мають різну орієнтацію, часто розгалужуються. Частота й характер тріщин вивітрювання залежать від складу, текстури і структури порід, від будови й положення поверхні відслонення. Ступінь руйнування порід і частота тріщин, спричинених процесами вивітрювання, з віддаленням від поверхні зменшується. *Тектонічні*

тріщини утворюють у породах різного складу й генезису орієнтовані системи (парагенезиси тріщин відриву, сколу, іноді стиснення), контрольовані деформаційним полем. За тектонічними крутопадаючими зонами тріщинуватості й розламами утворюються карстові порожнини, які поступово збільшуються і утворюють *щілину → трубу → колодязь → шахту → прірву*; *щілину → трубу → хід→ коридор → зал → тунель → підземний каньйон → обвальний зал*. За тектонічними пологими тріщинами утворюються карстові порожнини, які поступово збільшуються і утворюють *щілину → трубу → хід → лаз → підземну долину* або *обвально-пластовий зал*. На земній поверхні тріщинуватість контролюють водотоки, а фільтрація з них у надра карстового масиву приводить до інтенсивної корозії, часто супроводжується утворенням навалів брил.

Ступінь тріщинуватості гірських порід характеризується *модулем тріщинуватості*, *блочністю* й *коефіцієнтом тріщинної порожнистості*.

У водорозчинних породах, перекритих, ізольованих із поверхні більш молодими водонепроникними шарами, карст (пов'язаний із вадозними водами) розвивається слабо або взагалі не утворюється, на відміну від порід, які виходять на земну поверхню і перекриті пухкими водопроникними породами малої потужності, або ґрунтово-дерновим покривом.

У водорозчинних породах, які залягають горизонтально, карст розвивається за їх простяганням, у крутонахилених – на глибину, а в моноклинальнолежачих – за простяганням і за падінням.

Важливий і різний вплив на розвиток екзокарсту має рослинний покрив: з одного боку, лісова підстилка й гумус збагачують воду вільною вуглекислотою, збільшуючи її розчинну здатність, з іншого, – глинистий елювій, що утворюється на вкритих рослинністю територіях, зменшує інфільтрацію і силу розмивання порід поверхневими водами.

Важливу роль у розвитку карсту має клімат. Відносно велика кількість опадів, особливо у вигляді дощів, і незначне випаровування визначають підвищені значення поверхневого й підземного стоку, значну інтенсивність водообміну і циркуляції води в приповерхневих горизонтах гірських порід і, відповідно, розвиток процесів розчинення та вилуговування. Кількість опадів і величина стоку – найважливіші чинники, що визначають

інтенсивність розвитку карсту за однакових умов розчинності й швидкості розчинення гірських порід.

Значний вплив на розвиток карсту має рельєф. Карст відбувається на рівнинах і в горах, але в останніх він зазвичай проявляється сильніше, різноманітніше й охоплює товщі гірських порід на більшу глибину. У гірських районах денудаційні процеси завжди більш інтенсивні, оскільки тут розчинні гірські породи частіше виходять на поверхню й швидше залучаються до процесу карстування. Окрім цього, в гірських районах гірські породи значно дислоковані, тріщинуваті й роздроблені, внаслідок чого водообмін сильніший, швидкості руху підземних вод вищі. Все це сприяє розвитку карсту, поширенню його на глибину й утворенню різних глибинних карстових форм.

До *поверхневих карстових форм* (рис. 3.80) належать:

- *кари* – поглиблення, що нагадують глибокі борозни, невеликі канави, щілини, отвори завглибшки до 1–2 м, які утворилися внаслідок стікання по поверхні розчинних порід дощових і талих вод (рис. 3.81);

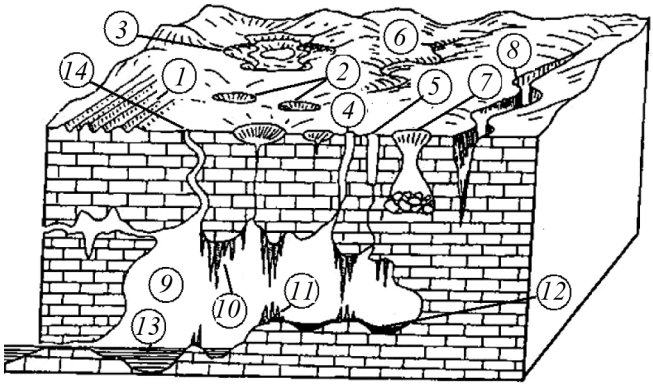


Рис. 3.80. Карстові форми рельєфу:
1 – кари; *2* – лійки; *3* – поля; *4* – колодязі; *5* – шахти; *6* – зникаючі річки; *7* – провальні лійки; *8* – ущелина; *9* – печера; *10* – сталактити; *11* – сталагміти; *12* – залишкові червоноколірні глинисті відклади, збагачені гідроксидами заліза й алюмінію; *13* – печерне озеро; *14* – понори

- *понори* – вертикальні або похилі глибокі отвори щілино- або колодязеподібної форми, які утворилися внаслідок інтенсивної вертикальної циркуляції води, поглинають поверхневу воду й проводять її в надра карстового масиву (рис. 3.82);

Рис. 3.81. Кари
http://www.panoramio.com/photo/
52073333

Рис. 3.82. Понори
http://www.vseneprostotak.ru/
2012/02/ osedanie-pochvyi-i-
karstovyie-provalyi-v-kitae

- *карстові ніші* – утворюються при розчиненні порід атмосферними опадами, що стікають за схилом, або в результаті вилуговування підземними водами;
- *карстові лійки* – виникають унаслідок розширення устя понорів; розрізняють *лійки поверхневого вилуговування* і *провальні лійки* (рис. 3.83);
- *карстові улоговини, полля* – значні, переважно плескатодонні, з крутими стінками карстові зниження розміром у декілька десятків кілометрів у поперечнику, що утворилися внаслідок злиття багатьох карстових лійок та улоговин;
- *карстові колодязі, шахти і провалля* – вертикальні й похилі карстові форми завглибшки десятки й сотні метрів, що утворилися внаслідок розчинення стінок понорів.

У межах карстових територій трапляються річки, гідрологічний режим яких визначається ступенем закарстованості порід і наявністю водопоглинальних карстових форм.

За гідрологічним режимом і морфологією річкових долин виділяють п’ять типів: *епізодичні річки*, долини яких не виходять із зони аерації; *річки*, *що течуть постійно*, днища долин яких розташовані вище рівня ґрунтових вод карстового масиву; *річки*, *що течуть постійно*, долини яких урізані до рівня ґрунтових вод, якими вони здебільшого й живляться (мішкоподібні, сліпі); *річки*, *які прорізали увесь карстовий масив* і заглибились у водотривкі породи, що залягають нижче; *підземні*, *або печерні річки*, що протікають системою підземних галерей.

Рис. 3.83. Карстові лійки

http://loveopium.ru/priroda/6-vpechatlyayushhix-karstovyx-voronok-mira.html https://wakutours.com/galerias/galeria-trekking-roraima

У межах закарстованих територій існують також озера, що періодично зникають.

Підземні карстові форми представлені закарстованими тріщинами, розширеними внаслідок розчинення порід підземними водами, і карстовими печерами та каналами (рис. 3.84).

Рис. 3.84. Карстові печери

http://inmoment.com.ua/beauty/tourism/crimean-caves.html http://7chudes.in.ua/nominaciyi/marmurova-pechera/

Із підземними карстовими формами часто пов’язані печерні річки й озера (рис. 3.85, 3.86).

До карстових відкладів належать різноманітні за складом і генезисом породи, що об’єднуються лише спільністю причетності до карстових порожнин. Залежно від походження виокремлюють

залишкові, *гравітаційні*, *гідромеханічні*, *гідрохемогенні*, *біохемогенні*, *кріогенні*, *антропогенні відклади* (див. рис. 3.80).

Рис. 3.85. Печерні річки
http://klikabol.com/2013/04/neveroyatnye-podzemnye-reki-i-ozera_2.html http://prikol.bigmir.net/view/258065

Рис. 3.86. Печерні озера
http://www.mytravelnotes.ru/2014/07/top-podzemnix-ozer-i-rek.html http://prikol.bigmir.net/view/258065

Залишкові відклади утворюються внаслідок нагромадження і перевідкладення нерозчинного залишку порід, які карстуються. Характерними відкладами є терра-роса – червоноколірні глинисті відклади, збагачені гідроокисами алюмінію й заліза, що являють собою нерозчинний залишок вапняків. Терра-роса трапляються на дні карстових лійок і в печерах.

Гравітаційні відклади представлені обвальними утвореннями (брили, щебінь, пісок).

Гідромеханічні (водні механічні, інфлювіальні) відклади пов’язані з привнесенням водою в карстові порожнини і тріщини

твердих частинок. Представлені такі утворення переважно скупченнями в'язкої глини. У підошві каналів, якими вертикально вниз стікає вода, утворюються «земляні» конуси, складені алевритово-глинистими осадами. У деяких печерах нагромаджуються осади, пов'язані з діяльність підземних річок.

Це переважно глинисті відклади. Відклади підземних озер представлені осадами, що утворилися з продуктів вивітрювання корінних порід, мінералів, які кристалізувалися з озерної води, а також матеріалу, привнесеного водними потоками (в тому числі підземними річками).

Гідрохемогенні відклади – різні утворення, що формуються внаслідок процесів хімічного осадження речовини з водних розчинів. У печерах поширені карбонатні натічні утворення.

Для багатьох печер характерні *біохемогенні* нагромадження. Значні обсяги органогенного матеріалу в печерах представлені послідом летючих мишей, який розклався, – гуано. У типовому гуано міститься до 9 % азоту і до 12 % фосфорної кислоти, що робить його цінним азотно-фосфатним добривом.

Серед *кріогенних* відкладів особливе місце посідають різні за формою й будовою крижані утворення (крижані кристали, сталактити, сталагміти, колони, кора обмерзання, покривний лід, озерний лід), що виникають у підземних порожнинах і печерах. За генезисом розрізняють лід натічний, крапельно-натічний, сніговий, сніжно-водяний, сублімаційний.

Подібні до карсту явища виникають у льоді і мерзлих ґрунтах (*термокарст*), у дрібноуламкових і пористих ґрунтах (*кластокарст*, *глинистий карст*, *механічна суфозія*, *просадки*). В їх розвитку основну роль відіграють фізичні процеси – механічний вплив рухомої води, танення льоду та ін. Процеси, пов'язані з вилуговуванням солей з пухких ґрунтів, із розчиненням вапняного й гіпсового цементу пісковиків і конгломератів, складають групу *карстово-суфозійних* явищ. Вода розчиняє лише включення або цемент, а основна частина породи (глинисті, пилуваті частинки, пісок) видаляється механічним впливом води, що рухається, – *суфозією*.

Суфозія – вилуговування і винесення з ґрунтів дрібних мінеральних частинок підземними водами.

Розвиток суфозії характеризує фільтраційне руйнування, фільтраційну нестійкість гірської породи або заповнювання тріщин і карстових порожнин. За механічної суфозії вода, яка фільтрується, відриває від породи і виносить у підвішеному стані частинки (глинисті, пилуваті, піщані); за хімічної – вода розчиняє мінеральний цемент породи (гіпс, солі, карбонати) і виносить продукти руйнування. Суфозія в карбонатних або засолонених глинах і суглинках приводить до утворення *просадочних западин*. При термокарсті утворюються різноманітні провальні й просадочні форми, пов'язані з таненням похованого льоду на ділянках поширення вічної мерзлоти.

До псевдокарстових явищ належить також здатність лесових і засолених порід швидко ущільнюватися. Перші ущільнюються внаслідок руйнування їх мікропористості, інші – в результаті розчинення солей.

У зоні вічної мерзлоти з таненням похованого під шар поверхневих порід льоду пов'язане явище *термокарсту*, наслідком якого є провальні й просадочні поверхневі форми рельєфу.

До суфозійних форм рельєфу належать *степові блюдця* (поди) – пологі западини округлої або овальної форми, днища яких від центральної, найбільш зниженої частини, поступово підвищуються до країв і непомітно зливаються з навколишньою поверхнею.

Запитання та завдання для самоперевірки

1. Що таке карст? Назвіть умови розвитку карсту.
2. Як поділяється карст залежно від геологічної позиції і складу водорозчинних гірських порід?
3. Які поверхневі карстові форми ви знаєте?
4. Які підземні карстові форми ви знаєте?
5. Охарактеризуйте гідрологічний режим річок карстових територій.
6. Опишіть псевдокарстові процеси.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Гнатенко О. Ф.* Ґрунтознавство з основами геології: навч. посібник / О. Ф. Гнатенко , М. В. Капштик, Л. Р. Петренко, С. В. Вітвицький. – К. : Оранта. – 2005. – 648 с.
2. *Карпенко Н.І.* Рельєф морських берегів: навч. посібник / Н. І. Карпенко. – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. – 308 с.
3. *Ковальчук М. С.* Геологія та геоморфологія: конспект лекцій / М. С. Ковальчук, Н. Є. Юдіна. – К. : НАУ, 2004. – 136 с.
4. *Ковальчук М. С.* Геологія і геоморфологія: курс лекцій / М. С. Ковальчук, Н. Є. Юдіна. – К. : НАУ, 2013. – 80 с.
5. *Короновский Н. В.* Геология : учебник для студ. высш. учеб. заведений / Н. В. Короновский, Н. А. Ясаманов. – 7-е изд., перераб. – М. : Издательский центр «Академия», 2011. – 448 с.
6. *Назаренко І. І.* Ґрунтознавство з основами геології: підручник /І. І. Назаренко, С. М. Польчина, Ю. М. Дмитрук, І. С. Смага, В. А. Нікорич. – Чернівці: Книги XXI, 2006. – 504 с.
7. *Паранько І. С.* Загальна геологія: навч. посібник / І. С. Паранько, А. О. Сіворонов, В. Д. Євтєхов. – Кривий Ріг : Мінерал, 2003. – 464 с.
8. *Рудько Г. І.* Геологія з основами геоморфології : підруч. для екологічних і географічних спеціальностей вищих навчальних закладів / Г. І. Рудько, О. М. Адаменко, О. В. Чепіжко, М. Д. Крочак. – Чернівці : Букрек, 2010. – 400 с.
9. *Рычагов Г. И.* Общая геоморфология : учебник / Г. И. Рычагов. – М. : Изд-во Моск. Ун-та: Наука, 2006. – 416 с.
10. *Свинко Й. М.* Геологія: підручник / Й. М. Свинко, М. Я. Сивий. – К. : Либідь, 2003. – 480 с.

ЗМІСТ

ВСТУП 3
Розділ 1. ПРОЦЕСИ ВНУТРІШНЬОЇ ТА ЗОВНІШНЬОЇ ГЕОДИНАМІКИ 5
1.1. Загальні поняття про геологічні процеси 5
1.2. Енергетика геологічних процесів 8
1.3. Причини тектонічних рухів, деформацій та еволюції структур літосфери 10
Запитання та завдання для самоперевірки 16
Розділ 2. ЕНДОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ ТА ЇХ РЕЛЬЄФОУТВОРЮВАЛЬНА РОЛЬ 16
2.1. Тектонічні процеси та явища 17
Запитання та завдання для самоперевірки 38
2.2. Сейсмічні процеси та явища 39
Запитання та завдання для самоперевірки 43
2.3. Магматичні процеси та явища 43
Запитання та завдання для самоперевірки 58
2.4. Метаморфізм 58
Запитання та завдання для самоперевірки 65
Розділ 3. ЕКЗОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ ТА ЇХ РЕЛЬЄФОУТВОРЮВАЛЬНА РОЛЬ 66
3.1. Процеси вивітрювання гірських порід 66
Запитання та завдання для самоперевірки 79
3.2. Геологічна робота вітру 79
Запитання та завдання для самоперевірки 87
3.3. Геологічна робота поверхневих текучих вод 88
Запитання та завдання для самоперевірки 101
3.4. Гляціальні та флювіогляціальні процеси 101
Запитання та завдання для самоперевірки 115
3.5. Геологічна робота вод Світового океану 115
Запитання та завдання для самоперевірки 123
3.6. Геологічна робота озер і боліт 124
Запитання та завдання для самоперевірки 131
3.7. Гравітаційні процеси 131
Запитання та завдання для самоперевірки 136
3.8. Карстові процеси 136
Запитання та завдання для самоперевірки 145
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ 146

Навчальне видання

КОВАЛЬЧУК Мирон Степанович

ГЕОЛОГІЯ І ГЕОМОРФОЛОГІЯ

(ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ)

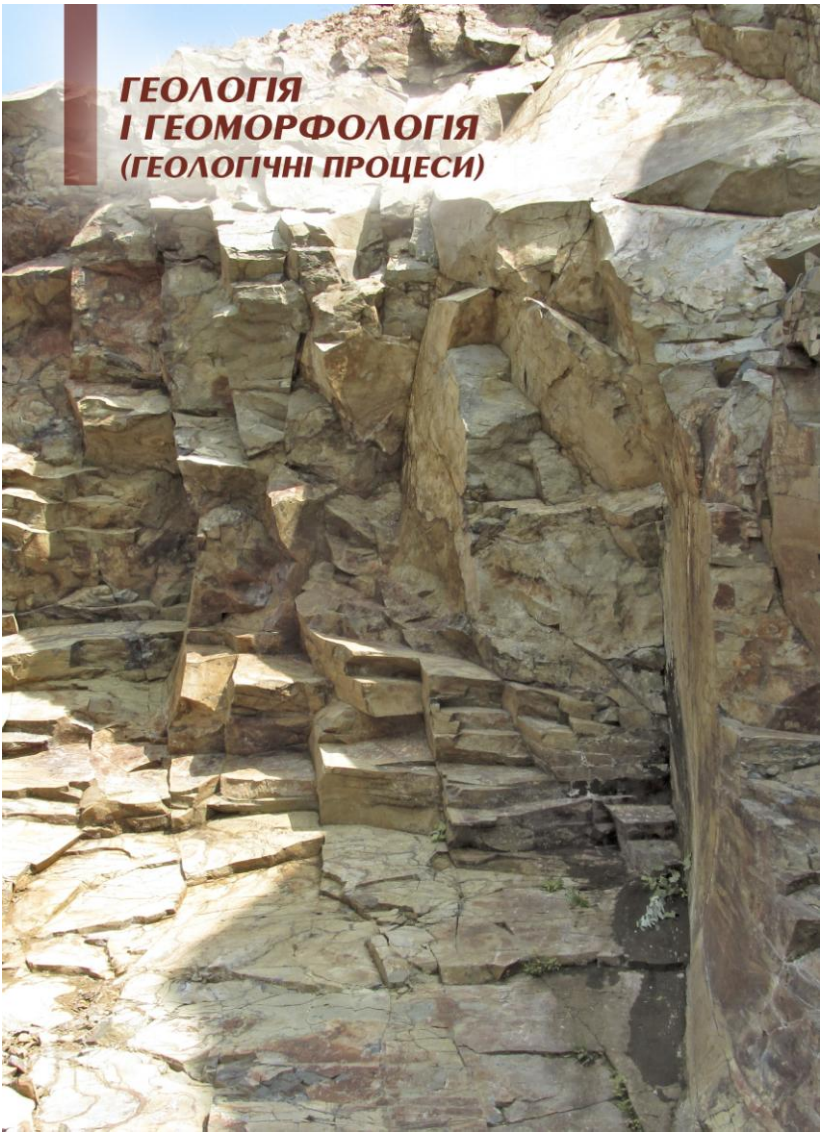
Навчальний посібник

Редактор *Л.М. Дудченко*
Технічний редактор *А. І. Лавринович*
Коректор *Л. М. Романова*
Комп'ютерна верстка *Н. С. Ахроменко*

Підп. до друку 14.05.2018. Формат 60x84/16. Папір офс.
Офс. друк. Ум. друк. арк. 8,60. Обл.-вид. арк. 9,25.
Тираж 100 пр. Замовлення № 60-1.

Видавець і виготівник
Національний авіаційний університет
03680. Київ-58, проспект Космонавта Комарова, 1

Свідоцтво про внесення до Державного реєстру ДК № 977 від 05.07.2002



ГЕОЛОГІЯ І ГЕОМОРФОЛОГІЯ (ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ)