

Розділ 5. ГЕОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ

Головним рушієм розвитку Землі і її складових були, є і будуть геодинамічні процеси. Завдяки їм змінюється склад і структура земної кори та її поверхня. Під їх впливом руйнуються і утворюються гірські породи. Вони є причиною виникнення землетрусів, виверження вулканів, обміління морських басейнів і гороутворення, тощо. Всі процеси знаходяться в діалектичному взаємозв'язку і відбуваються безперервно, обумовлюючи і змінюючи одні одних, що і забезпечує еволюційний розвиток всього живого і неживого на нашій планеті.

5.1. Відомості про динаміку Землі

Впродовж геологічної історії Земля зазнала цілу низку змін, спричинених різноманітними процесами, як в межах зовнішніх, так і внутрішніх геосфер. Вона змінювалася **безперервно** і сьогодні змінюється також. Зміни відбувались та відбуваються у її складі, фізичному стані, зовнішньому вигляді, положенні у світовому просторі та у взаємовідношеннях з іншими складовими Сонячної системи.

Важко що-небудь конкретне говорити про зміни, які відбувалися на початковій стадії становлення планети, тобто в догеологічний час, але можна стверджувати, що той період розвитку Землі характеризувався дуже складними процесами конденсації речовини та становлення форми планети як еліпсоїда обертання.

Подальша історія Землі визначається характером взаємовідношень тих сил, які і на сьогоднішній день функціонують у земній кулі та її зовнішніх геосферах, і які у тій чи іншій мірі доступні для вивчення. До таких сил відносяться: взаємне притягання часточок речовини, яка складає земну кулю; гравітаційні сили взаємодії між Землею, Місяцем, Сонцем та іншими планетами; ротаційні сили, тобто сили, пов'язані з обертанням Землі навколо осі і зміною швидкості цього обертання; сили, які виникають в тілі внутрішніх геосфер у результаті зміни температурного режиму планети, тобто температури надр Землі; сили, джерелом яких є хімічні перетворення речовини в надрах планети, а також зміна агрегатного стану матерії в умовах високих температур та тисків; сили, пов'язані з зовнішнім впливом на Землю інших космічних тіл і, особливо Сонця, яке за допомогою теплової енергії, а також сонячного вітру, приводить в рух водні та повітряні маси, тобто безпосередньо діє на стан гідросфери та атмосфери, а також визначає стан біосфери.

Усі перераховані вище сили, які мають місце як у зовнішніх, так і у внутрішніх геосферах Землі, визначають її динаміку, тобто розвиток, наслідком якого є різноманітні перетворення, пов'язані з руйнуванням старого і народженням нового, таким чином динаміка Землі проявляється у відповідності до законів діалектики природи.

Залежно від джерела, яке спричиняє проявлення тих чи інших змін, або зумовлює виникнення певних сил, всі процеси діляться на процеси внутрішньої динаміки, або ендогенні, і процеси зовнішньої динаміки, або екзогенні.

Ендогенні процеси – це процеси, або ті зміни, які протікають в межах внутрішніх геосфер Землі, тобто літосфери, мантії та ядра, і які підпорядковані силам, діючим всередині планети, та практично не залежать, або дуже мало залежать, від зовнішніх

впливів. Вони спричиняють різні рухи земної кори, які називаються тектонічними, і з ними пов'язана ціла низка процесів, що зумовлюють неоднорідність складу гірських порід, їх поширення та умови залягання. До ендегенних процесів відносяться: повільні коливні *тектонічні рухи* земної кори, що призводять до підняття та опускання окремих ділянок поверхні Землі; тектонічні рухи земної кори, які спричиняють різноманітні деформації останньої і ведуть до виникнення складчастих та розривних порушень гірських порід; тектонічні рухи, що сприяють гороутворенню; *магматизм*, виражений у вигляді вкорінення магми та застигання її в надрах земної кори, а також у вулканічних виверженнях лави на поверхню, що призводить до утворення інтрузивних та ефузивних магматичних порід. Магматичні процеси зумовлюють зміни температурного та петростатичного режимів земної кори, що породжує новий процес – процес *метаморфізму*. Разом з тим, як магматизм, так і метаморфізм супроводжуються виділенням різних за складом газових та рідких розчинів, які при взаємодії з гірськими породами теж породжують низку змін в їх первинному стані та складі, зумовлених проходженням самостійного процесу, спричиненого магматизмом і метаморфізмом, – *метасоматозу*. До ендегенних процесів відносяться також *землетруси*, які являють собою особливий вид тектонічних рухів, спричинених раптовими зміщеннями та коливаннями тої або іншої ділянки земної кори, що призводить нерідко до катастрофічних руйнувань і людських жертв.

Ендегенні процеси, незважаючи на їх різноманітність та джерела енергії, тісно пов'язані один з одним і, здебільшого, як це відзначалося вище, у випадку з метаморфічними та метасоматичними процесами, один з них породжує другий. У зв'язку з цим, тільки всебічне комплексне вивчення всіх процесів може привести до кращого розуміння суті та закономірностей їх проявів і прогнозування.

Екзогенні процеси – це процеси які зумовлюють зміни складу гірських порід, структур, загального вигляду поверхні Землі, що відбуваються під впливом енергії, джерелом якої є Сонце, інші планети Сонячної системи та Космос загалом. Основними

джерелами енергії екзогенних процесів є: безперервне переміщення водних та повітряних мас, циркуляція води в атмосфері, на поверхні та в надрах Землі, хімічне та фізичне перетворення речовини під впливом життєдіяльності організмів, діяльність людини, тощо. Залежно від значення та ролі різноманітних зовнішніх агентів ці процеси діляться на декілька груп: процеси *вивітрювання*, тобто руйнування; процеси, пов'язані з роботою вітру, поверхневих стічних вод, підземних вод, озер, боліт, морів та океанів. Сукупність процесів, направлених на руйнування гірських порід і перенесення продуктів руйнування в понижені ділянки земної поверхні, називається *денудацією*, а сам процес накопичення згаданих продуктів – *аккумуляцією*.

Екзогенні процеси знаходяться в тісному взаємозв'язку. Неможливе проявлення одного екзогенного процесу без іншого, тільки аналіз їх в сукупності дозволяє зрозуміти загальну картину змін, які відбуваються на поверхні Землі, і встановити закони, що керують тими змінами.

Зазначене в повній мірі стосується і повного комплексу змін та процесів, які відбуваються на Землі, тобто ендегенних і екзогенних одночасно. Вони пов'язані один з одним, зумовлюють один одного, відображаючи складність, різноманітність і, разом з тим, єдність сил, які діють на планеті. Так, наприклад, гірський рельєф визначається, з однієї сторони, масштабами та швидкістю рухів земної кори, які виражаються через підняття та деформації певних ділянок земної кори, а з іншої, він визначається силою та напрямком дії на цій ділянці екзогенних агентів. У спільній взаємодії внутрішніх та зовнішніх сил і їх боротьбі створюється загальний вигляд поверхні Землі. Зміни в співвідношеннях між цими силами створюють усе різноманіття структури земної кори і форми її поверхні.

Другим прикладом єдності, взаємодії та взаємозв'язку між ендегенними та екзогенними явищами можуть слугувати материкові льодовики. Відомо, що земна вісь повільно, але постійно змінює своє положення. Відповідно, змінюється і положення полярних областей, а також положення материків на земній кулі і, як наслідок, клімату в сторону похолодання або потепління. При

певних умовах, може статися так, що область, яка раніше знаходилася в помірному кліматичному поясі, займатиме місце в приполярній ділянці земної кулі, і тоді на її території почнеться зледеніння. Поверхня Землі вкриється шаром криги товщиною в декілька кілометрів. Вага такої маси льоду призведе до прогинання цієї ділянки земної кори. Відповідно, це спричинить певні зміни в літосфері, тобто призведе до породження ендегенних процесів, які у свою чергу можуть проявитися через певні деформації в земній корі, утворення розломів, тощо. У випадку, коли лід розтане, кора на цій ділянці “спливе”, прагнучи зайняти своє первинне положення. Таким чином, екзогенні процеси будуть причиною виникнення коливних рухів земної кори, тобто ендегенних процесів.

Таких прикладів можна навести безліч. Вони слугують лише ілюстрацією до того, що екзогенні та ендегенні процеси – це єдиний комплекс пов'язаних між собою явищ і тільки спільне їх вивчення може допомогти зрозуміти закони розвитку Землі.

При вивченні ендегенних і екзогенних процесів необхідно розглядати Землю в її розвитку; в розвитку безперервному та направленому; в розвитку, який визначається боротьбою протилежностей, закладених у кожному об'єкті, і який виражається в поступових, непомітних змінах, котрі при досягненні певної межі надають даному об'єктові новий якісний стан, тобто породжують нове в розвитку, а це відображає взаємодію даного геологічного об'єкта та середовища в якому він знаходиться. Тільки через такий шлях пізнання кожного з явищ ми зможемо пізнати закони розвитку Землі загалом.

У зв'язку з зазначеним, стає зрозумілим, що розмежування ендегенних і екзогенних процесів – це умовність, прийнята для зручності висвітлення складних явищ геології. Проте вона допустима лише при аналізі певних, окремих питань, але не повинна приховувати від нас основного – *органічної єдності всіх процесів, які відбуваються на Землі і в її надрах, єдності, яка складає суть еволюції Землі*, суть так званої геологічної форми матерії. Особливо на це слід зважати тепер, коли техногенез проникає практично в усі геосфери планети. Необхідно пам'ятати, що зу-

мовлені людиною зміни в природній системі будь-якого рівня організації речовини, безумовно призведуть до зміни віками відрегульованих природою процесів, що може спричинити непоправні катастрофи, на межі однієї з яких – екологічної – ми зараз стоїмо. Ось чому геологам, екологам і представникам інших професій, які мають безпосередній контакт з природними об'єктами, так необхідно знати закони розвитку Землі, які пізнаються через всебічне вивчення земних процесів, явищ і причин їх виникнення.

Запитання для самоконтролю

- 1. Які групи геодинамічних процесів ви знаєте ?*
- 2. Які види енергії лежать в основі внутрішніх і зовнішніх процесів?*
- 3. Поясніть взаємозв'язок і взаємозумовленість екзогенних і ендогенних процесів.*
- 4. Розкрийте значення геодинамічних процесів у становленні нашої планети.*

5.2. Екзогенні процеси

5.2.1. Загальні поняття про екзогенні процеси

Екзогенні процеси, як це зазначалось вище, протікають у самих верхніх шарах земної кори, на межі її з зовнішніми геосферами планети. Енергетичною основою даних процесів є **сонячна теплота, енергія сонячної радіації та сили гравітації**. Екзогенні процеси протікають при нормальних значеннях температури та тиску згідно з ендотермічною схемою, супроводжуються поглинанням тепла та направлені на диференціацію (розподілення) речовини земної кори. Виділяється чотири стадії екзогенних процесів: вивітрювання, денудація, акумуляція та діагенез.

Вивітрювання (німецьк. "веттер" – погода) являє собою процес руйнування та глибоких змін фізичного і хімічного стану мінералів та гірських порід у результаті фізичної, хімічної і біологічної дії на них води, кисню, вуглекислого газу, мінеральних та органічних кислот, а також атмосферних явищ і сонячної радіації.

Денудація (латин. "денудаціо" – відслонення) – це сукупність явищ, направлених на перенесення продуктів вивітрювання з місця їхнього утворення та безпосереднього руйнування гірських порід. Агентами денудації є сили гравітації, води поверхневого стоку, води морів та океанів, вітер і льодовики. Переміщення матеріалу відбувається з піднятих ділянок рельєфу в понижені. Одночасно денудаційні процеси призводять до зміни форм рельєфу, вирівнюючи його.

Акумуляція (латин. "аккумуляо" – насипати, накопичувати) – це процес, у результаті якого продукти руйнування гірських порід після перенесення накопичуються на понижених ділянках рельєфу – річкових долинах, озерах, болотах, морях та океанах.

Діагенез (грецьк. "діагенезис" – *переродження*) являє собою складний процес перетворення продуктів екзогенної діяльності в осадові гірські породи під впливом гравітаційних сил та змін фізико-хімічних умов в приповерхневій частині земної кори.

Усі екзогенні геологічні процеси тісно пов'язані між собою. Завдяки вивітрюванню відбувається підготовка матеріалу для денудації, а самі продукти вивітрювання, які залишаються на місці, слугують матеріалом для утворення інших гірських порід. Разом з тим, продукти акумуляції можуть знову піддаватись процесам вивітрювання, денудації та повторному нагромадженню.

Характер та інтенсивність екзогенних процесів залежить від багатьох геологічних, фізико-географічних та інших факторів. Найважливішими серед них є тектонічні рухи земної кори, геологічна будова району, рельєф, кліматичні умови і час.

Основним результатом екзогенних геологічних процесів є зміна речовинного складу верхньої частини земної кори, диференціація речовини згідно з їх фізичними та хімічними властивостями, утворення осадових гірських порід і форм рельєфу земної поверхні. Завдяки екзогенним процесам формуються ґрунти та корисні копалини. Біля 60% світового видобутку корисних копалин пов'язано з продуктами екзогенної діяльності. Разом з тим, руйнування берегів рік, озер і морів, обвали та зсуви, снігові лавини, розмивання та руйнування схилів, ріст ярів і заболоченість територій – теж є результатами діяльності екзогенних геологічних процесів. Останні приносять значні збитки народному господарству. З цим пов'язана необхідність прогнозування результатів дії екзогенних процесів, що вимагає всебічного вивчення закономірностей їх проявів і встановлення провідної ролі тих чи інших факторів, які мають максимальний вплив на формування негативних для діяльності людини явищ, щоб запобігти різного роду катастрофам.

Запитання для самоперевірки

1. *Охарактеризуйте джерела енергії екзогенних процесів.*
2. *Що таке вивітрювання, денудація і акумуляція.*
3. *Розкрийте взаємозв'язок між вивітрюванням, денудацією та акумуляцією*

5.2.2. Процеси вивітрювання

Вище зазначалось, що під вивітрюванням слід розуміти сукупність фізичних, хімічних та біологічних процесів, які ведуть до перетворення та руйнування гірських порід і мінералів в приповерхневій частині земної кори. Ці перетворення залежать від багатьох факторів: коливань температури, хімічної дії води, вуглекислоти, кисню та інших газів, які знаходяться в атмосфері; дії органічних речовин, що утворюються як за життя рослин і тварин, так і при їх відмиранні та розкладанні; діяльності людини, тощо. З цього випливає, що процес вивітрювання відбувається на межі взаємодії різних за фізичним та хімічним станом фаз – земної кори, атмосфери, гідросфери та біосфери. Частина земної кори, в якій відбувається перетворення мінеральної речовини, тобто безпосередньо протікає процес вивітрювання, називається **зоною вивітрювання**, або **зоною гіпергенезу** (грецьк. "giper" – над, звєрху). Інтенсивність вивітрювання залежить від клімату, рельєфу, ступеня розвитку органічного світу та часу. Різноманітне дослідження перелічених факторів зумовлює складність і чисельність форм проявлення самого процесу. Особливо велике значення при цьому належить клімату, який є однією з головних причин і рушійною силою вивітрювання. З усієї сукупності кліматичних елементів провідна роль залишається за температурним та водним режимами. Залежно від значення тих або інших факторів процес вивітрювання умовно поділяється на три взаємозв'язаних типи: фізичне вивітрювання, хімічне вивітрювання та біогенне вивітрювання.

Фізичне вивітрювання – це зміни фізичного стану та руйнування гірських порід і мінералів під впливом дії температурних коливань, замерзання води та танення криги в тріщинах і порах гірських порід, кристалізації солей, клиноподібних дій кореневої системи рослин і їх життєдіяльності. Залежно від природи головного фактору, який призводить до вивітрювання, розрізняють температурне та механічне вивітрювання.

Температурне вивітрювання відбувається під дією добових і сезонних коливань температури, що спричинює нерівномірне нагрівання і охолодження гірських порід. При цьому мінеральні зерна, які складають гірські породи, збільшуються в об'ємі при підвищенні температури, та зменшуються при її зниженні. Таким чином, у гірських породах поперемінно виникають сили стиснення та розтягування. Вивітрювання порід під впливом зміни температурного режиму найінтенсивніше протікає в приповерхневій частині шару породи (від 20 см до 1-2 метрів), і у полімінеральних гірських породах, тобто породах, складених з декількох мінералів. Відомо, що різні мінерали характеризуються неоднаковими коефіцієнтами об'ємного розширення, в зв'язку з чим, внаслідок змін температури вони зазнають і різної зміни об'єму. Разом з тим, коефіцієнт лінійного розширення навіть в одному і тому ж мінералі змінюється залежно від напрямку в кристалі (*явище анізотропії*). Так, значення коефіцієнту лінійного розширення у кристалах кварцу та кальциту в напрямку, перпендикулярному до потрійної осі, майже вдвічі перевершує значення такого ж коефіцієнта в напрямку, паралельному до потрійної осі. Внаслідок цього, при зміні температури виникає внутрішня напруга і в мономінеральних породах.

В результаті тривалої дії коливань температури та різних коефіцієнтів розширення мінералів взаємне зчеплення окремих мінеральних зерен у породі послаблюється і, вона розтріскується та розпадається на окремі уламки. Інтенсивність цього процесу буде також залежати від забарвлення гірської породи та розмірів мінеральних зерен, які її складають. Відомо, що під впливом сонячного проміння (інсоляції) значно сильніше нагріваються темнобарвні мінерали. Відповідно, темнобарвні, а також грубозернисті породи будуть руйнуватись швидше, ніж світлі породи або породи, складені дрібними зернами мінералів.

Температурне вивітрювання найінтенсивніше протікає в областях, які характеризуються різкими контрастними змінами температур, сухим повітрям і відсутністю або слабким розвитком рослинного покриву, який пом'якшує температурну дію на гірські породи. Особливо інтенсивне таке вивітрювання в пустелях, де

кількість атмосферних опадів не перевищує 200-250 мм на рік, практично відсутня хмарність, великий дефіцит вологи, а добові коливання температури досягають 40-50 °С при зниженні відносної вологості в літній період до 10%. За таких умов гірські породи вдень під дією сонячного проміння нагріваються до температури, яка значно перевищує температуру повітря, а ночами відбувається їх сильне охолодження, що призводить до лущення, або *десквамації* порід. В результаті цього явища від поверхні гірських порід відшаровуються луски або товсті пластини, паралельні до поверхні породи. Припускається, що це зумовлено стисненням гірських порід, спричиненим нічним охолодженням. Цей процес поширюється від поверхні у глибину, на своєму шляху він нагтовхується на залишкове розширення порід від денного нагрівання і, в результаті, виникають тріщини та відбувається відшаровування по них лусок.

Температурне вивітрювання також інтенсивно протікає на вершинах та гірських схилах непокритих снігом і кригою, де повітря чистіше, прозоріше і інсоляція значно інтенсивніша в порівнянні з прилеглими рівнинами. Разом з тим, в гірських районах денна температура може досягати +20 – +30 °С, а нічна понижується до точки замерзання.

Механічне вивітрювання відбувається під впливом механічної дії сторонніх агентів. Як приклад можна навести процес замерзання води. Коли вода трапляє у пори або тріщини гірських порід, де згодом – замерзає, її об'єм збільшується на 9-10%, при цьому виникає великий тиск на стінки тріщин або пор. Сила, зумовлена зростанням тиску, долає опір гірських порід або мінералів на розрив і вони розколюються на окремі уламки. Найінтенсивніше руйнівну дію спричиняє вода, яка замерзає у тріщинах гірських порід. Внаслідок замерзання води легко руйнуються також пористі породи в яких порожнини пор займають до 10-30% об'єму. Процеси, пов'язані з дією води, яка періодично замерзає, ще називають *морозним вивітрюванням*. Воно спостерігається у високих (полярних та субполярних) широтах, а також в гірських районах вище снігової лінії.

Аналогічну механічну дію на гірські породи має і коренева система дерев та рослин. Одночасно з ростом дерев збільшуються і розміри їхнього коріння. Воно з великою силою тисне на стінки тріщин і поступово, за принципом роботи клину, розширює їх, що призводить до розколювання породи на окремі брили та уламки. У деяких випадках частина таких брил виштовхується корінням на поверхню.

Такі тварини, як земляні черв'яки, мурашки та численні гризуни, які живуть у норах, теж сприяють механічному вивітрюванню. Вони розпушують породи, виштовхуючи пухкий матеріал назовні.

Розколювання, або *дезінтеграцію* порід спричиняє також ріст кристалів у капілярних тріщинах і порах. Таке явище характерне для районів з сухим кліматом, де протягом світлового дня, коли температура поверхні максимально прогрівасться, капілярна вода піднімається догори та випаровується, а солі, які містилися у ній, кристалізуються, що і призводить до порушення монолітності гірської породи та її руйнування.

Особливо серед видів механічного руйнування порід слід відзначити діяльність людини. Проводячи певні роботи, пов'язані з механічною дією на гірські породи (вибухи, буріння, руйнування порід відбивними інструментами з метою проходки гірничих виробок, тощо), людина таким чином впливає на зміну внутрішнього фізичного стану порід. Під впливом ударів, вибухів, тощо, у породах утворюються численні, різні за розмірами тріщини, при цьому кількість мікротріщин набагато перевищує кількість макротріщин. Проте, навіть виникнення мікротріщин порушує монолітність гірської породи і закладає основу для подальшого її руйнування під впливом інших факторів.

Одночасно з фізичним вивітрюванням в областях, які характеризуються промивним типом режиму зволоження, відбуваються процеси, що спричиняють хімічні зміни у складі гірських порід і, нерідко, супроводжуються утворенням нових мінералів.

Як вже зазначалось, при механічній дезінтеграції (розколюванні) гірських порід виникають численні мікро- та макротріщини, що сприяє проникненню в них води та газів. Це створює умо-

ви для активізації хімічних та біохімічних реакцій, що зумовлюють **хімічне вивітрювання**, яке на відміну від фізичного призводить до зміни хімічного та мінерального складу порід. Воно спричиняє зміни в гірських породах не тільки під впливом води, або збільшення ступеня вологості, але й в результаті міграції найбільш рухомих хімічних компонентів. Сама вода з розчиненими в ній солями виступає в ролі хімічної речовини, здатної викликати певні реакції при сполученні з певними мінералами. Це може призводити до розчинення цих мінералів, вилугування їх, тощо. З цього можна зробити висновок, що головним фактором хімічного вивітрювання є вода, яка у поєднанні з киснем, вуглекислою, органічними та іншими кислотами, підвищує свою активність щодо хімічного перетворення гірських порід.

Залежно від напрямку проходження реакцій до хімічного вивітрювання належать: окислення, гідратація, розчинення та гідроліз.

Окислення проявляється через перехід закисних низьковалентних сполук в окисні високовалентні з приєднанням кисню. Хімічна активність кисню різко зростає у водному середовищі. При цьому властивість атмосферного кисню розчинятися в холодній воді (при 0 °C) майже вдвічі вища за таку ж у теплих водах (при 25 – 30 °C), що, відповідно, підвищує інтенсивність окислювальних процесів у холодних природних водах.

Процеси окислення відбуваються як на земній поверхні, так і в зоні проникнення атмосферних вод у глибини земної кори. Межа, нижче якої окислювальні процеси відсутні, залежить від речовинного складу та водопроникності гірських порід, глибини залягання підземних вод, характеру рельєфу місцевості та інших умов. Так, наприклад, у гірських областях окислювально-відновна границя знаходиться приблизно на глибині 1000 м, а на заболочених рівнинах вона майже співпадає з землею поверхнею. Здебільшого вважається, що глибина зони окислення на континентах визначається рівнем ґрунтових вод.

Окислюються найшвидше мінерали та гірські породи, які містять залізо, сірку, ванадій, марганець, нікель, кобальт та інші хімічні елементи, що легко взаємодіють з киснем, а також орга-

нічні речовини. Початок процесу окислення макроскопічно розпізнається за зміною забарвлення гірських порід. Внаслідок окислення заліза породи набувають жовтого, бурого або червоного кольору; якщо в них присутня мідь, колір набуває синьо-зелених відтінків, а породи що містять вуглець втрачають свій чорний колір та стають світлими.

У процесі окислення вивітрілі породи значно зменшують свій об'єм в порівнянні з первинним, що спричинено виносом з них легкорозчинних легких новоутворених сполук, а це, відповідно, сприяє розвитку пористості.

Окисленню підлягають не тільки гірські породи, але й самі продукти вивітрювання, особливо ті, які знаходяться у верхніх горизонтах зони вивітрювання та містять велику кількість відмерлої органіки. Розклад органічної речовини спричиняє до утворення кисневих сполук простого складу, таких як вода, вуглекислота, сульфати, фосфати, карбонати та інші, які інтенсифікують процес окислення.

Особливого значення набуває процес окислення при видобутку, складуванні та транспортуванні сульфідних руд і вугілля. Встановлено, що інтенсивність хімічного вивітрювання тим вища, чим сильніше подрібнений вихідний матеріал. При цьому, хімічні реакції супроводжуються виділенням великої кількості тепла, що може спричинити самозаймання. В зв'язку з цим, при видобутку горючих корисних копалин, таких як вугілля, особливо слід звертати увагу на ступінь подрібнення порід. Це має велике значення, насамперед, при складуванні та транспортуванні вугілля.

Гідратація – це процес хімічної взаємодії води у рідкому або газоподібному стані з мінералами та гірськими породами. В результаті гідратації, яка нерідко супроводжує процеси окислення, відбувається перебудова внутрішньої структури мінералу внаслідок приєднання до нього молекул води. Сам процес супроводжується значним збільшенням об'єму, якщо тільки при цьому не виносяться які-небудь легкорозчинні компоненти. Ріст об'єму мінералів або порід, які піддаються процесу гідратації, спричиняє виникнення у них внутрішніх

напруг, що призводить до утворення численних тріщин і навіть до зміни первинного залягання порід.

Розчинення, або перехід мінеральних речовин в розчини пов'язано з комбінованою дією на материнську породу води та вуглекислоти, мінеральних і органічних кислот. Мінерали розчиняються по-різному і інтенсивність розчинення гірських порід залежить, в першу чергу, від їх мінерального складу та від хімічної активності розчинника.

Найкраще розчиняються, осадові гірські породи і в значно меншій мірі – магматичні та метаморфічні. З мінералів за рівнем розчинності на перше місце слід поставити хлориди, які можуть існувати в земній корі у твердому вигляді тільки за умови відсутності води. Слабше розчиняються сульфати, і ще менше – карбонати. Швидкість розчинення карбонатів, на відміну від хлоридів та сульфатів, значно збільшується при пониженні температури розчину. Ці особливості мінералів і гірських порід обов'язково слід враховувати при проходженні гірничих виробок, а також при видобутку корисних копалин або проведенні гірничих робіт з використанням води та інших розчинів.

Розчиненню мінералів і гірських порід сприяють також численні органічні кислоти, які виробляються рослинами та мікроорганізмами. Деякі з них володіють здатністю при слабкій концентрації розчиняти високостійкий кварц, скло і навіть металічне олово.

Ідпорядковане місце у загальному процесі розчинення гірських порід належить також мінеральним кислотам (соляній, сірчаній, азотній та іншим).

Розчинення гірських порід і мінералів найінтенсивніше відбувається на континентах в умовах вологого та теплого клімату. Проте і у морських басейнах також спостерігається процес хімічного розкладу гірських порід, який одержав назву *гальміроліза*.

Слід також зауважити, що пізнання законів перебігу природних процесів окислення та розчинення мінералів і гірських порід дозволило застосувати ці знання для створення нових геотехнологічних методів розробки корисних копалин, і, насамперед, методу вилуговування.

Гідроліз – це процес розкладу мінералів під впливом водних розчинів, через руйнування та перебудову кристалічних ґраток. Він характерний для сполук сильних основ (лугів, лужних земель) та слабких кислот. При цьому відбувається винос легко розчинних сполук, таких як луѓи, лужноземельні сполуки та приєднання гідроксильних іонів, що призводить до утворення слабо-розчинних у нових умовах продуктів розкладу первинних мінералів. З явищем гідролізу пов'язаний хімічний розклад важкорозчинних мінералів і, насамперед, силікатів та алюмосилікатів, які належать до найпоширеніших мінералів земної кори.

При вивітрюванні кислих магматичних і близьких до них за складом метаморфічних порід першочерговому розкладу підлягають слюди (біогіт, мусковіт, серицит), які перетворюються у каолініт. Згодом відбувається руйнування рогової обманки з утворенням нонтроніту та гетиту. В останню чергу, розкладу підлягають польові шпати, з утворенням в результаті цього процесу гідрослюд і каолініту.

Таким чином, гідроліз не тільки призводить до руйнування мінералів, але разом з тим породжує нові.

Вище неодноразово вказувалося на значення живих та відмерлих представників органічного світу в процесах вивітрювання. Це роль кореневої системи та тварин при механічному вивітрюванні, а також органічних кислот – при хімічному. В зв'язку з цим, окремими дослідниками виділяється і третій вид вивітрювання – **біогенне вивітрювання**, яке підпорядковане законам розвитку біосфери.

Вчення про біосферу та геологічну роль організмів було започатковане В.І.Вернадським, який запровадив поняття про “живу речовину” як перманентний геологічний чинник, акумулятор та перерозподільник сонячної енергії. Він писав: *“Забираючи енергію Сонця, жива речовина створює хімічні сполуки, при розпаді яких ця енергія вивільнюється в формі, що може виконувати хімічну роботу. Завдяки цьому жива речовина з хімічної точки зору є активною формою матерії, хімічна енергія якої може бути перетворена в інші форми енергії – механічну, теплову і т.д. Мінерали, хімічні молекули, які утворюються за участі живої*

речовини, також є носіями тієї ж енергії, витoki якої знаходяться у випромінюванні енергії Сонця. Жива речовина є формою активізації матерії, і ця енергія тим більша, чим більша маса живої речовини”.

Подальший розвиток ідеї В.І.Вернадського про геологічну роль організмів отримали в працях Б.Б.Полинова, О.П.Виноградова та інших.

Біохімічний вплив на гірські породи починається вже з першим заселенням скельних поверхонь гірських порід різноманітними мікроорганізмами, лишайниками, мохами. В результаті такої взаємодії на скельній поверхні після їхнього відмирання з'являються заглиблення, заповнені відмерлою органічною речовиною (біомаса мікробних та інших тіл). Все це готує умови для подальшого заселення скель вищими рослинами та фауною, яка їх супроводжує. Роль організмів у хімічному вивітрюванні визначається тим, що вони забирають із зруйнованих порід хімічні елементи у відповідності до своїх потреб, як поживні речовини. До таких елементів відносяться *P, N, Cl, K, Ca, Mg, Na, Mn, B*, а також *Si, Al, Fe* та інші. Разом з тим слід зазначити, що організми не тільки беруть участь у розкладанні первинних мінералів та засвоєнні їхніх елементів, але й у побудові з цих елементів особливих біогенних сполук, які зберігаються після відмирання та мінералізації органічної речовини. Таким чином, відбувається біологічний кругообіг речовини, характерний для верхньої частини кори вивітрювання і особливо ґрунтового покриву, основною властивістю якого є певна циклічність і спрямованість розвитку – від поглинання живими організмами елементів із зруйнованих порід до відмирання організмів, мінералізації органічної речовини та повернення елементів у довкілля в новій якості.

Окрім цього, велике значення в процесах вивітрювання відіграють:

- виділення кисню при фотосинтезі;
- утворення органічних кислот та CO_2 , які значно підвищують інтенсивність процесів розчинення та гідролізу мінералів.

Інтенсивність впливу органічного світу на гірські породи залежать від рослинних груп, притаманних різним кліматичним

зонам і відповідної кількості біомаси. Так, наприклад, у тайзі щорічно відмирає приблизно 35-55 ц/га органічної речовини, а у вологих тропічних лісах ця цифра досягає 259 ц/га. Внаслідок цього, в тропічних гумідних лісах ґрунтова вода характеризується кислою реакцією та найактивніше діє на мінерали гірських порід, руйнуючи їх кристалохімічні зв'язки.

Таким чином, вплив органічного світу на гірські породи зводиться або до фізичного (механічного) руйнування, або ж до хімічного розкладу. Це ще раз підкреслює умовність поділу вивітрювання на фізичне та хімічне. Це поєднані процеси, які характеризуються складною взаємодією і розвиваються вони одночасно, особливо у верхньому шарі ґрунтів та материнських гірських порід. Можна лише говорити про переважання фізичного або хімічного вивітрювання залежно від клімату, рельєфу, складу гірських порід та інших факторів.

В природних умовах спостерігається нерівномірність вивітрювання гірських порід. Це пов'язано з різною інтенсивністю тріщинуватості останніх. Вище зазначалось, що тріщини, а також відкриті пори слугують основними шляхами проникнення води та інших компонентів атмосфери у надра. В результаті такого нерівномірного вивітрювання утворюються значні за розмірами від'ємні форми рельєфу, іноді з вертикальними схилами. В шаруватих та неоднорідних за твердістю і складом товщах гірських порід вивітрюванню підлягають насамперед менш міцні породи, що призводить до утворення останців твердих порід, які нерідко спричиняють обвали.

Основним продуктом процесів вивітрювання є так звані **кори вивітрювання**.

(Корами вивітрювання називають всю сукупність продуктів фізичного, хімічного та органічного вивітрювання. Розрізняють *рухомі* та *залишкові* продукти вивітрювання. Рухомі продукти вивітрювання це ті, які перенесені водою, вітром або іншими агентами на певну відстань від місця руйнування породи, а залишкові, відповідно, залишилися на місці первинного залягання материнських порід.)

Залишкові продукти вивітрювання – це один з важливих генетичних типів континентальних утворень і називаються *елювієм* (лат. "елювіо" – *вимивати*). Він складається з погано відсортованої суміші щебіню, жорстви, піску та глини і являє собою розпушену масу, яка за речовинним складом подібна до складу материнських порід, що її підстеляють. Елювій, в утворенні якого основна роль належала біохімічним агентам, і в складі якого присутня органічна речовина (гумус), називається *грунтом*.

Найсприятливішими умовами для формування потужної кори вивітрювання характеризуються ділянки з відносно вирівняним рельєфом поверхні материнських порід в областях з теплим вологим кліматом та великою кількістю органічної речовини. В межах молодих гірських районів, що характеризуються активними тектонічними рухами та активними процесами виносу зруйнованого матеріалу, за якими "не встигають" процеси вивітрювання, утворюються малопотужні кори вивітрювання, так як і в зонах з холодним і сухим кліматом.

Виділяють чотири стадії розвитку кори вивітрювання:

- переважання фізичного вивітрювання та накопичення продуктів грубого механічного руйнування;
- виносу в процесі гідролізу легкорозчинних компонентів (здебільшого вилуговування);
- утворення залишкових глин – каолінів та виносу з материнських порід кальцію, калію та магнію;
- утворення латеритів.

З розвитком кори вивітрювання у глибину утворюються чотири послідовних перехідних зони від свіжих незмінених корінних порід до продуктів повного хімічного вивітрювання (рис. 5.1):

1. *Монолітна зона* з прихованою тріщинуватістю (I), в межах якої породи не мають видимих ознак подрібнення, але вже зазнали руйнування зв'язків між мінералами, що їх складають.

2. *Брилова зона* (II), головною ознакою якої є наявність тріщин вивітрювання, які сприяють розпаданню породи на окремі брили.

3. *Зерниста або орбіноуламкова зона (III)*, в межах якої елювій складається з дрібних уламків або окремих мінеральних зерен.

4. *Глиниста зона (IV)*, здебільшого складена вторинними мінералами з домішками дрібноуламкового матеріалу.

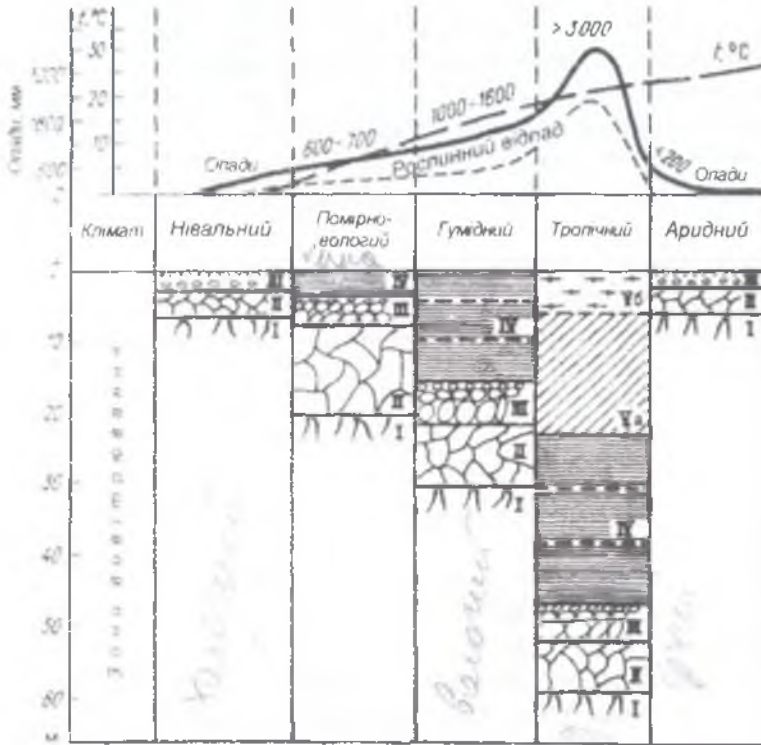


Рис.5.1. Схематичний розріз кори вивітрювання в різних кліматичних зонах.

Межі між зазначеними зонами нерівні, нечіткі і можуть з часом, по мірі розвитку кори вивітрювання переміщуватися на глибину.

Інтенсивність процесів вивітрювання залежить від кліматичної обстановки, а це, в свою чергу, зумовлює утворення різних типів кори вивітрювання. В областях полярного та нівального (холодного) клімату, де переважає морозне вивітрювання, профіль кори характеризується чітко вираженими трьома зонами (знизу догори): монолітна (прихованої тріщинуватості) (I), брилова та щєбінчаста з ознаками жорств'яно-підшанистої (II). Остання (III) представлена незмінними дрібними уламками первинних порід.)

В умовах теплого і вологого клімату, який характеризується інтенсивним перебігом хімічного вивітрювання, присутня і четверта зона (IV), складена глинистим матеріалом гідрослюдистого складу.)

При теплому кліматі з помірною вологістю, тобто гумідному (вологому), потужність глинистої зони зростає до 15-25 м за рахунок хімічних перетворень мінеральної речовини (IV).)

В умовах спекотного та вологого клімату тропіків і субтропіків потужність кори вивітрювання досягає 40-60 м. У верхній частині її розрізу, що характеризується інтенсивним гідролізом алюмосилікатів, відбувається накопичення оксидів та гідроксидів алюмінію і заліза, а також частково кремнію (V). Внаслідок цього, желувій в сухому стані наближається за твердістю до цегли і має червоний колір. У зв'язку з цим, такі зони вивітрювання називають *латеритними* (латин. "латер" – цегла). За мінеральним складом і фізико-механічними властивостями латеритна зона ділиться на підзону червоноземів (V, а) і підзону шільних порід грубо- та дрібноуламкової будови, що нагадує панцир. Такі утворення називаються *кірасами* (V, б). Потужність зони латеритів може досягати 15-20 м.

В областях аридного (сухого) клімату пустель та напівпустель, за нестачі води, міграція активних речовин дуже обмежена і елювіальний покрив формується, здебільшого, внаслідок фізичного вивітрювання. Кори вивітрювання тут представлені нагромадженням уламків порід і мінералів різного розміру.) Хімічне вивітрювання проявляється локально, у вигляді пустельної засмаги, гіпсових кірок та солончаків.

Залежно від умов утворення та за формою кори вивітрювання поділяються на *площові* і *лінійні*. Площові кори вивітрювання займають великі території і у вигляді чохла перекривають материнські породи, з яких вони утворилися. Здебільшого це пласто-подібні за формою та зональні за будовою тіла, потужність яких змінюється від десятків сантиметрів до перших десятків метрів.

Лінійні кори вивітрювання формуються вздовж систем тріщин на контакті різних за складом гірських порід і характеризуються жилородібною формою. Протяжність таких тіл за простяганням досягає сотень і навіть тисячі метрів, а на глибину вони поширюються від декількох десятків метрів до 100-200 м.

Підводячи підсумок під короткою характеристикою процесів вивітрювання, слід зазначити, що вони мають великий вплив на всебічне перетворення верхніх горизонтів земної кори. В процесі вивітрювання, як це неодноразово зазначалося, насамперед відбувається подрібнення та хімічний розклад шільних і міцних гірських порід і перетворення їх у пухкі утворення. Збільшення під впливом фізичного вивітрювання тріщинуватості та пористості порід, а також зміна їхнього мінерального складу і первинних текстурно-структурних особливостей при хімічному вивітрюванні, ведуть до зміни фізико-механічних властивостей порід. Відповідно, вивітрені гірські породи характеризуються підвищеним водопоглинанням. Разом з тим, показники їх стійкості значно нижчі, ніж у незмінених гірських породах. У зв'язку з цим, вивітрілі породи дуже нестійкі в природних відслоненнях, підземних гірничих виробках, бортах кар'єрів, тощо. Вони є середовищем зародження осипів, обвалів, осувів та інших подібних явищ. У гірничій практиці, враховуючи важливе значення фізико-механічних властивостей порід, застосовується показник, який відображає ступінь вивітрілості, або *коефіцієнт вивітрілості порід*. Він виражає відношення величини щільності вивітрілої породи до щільності тої самої, але свіжої, невивітрілої і характеризує зменшення щільності та стійкості породи під впливом фізичного і хімічного вивітрювання.

Важливого значення набуває правильна оцінка властивостей вивітрілих гірських порід при проектуванні кар'єрів, розрахунках

крутизни та конструкції укосів бортів останніх, а також при підрахунках запасів кондиційних блоків природних будівельних матеріалів і при встановленні потужності зони змиву вивітрілих порід і розрахунках глибини закладення фундаменту при будівництві інженерних споруд.

З процесами вивітрювання пов'язане утворення та численні зміни різноманітних родовищ корисних копалин. Такі продукти фізичного вивітрювання як щебінка, гравій, пісок і глина є цінними будівельними матеріалами, які використовуються в різних галузях народного господарства. В результаті утворення елювію з первинних порід звільняються стійкі мінерали, які складають розсіпні родовища золота, платини, каситериту, алмазів, та інші. В процесі хімічного вивітрювання формуються родовища каолінів, бокситів, нікелевих, залізних та марганцевих руд. Але основним найціннішим продуктом процесів вивітрювання є ґрунти, які утворюються при складних біохімічних перетвореннях верхньої частини кори вивітрювання. Головною особливістю ґрунтів, а точніше їхнього верхнього, збагаченого органічними рештками (гумусом) шару є родючість, яка і надає їм такого важливого значення в житті людини.

Запитання для самоперевірки

1. Які види вивітрювання вам відомі ?
2. Що таке фізичне вивітрювання, і які основні агенти його зумовлюють ?
3. Охарактеризуйте хімічне вивітрювання.
4. Що таке елювій і делювій ?
5. Що таке латерити ?
6. Що таке кори вивітрювання?
7. Охарактеризуйте профіль кори вивітрювання в областях з гумідним і аридним кліматом.
8. Які корисні копалини пов'язані з продуктами вивітрювання.

5.2.3. Геологічна діяльність вітру

Вітер – це один з найважливіших екзогенних факторів. Під його впливом змінюється рельєф Землі, а також утворюються своєрідні породи. Найбільш яскраво діяльність вітру проявляється в пустелях, які займають майже 20% поверхні континентів. Тут сильні вітри в поєднанні з незначною кількістю атмосферних опадів (<200 мм за рік), різкими коливаннями температури та слабо розвинутим рослинним покривом сприяють інтенсивним процесам вивітрювання.

За переважаючими видами геологічної роботи вітру серед пустель розрізняють: дефляційні або кам'яні, які в Африці називають *гаммадами*, а в Середній Азії *кирами*; акумулятивні або піщані, котрі в Середній Азії відомі як *куми*, *такири*, *адири* та *шори*.

Дефляційні пустелі являють собою нагромадження гострокутних брил і щебеню. Для них характерна так звана “пустельна засмага”, а також темно-буре або червоне забарвлення поверхнього шару відкладів.

Акумулятивні пустелі – це найпоширеніші на планеті пустелі, які утворені завдяки перенесенням вітром і нагромадження на локальних ділянках великих мас піщанистого матеріалу.

Такири (глинисті пустелі) найчастіше облямовують піщані пустелі, або розвиваються на дні пересохлих озер і в руслах пересохлих рік.

Адири – це пустелі складені лесом, які виникають на периферії піщаних пустель. Їх характерною рисою є широкий розвиток ярів.

Шори, або солончаківі пустелі, вкриті тонкою щільною кіркою солі, яка утворюється внаслідок підняття на поверхню по порях і капілярах та випаровування підземних вод, насичених галоїдними сполуками.

Геологічна робота вітру складається з наступних видів:
– дефляції (лат. “*дефляціо*” – *видування, розвіювання*);

- коразії (лат. "коразіо" – обточувати, здирати);
- переносу;
- акумуляції (накопичення).

Всі згадані види роботи вітру в природних умовах тісно пов'язані одна з одною, завжди проявляються одночасно і являють собою єдиний складний процес. Можна лише говорити про те, що в одних місцях переважають одні види цього процесу, а в інших – інші. Як самі процеси, зумовлені роботою вітру, так і їхні продукти (форми рельєфу, відклади) називаються *еоловими*. Така назва походить від імені бога вітрів у грецькій міфології – Еола.

Дефляція – це процес видування та розвіювання вітром дрібних частинок гірських порід. Ними можуть бути піщинки, порошини, тощо. Розрізняють два види дефляції: площова та локальна.

Площова дефляція спостерігається як в межах корінних скельних порід, які підлягають інтенсивним процесам вивітрювання, так і в районах розвитку річкових, морських, водно-льодовикових пісків та інших пухких відкладів. У твердих тріщинуватих скельних гірських породах вітер проникає в тріщини та видуває з них пухкі продукти вивітрювання.

Поверхні пустель в районах, де мають місце різноманітні уламкові утворення, в результаті дефляції поступово очищуються від піщинок та більш дрібних частинок, які виносяться вітром і на місці залишаються лише грубі уламки – брили та щебінка. Площова дефляція іноді також проявляється в посушливих степових областях, де періодично виникають суховії, які розвіюють розорані ґрунти та переносять на великі відстані значну кількість тонкого і дрібного матеріалу.

Локальна дефляція характерна для окремих понижених форм рельєфу. Багато дослідників схильні вважати, що саме локальна дефляція є причиною утворення глибоких безстічних улоговин в пустелях Середньої Азії, Аравії та Північної Африки, дно яких місцями знаходиться на багато десятків і навіть сотень метрів нижче рівня Світового океану. На дні деяких з улоговин відбувається накопичення солей. Це явище може бути пов'язане з

підніманням по капілярах солоних підземних вод або з принесенням солей тимчасовими потоками. Вода випаровується, а солі, процес кристалізації яких призводить до розпушення порід і перетворення їх у тонкий солончаковий пил, залишаються. В спекотні безвітряні дні над солончаками днищ улоговин, внаслідок різниці нагрівання різних елементів поверхні в цілому (на дні улоговин температура нижча ніж на поверхні) виникають потужні турбулентні висхідні потоки повітря (штопороподібні смерчі). Такі потоки та вітер впродовж літа можуть винести весь розпушений в процесі кристалізації солей матеріал. Щорічне повторення такого явища призводить до подальшого поглиблення дефляційної западини, або улоговини видування. Локальна дефляція має також місце і в окремих щілинах та в борознах гірських порід (борознава дефляція).

Коразія – це механічна обробка відслонених гірських порід піщинками, що переносяться вітром. Вона проявляється через їх обточування, шліфування, свердління, здирання, тощо. Піщинки піднімаються вітром на різну висоту, але максимальна їх кількість концентрується в приземній частині повітряного потоку, висотою приблизно до 1.0-2.0 м. Сильні тривалі удари піску в нижні частини скельних висунів підточують і підрізають останні. Вони, відповідно, стають набагато тоншими в порівнянні з верхніми частинами скель. Цьому сприяють також процеси вивітрювання, які порушують монолітність породи, що супроводжується швидким виділенням продуктів руйнування. Таким чином, взаємодія дефляції, переносу піщинок, коразії та вивітрювання надають скелям, особливо в пустелях, своєрідного вигляду. Найпоширенішими є скелі грибоподібної форми (рис. 5.2), але спостерігаються також скелі, які ма-



Рис. 5.2. Грибоподібна форма скель, створена еоловими процесами.

ють вигляд підточених стовпів або обелісків (рис. 5.3). Якщо переважають вітри, що дують в одному напрямку, в підніжжі скельних виступів утворюються коразійно-дефляційні ніші, невеликі печери та інші форми.



Рис. 5.3. Скульптурні форми вивітрювання в "Долині Привидів" на південному схилі г. Демерджі, Гірський Крим.

У випадку, коли на шляху піщинок зустрічаються гальки або невеликі уламки гірських порід, вони шліфуються і стираються по одній або декількох площинах. При тривалій дії уламки перетворюються на еолові багатогранники або тригранники з відполірованими гранями, та відносно гострими ребрами між ними (рис. 5.4). Необхідно також зазначити, що коразія та дефляція проявляються і на горизонтальних глинистих поверхнях пустель, де при постійних однопідрієних вітрах піщаний струмінь утворює окремі борозни або жолоби глибиною від десятків сантиметрів до перших метрів, розділені паралельними гребнями.

Вище зазначалося, що важлива роль серед еолових процесів належить **перенесенню** вітром продуктів вивітрювання. Перенесення може здійснюватися шляхом перекочування або в завислому стані. Це залежить від розміру частинок, швидкості вітру та характеру його турбулентності. При вітрі швидкістю до 7 м/с біля

90% піщинок переносяться в завислому стані та перекочуванням, при цьому висота насиченого пішаним матеріалом шару становить 5-10 см від поверхні Землі. При сильних вітрах (15-20 м/с) пісок піднімається в повітря на декілька метрів. Штормові вітри та урагани піднімають піщинки та порошини на висоту в декілька десятків метрів, а також перекочують уламки розміром до 3-5 см і більше. Піски в пустелях переносяться на відстань до десятків, а іноді сотень кілометрів від місця дезінтеграції породи. Одночасно в процесі переносу відбувається і зіткнення піщинок, що, відповідно, призводить до їх подрібнення на менші частки. Дрібніший матеріал (порох, ил) піднімається на висоту в декілька кілометрів і переноситься в завислому стані на сотні та тисячі кілометрів. Відомі випадки, коли еоловий ил Сахари досягав країн Західної Європи.



Рис. 5.4. *Форми еолових багатогранників.*

В пустелях одночасно з дефляцією та перенесенням відбувається **аккумуляція** та формування еолових відкладів. Серед останніх виділяються два основних генетичних типи – еолові піски та еолові леси.

Еолові піски – це нагромадження добре відсортованих, відносно обкатаних зі згладженими ребрами піщинок розміром 0,15-0,30 мм, складених здебільшого уламками кварцу, проте зустрічаються і інші стійкі мінерали. Колір еолових пісків змінюється від світло-жовтого до червонуватого. Характерною особливістю таких відкладів є похила або перехресна веретуватість, яка вказує на напрямок транспортування матеріалу.

Еолові леси – це своєрідний генетичний тип континентальних відкладів, що утворюються шляхом накопичення порошин, які в завислому стані виносяться вітром за межі пустель та гірських областей. До характерних ознак лесів належать:

- розмір частинок, який коливається в діапазоні 0,005-0,05 мм;
- однорідність в межах всієї товщі та відсутність верствуватості;
- наявність тонкорозсіяного карбонату кальцію та вапнякових стяжінь;
- різноманітний мінеральний склад;
- наявність численних коротких вертикальних трубчастоподібних макропор;
- висока пористість (50-60%), що свідчить про низьку ступінь ущільненості породи;
- здатність до просідання під впливом зволоження або навантаження;
- стовпчаста окремість в природних відслоненнях, тобто здатність утворювати під впливом вивітрювання стовпоподібні брили.

Леси можуть утворювати товщі та пачки потужністю від декількох метрів до 100 і більше метрів.

Еолові піски та леси утворюють певні форми рельєфу, що дозволяє відрізнити їх від подібних відкладів інших генетичних типів. Враховуючи, що еолові утворення є продуктом роботи вітру, відповідно формування еолового рельєфу тісно пов'язано з режимом вітрів, динамікою атмосфери і її циркуляцією, потужністю пісків та лесів, ступенем їхньої відслоненості, а також з наявністю рослинного покриву. Найпоширенішими областями розвитку еолового рельєфу є пустелі. Залежно від набору зазначених факторів, їхній рельєф представлений різноманітними формами, серед яких переважають бархани та поздовжні піщані пасма.

Бархани – це асиметричні, серпоподібні форми, що нагадують нівмісяць і розташовуються перпендикулярно панівному напрямку вітру (рис. 5.5). Навітряний схил бархана довгий та пологий (10-15°). Він здебільшого покритий поперечними до напрямку

ку вітру знаками брижів, що нагадують брижі на поверхні води. Підвітряний схил короткий та крутий, кут нахилу його поверхні становить 32-35°. Перехід від похилого до крутого схилу виражений гострим гребенем, який в плані має форму дуги. Висота барханів змінюється від 2-3 м до 15 м, а іноді вона може досягати 20-30 м. Одинокі бархани зустрічаються рідко. Здебільшого вони зполучаються один з одним, утворюючи барханні ланцюги (рис. 5.6). Їхня висота може досягати 60-70 м і більше.



Рис. 5.5. Форма бархани.



Рис. 5.6. Основні форми еолового рельєфу (за Б.О. Федоровичем).

1 щитоподібна дюна; 2 ембріональний бархан; 3 молодий бархан; 4 поперечний бархан; 5 паралельний бархан; 6 барханний ланцюг; 7 комплексний барханний ланцюг; 8 крупний ланцюг; 9 барханне пасмо; 10 барханне пасмо з комплексними діагональними гребнями.

Поперечні піщані пасма характерні для пустель, де переважають вітри одного або близьких напрямків, і де немає ніяких перепон, які б уповільнювали швидкість вітру. В таких умовах горизонтальний рух вітру співпадає з висхідними та низхідними течіями повітря. В результаті виникають відносно низькі симетричні гряди, розділені пониженнями різної ширини (рис. 5.7). Саме в таких умовах особливо яскраво проявляється поєднання та взаємодія дефляції, перенесення і акумуляції.

Піщані форми також є характерною ознакою рельєфу прибережних зон океанів та морів, де має місце переміщення піску на пляжах хвилями, а також в межах піщаних берегів озер, на заплавах та древніх терасах рік. Вітри, що дмуть на

берег, підхоплюють сухий пісок та переносять його вглиб суходолу. Окремі нерівності в рельєфі, або рослинні зарості затримують пісок і навколо них утворюються первинні піщані горбочки, які розростаються та зливаються. Так поступово утворюються асиметричні піщані вали або пасма, які називаються *дюнами*.



Рис. 5.7. Схема утворення піщаних гряд та міжгрядових понижень (за В.О. Федоровичем).

Утворена дюна поступово пересувається вглиб суходолу і на її місці виникає інша, і так декілька разів, що призводить до формування ланцюгів паралельних дюн. Окрім прямолінійних дюн в природі мають місце також дугоподібні дюни, які ще називають параболічними (рис. 5.8). Вони виникають, коли їхні краєві частини закріплені рослинністю або зволоженням, а найактивніші завдяки перевітанню піску, просуваються вперед.

Леси, на відміну від еолових пісків, утворюють платоподібні форми рельєфу, характерною особливістю яких є розвиток густої мережі ярів, водоріїв, що обумовлено високою пористістю порід та здатністю до розмивання.

На завершення короткої характеристики геологічної роботи вітру слід зазначити, що еолові процеси здебільшого завдають людині та її діяльності шкоди і з ними необхідно боротися. Так, рухливі піски в пустелях і на узбережжі становлять певну небезпеку для спорудження культур-



Рис. 5.8. Параболічні дюни.

них оазисів, а лесові ґрунти за своїми фізико-механічними властивостями не дозволяють проводити в межах їхнього розвитку будівництва. В зв'язку з цим, людина повинна боротися з еоловими процесами. До заходів боротьби відносять такі форми як закріплення барханів та дюн шляхом засадження деревами та кущами, або застосування способів зміни напрямку та послаблення сили вітру. Збереження лесових плато від руйнування та розмивання атмосферними опадами теж можна досягти через покриття їх рослинним покривом.

З іншого боку еолові відклади мають і практичне застосування. Еолові піски, завдяки їхній добрій відсортованості є високоякісним будівельним матеріалом та сировиною для скляної промисловості. Леси теж підлягають використанню, як сировина для будівельної галузі народного господарства.

Запитання для самоконтролю

1. Що таке вітер, і які фактори обумовлюють його виникнення ?
2. Які види геологічної роботи виконує вітер ?
3. Охарактеризуйте явища дефляції і коразії.
4. Які форми рельєфу утворюються в результаті геологічної діяльності вітру ?
5. Які гірські породи утворюються в результаті еолових процесів ?
6. Як можна боротися зі шкідливим впливом еолових процесів ?

5.2.4. Геологічна діяльність поверхневих текучих вод

Під текучими водами слід розуміти всі води поверхневого стоку суходолу, від вод струмків, що виникають при випаданні дощу та таненні снігу, до вод найбільших рік. Такі води, стікаючи по поверхні Землі у великі озера, моря та океани, виконують різноманітну геологічну роботу. Відповідно, інтенсивність такої роботи та її наслідки будуть залежати від маси води та швидкості її переміщення, тобто швидкості течії.

Текучі води, як і інші екзогенні процеси, виконують три види геологічної роботи: руйнування, перенесення продуктів руйну-

вання та акумуляцію цих продуктів на шляху перенесення. Згідно з характером і результатами діяльності розрізняють три види поверхневого стоку вод: площинний безруслувий стік зі схилів; стік тимчасових руслових потоків; стік постійних потоків – рік.

Площинний стік зі схилів об'єднує дощові та снігові води, які стікають у вигляді суцільного покриву або густої мережі окремих струмків. Стікаючи, такі води на своєму шляху захоплюють дрібноуламковий матеріал, що покриває схили та переносять його вниз. У підніжжі схилу швидкість течії сповільнюється і весь захоплений на шляху матеріал відкладається (акумулюється) безпосередньо біля підоснови схилу або в межах прилеглої частини (рис. 5.9). Такі відклади, які утворилися площинним стоком води зі схилів, називаються **делювіальними відкладами** або **делювієм**. (лат. "делю" – змиваю). Вздовж підніжжя схилів утворюються делювіальні шлейфи, складені відкладами, в яких 30-50% об'єму представлені уламкам розміром менше 0,01 мм. Такі породи називаються **суглинками**. В нижній частині делювіальні шельфи складені найдрібнішим уламковим матеріалом. Максимальна потужність делювію досягає 15-20 м біля підніжжя схилів, а догори по схилах вона зменшується. У високих горах з крутими схилами, де провідну роль у переміщенні уламкового матеріалу відіграють гравітаційні процеси, типові делювіальні відклади відсутні, а біля підніжжя схилів формуються змішані **колювіально-делювіальні** (лат. "колювіо" – накопичення) утворення.

До вод **тимчасових руслових потоків** належать води ярів і тимчасових гірських потоків. Відомо, що зародження ярів пов'язано з процесом **розмиву**, або **ерозії** схилів під впливом дощових та снігових вод. Якщо на схилах присутні природні або штучні заглиблення, пониження, розділені незначними підвищеннями, тоді в процесі



Рис. 5.9. Схема утворення делювію.

1 – первинна поверхня схилу; 2 – новоутворена поверхня схилу в результаті площинного змиву; 3 - делювій.

випадання дощу або при таненні снігу такі нерівності схилів сприяють збиранню води в окремі струмки, які завдяки швидкості течії води утворюють вимоїни, що і є зародками майбутніх ярів. В подальшому, при періодичному випаданні дощів, у них збирається все більше води, яка виконує руйнівну дію, і такі вимоїни починають рости у глибину, в ширину, а також вниз та догори по схилах. Яри, на відміну від первинних вимоїн, виходять за межі схилів долин і захоплюють нові ділянки. Верхня частина яру, який росте, нерідко характеризується наявністю крутого обриву, що утворює вершинний перепад і під час дощу тут виникають водоспади, які енергійно руйнують дно яру. Потік води, який падає з певної висоти, підмиває обрив, стіни руйнуються і яр росте догори по схилу, захоплюючи все нові ділянки. Такий процес розростання яру називається *регресивною*, або *відступаючою ерозією*. Вниз по схилу яр росте до рівня води в річці, або басейні, куди він впадає. Цей рівень називається *базисом ерозії*.

Процес росту яру відбувається, згідно зі спостереженнями С.С.Соболева, за чотирьохстадійною схемою.

Перша стадія – це стадія формування вимоїн глибиною до 0,5 м, в яких концентруються потоки талих та дощових вод.

Друга стадія починається з моменту утворення вершинного перепаду або обриву. Яр в результаті обвалення привершинних стінок, росте в сторону вододілу. Висота вершинного перепаду досягає 2-10 м, рідше 12-15 м. При цьому русло яру завдяки великій крутизні та численним перешкодам інтенсивно заглиблюється на всьому його простяганні, тобто відбувається інтенсивна донна ерозія, руйнування, вимивання дна яру. На цій стадії гирло яру може бути відокремлене від долини ріки, в яку відкривається яр, перепадом або крутим скатом.

Третя стадія починається з моменту, коли яр, заглиблюючись, досягає своїм гирлом рівня долини (базису ерозії), або іншого пониження, в яке він впадає. Профіль дна вирівнюється, яр розширюється, в нижній частині схилу утворюються осипи, які підмиваються знизу і поповнюються продуктами, що осипаються зверху.

Четверту стадію можна назвати стадією затухання. Зменшується глибина ерозії, згладжується обрив вершини, схили яру, набувши стійкого природного укосу, поступово осипаються та заростають, а дно затягується осадками.

У випадку, коли дно яру досягає рівня підземних вод, у руслі з'являється постійний потік – струмок, що приводить до подальшого поглиблення, розширення та подовження яру, який поступово перетворюється в річкову долину.

Таким шляхом відбувається еволюція форм рельєфу під впливом ерозії (розмивання) – від простої вимоїни на схилі до річкової долини.

Найбільш глибока та розгалужена мережа ярів формується в районах розвитку гірських порід, які легко піддаються розмиву. Це – леси, лесоподібні суглинки, піски, алевроліти, глини, тощо.

Акумулятивна діяльність тимчасових потоків ярів проявляється також у пониззі останніх і особливо на ділянці виходу в річкову долину або інші водоймища. Там утворюються *конуси виносу*, складені різноманітним невідсортованим уламковим матеріалом місцевих порід.

В лісостепових областях та степах спостерігаються яроподібні форми рельєфу з розширеним дном і пологими схилами, покритими делювієм і рослинністю. Такі форми називаються *балками*.

Тимчасові гірські потоки за характером розвитку та геологічною діяльністю відрізняються від тимчасових потоків ярів. Їх верхів'я приурочені до верхніх частин гірських схилів та представлені системою вимоїн, які зливаються, утворюючи разом єдиний водозбірний басейн. Нижче по схилах вода рухається по одному руслу. Ця ділянка гірського потоку називається *каналом стоку*. В період сильних дощів та інтенсивного танення снігів тимчасові гірські потоки рухаючись з великою швидкістю, захоплюють на своєму шляху значну кількість різноманітного уламкового матеріалу, який сприяє інтенсифікації ерозійної діяльності. При виході на пригірську рівнину швидкість руху води різко падає, що спричиняє відкладення принесеного уламкового матеріалу. Так утворюються *конуси виносу тимчасових потоків* (рис.

5.10). Для них характерний низький ступінь сортування принесеного матеріалу і зональність його поширення.

У відносно крутій привершинній частині конуса відкладається грубоуламковий матеріал, який поступово в напрямку фронтальної частини змінюється пісками та супісками, а останні, в свою чергу, – глинистими та лесоподібними відкладами.

Проте, така послідовність здебільшого порушується, що спричинено періодичною зміною сили потоку і розміру матеріалу, який переноситься. В зв'язку з цим, у вертикальному розрізі відкладів конусів виносу спостерігається перешарування дрібно- і грубоуламкового, слабообкатаного матеріалу.

Відклади, які формуються внаслідок діяльності вод тимчасових потоків і конусів виносу О.П. Павлов запропонував виділяти як самостійний генетичний тип континентальних відкладів, назвавши їх *пролювієм* (лат. "пролюо" – промиваю).

В областях з теплим та вологим кліматом тимчасові потоки, які стікають з гір, розливаючись у межах пригірських рівнин, утворюють значні за протяжністю конуси виносу, які ще називають "*сухими дельтами*". В таких "дельтах" спостерігається поступова зміна грубоуламкового руслового матеріалу від вершини

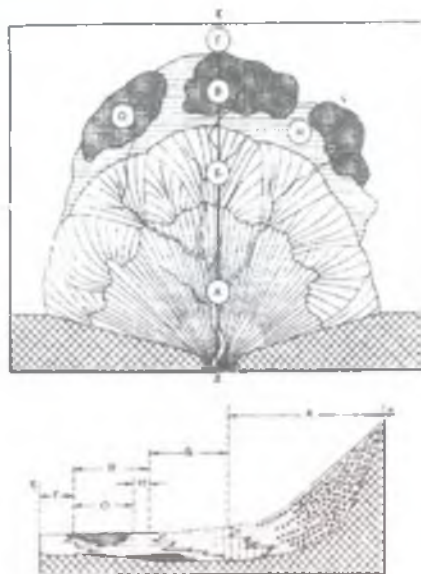


Рис. 5.10. Схема будови конуса виносу в плані та розрізі (за В.К. Кудряшовим)

А – вершинна зона; *Б* – середня зона; *В* – фронтальна зона; *О* – відклади озерного типу; *Н* – болотно-солончакові відклади; *Г* – відклади пригірської рівнини; *Д* – вихід потоку на пригірську рівнину. Коса клітка – породи ложа та гірського схилу.

піщанистим та суглинистим вниз за течією. В межах фронтальної частини, де періодично виникають розливи поверхневих вод таких потоків, утворюються тимчасові водойми, в яких накопичуються осадки застійно-водного типу. Це озерні, болотні, болотно-солончакові та інші відклади.

Особливу небезпеку для людини становлять тимчасові грязевокам'яні потоки (суміш різних за розмірами уламків гірських порід, пилу та води). Для них властива велика швидкість пересування і надзвичайна руйнівна сила. Ці потоки містять до 70-80% уламкового матеріалу від їх загального об'єму. Вони здебільшого виникають при швидкому таненні снігів та сильних зливах, які спричиняють різке збільшення води в каналах стоку. Такі потоки в Середній Азії та на Кавказі називають *селями*, а в Альпах – *мурами*. Нерідко вони носять катастрофічний руйнівний характер.

Особлива роль при геологічній діяльності поверхневих вод належить рікам. Потужні водні потоки рік, які розсікають значні простори суходолу, проводять велику руйнівну (ерозійну), переносну та акумулятивну роботу, а також це найбільш динамічні системи, які призводять до перетворення рельєфу. Інтенсивність роботи рік залежить від маси води та швидкості течії, а остання – від крутизни нахилу повздовжнього профілю ріки та нерівності русла. На інтенсивність процесів впливає також турбулентний характер течії, тобто коли молекули води рухаються хаотично або по перехресних траєкторіях, виникають різні завихрення, що спричиняють переміщення всієї маси води від дна до її поверхні. Найбільші швидкості спостерігаються в приповерхневій стрижневій частині потоку, менші біля берегів і в придонній частині, де потік зазнає опору через тертя об породи, які складають русло. Швидкість течії також змінюється і на шляху ріки, що зумовлено наявністю перепадів та розливів, які порушують рівномірність нахилу.

Режим ріки змінюється залежно від зміни маси води та швидкості течії, а це залежить від інтенсивності її живлення. Першою ознакою зміни режиму ріки є зміна рівня води. Розрізняють два види рівня в ріці: високий горизонт, що відповідає повені, і низький меженний горизонт, або межень, що

наступає після спаду повені. Окрім цього в річках спостерігаються періодичні повені, спричинені затяжними дощами.

Геологічна робота рік, як вже зазначалось вище, зводиться до ерозії, переносу, або транспортування продуктів ерозії і акумуляції останніх. Розрізняють два типи річкової ерозії: *донна*, або *глибинна*, спрямована на поглиблення русла та *бокова*, роль якої полягає в розширенні долини ріки шляхом підмивання берегів. На початкових стадіях розвитку ріки переважає донна ерозія, яка триває до досягнення базису ерозії, тобто рівня басейну, куди впадає ріка. Саме базис ерозії визначає розвиток всієї річкової системи – головної ріки та її притоків усіх порядків. Первинний профіль дна русла ріки, здебільшого, характеризується численними виступами, спричиненими наявністю виходів у руслі різних за стійкістю до розмивання гірських порід, наявністю на шляху руху ріки невеликих озер, тощо. В процесі ерозії ріка, поглиблюючи русло, прагне подолати всі нерівності та виступи, які з часом згладжуються. Таким чином, поступово виробляється більш рівна вигнута крива, або *профіль рівноваги ріки*. Його формування починається на ранній стадії розвитку ріки і є результатом регресивної ерозії. При однаковому нахилі русла ріки на всьому її простяганні (відірізок АБ на рис. 5.11) максимальна ерозія буде відбуватися в нижній його частині (відірізок аБ) і з часом на цій ділянці профіль

дна набуде опуклої форми (аББ). Одночасно на ділянці русла аб, завдяки збільшенню кута його нахилу швидкість течії води зростає і розмивання порід вище точки а посиляться. Це призведе до поглиблення русла на ділянці а – а₁, і

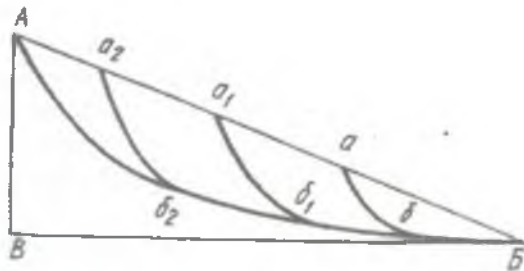


Рис. 5.11. Схема формування поздовжнього профілю ріки.

дно ріки займе положення $a_1b_1b_1B$. В подальшому посиляться ерозія вище точки a_1 і т.д. В кінцевому результаті русло поглибитися настільки, що замість первинного прямолінійного профілю (АВ), виробиться плавна крива лінія (А $b_2b_1b_1B$), яка і є профілем ріки. Вважається, що цей профіль відповідає на кожному відрізку долини ріки динамічній рівновазі при існуючих гідрогеологічних умовах та постійному базисі ерозії.

Аналіз розвитку річкових долин як у рівнинних, так і гірських областях свідчить, що при відпрацюванні профілю ріки, окрім головного базису ерозії, велика роль належить також *місцевим*, або *локальним* базисам, до яких відносяться різні уступи та пороги. На місці порогу, або уступу, виникають водоспади, які розмивають дно уступів і підмивають їх підніжжя внаслідок вододверті. В результаті уступи руйнуються. У таких випадках частина ріки, вище уступу буде розвиватися регресивно відносно нього, а нижня – відносно головного базису ерозії. Тільки після руйнування уступів розвиток профілю долини буде повністю контролюватися головним базисом ерозії (рис. 5.12).

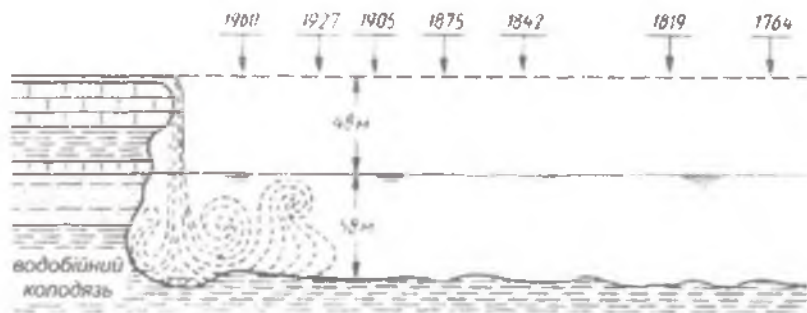


Рис. 5.12. Канадська частина Ніагарського водоспаду і його посування догори за течією (за С.К.Гільбертом).

Місцевими базисами ерозії можуть бути також озера, розташовані в пониженнях первинного профілю. До тих пір, поки озеро не буде заповнене осадками, або ліквідоване, верхня частина ріки буде розвиватися відносно нього, так як саме озеро виступає

тиме локальним базисом ерозії, до рівня якого буде намагатися заглибитися профіль русла. Таким чином, поздовжній профіль ріки шляхом поступового вирівнювання кривої поздовжніх місцевих базисів ерозії перетворюється в єдиний.

На стадії формування профілю рівноваги та зменшення нахилу русла донна ерозія поступово зменшується і головного значення набуває *бокова ерозія*, спрямована на підмивання берегів та розширення долини. Це особливо проявляється під час повені, коли швидкість і ступінь турбулентності руху потоку різко збільшується, особливо в приповерхневій його частині, що зумовлює поперечну циркуляцію. Завихрення води, які при цьому виникають у придонному шарі, сприяють активному розмиву дна і частина донних наносів переміщується до берега. Накопичення останніх спричиняє зміну форми поперечного перетину русла, що призводить до порушення прямолінійності потоку та зміщення течії до одного з берегів. Таким чином починається інтенсивний розмив одного берега та накопичення наносів біля протилежного, що сприяє утворенню вигинів русла ріки. Такі поперечні вигини, поступово розвиваючись, перетворюються на *закрути* та *коліна*. Останні відіграють велику роль у формуванні річних долин.

Починаючи від початку формування і впродовж подальшого розвитку ріки переносять велику кількість уламкового матеріалу різних розмірів – від тонких дисперсних частинок і піску до крупних уламків. Перенос матеріалу здійснюється шляхом волочіння (перекочування) по дну великих уламків та в завислому стані піщинок, алевритових і дрібніших часток. Відповідно, уламковий матеріал, що переноситься сприяє посиленню глибинної ерозії. Він діє як ерозійний інструмент, який руйнує, подрібнює, шліфує гірські породи, якими складені дно і береги.

Весь матеріал, який переноситься рікою в завислому стані або перекочується, волочиться по дні русла називається *твердим стоком ріки*. Окрім уламкового матеріалу ріка переносить також *розчинені мінеральні сполуки*. Співвідношення розчинених речовин та матеріалу, що складає твердий стік різне в гірських та рівнинних ріках. У перших різко переважають завислі частини, а розчинені речовини і матеріал, який підлягає волочінню, містить-

ся в підпорядкованих кількостях. У рівнинних ріках переважають розчинені речовини, на другому місці завислий твердий матеріал і відносно незначну кількість становить матеріал, який транспортується шляхом волочіння.

Одночасно з ерозією та транспортуванням різного матеріалу відбувається і його акумуляція (відкладення). Перші відклади, які формуються на ранніх стадіях розвитку ріки, коли панівне значення належить процесам ерозії, здебільшого не зберігаються. Причиною цього є збільшення швидкості течії під час повеней, що призводить до переміщення цих первісних відкладів вниз за течією. Постійні відклади утворюються вже після формування повздовжнього профілю близького до профілю рівноваги та розширення долини ріки і називаються *алювіальними відкладами*, або просто *алювієм* (лат. "алювіо" - намив). Велика роль при накопиченні алювію належить вигинам, заворотам та колінам рік, які як це вже зазначалось вище, є наслідком роботи турбулентних течій. Проте, вигини можуть також утворюватися за умов, коли на певній ділянці течії внаслідок виступів у рельєфі русла виникають відцентрові сили, які притискають течію до одного з берегів. Відповідно, в таких випадках, під цим берегом вода опускається донизу, що спричиняє інтенсивне розмивання дна та борта русла, в процесі чого відбувається захоплення течією великої кількості уламкового матеріалу. Від берега, який підмивається, придонні струмені води спрямовуються до протилежного, де відбувається інтенсивна акумуляція цього матеріалу. Це призводить до утворення так званої *прируслової мілини*, яка під час спаду води відслонюється на поверхні. Так відбувається формування алювію на початковому етапі (рис. 5.13, А).

При постійному підмиванні, берег стає обривистим та поступово відступає, збільшуючи крутизну вигину. Одночасно на протилежному березі відбувається поступове нарощування прируслової мілини (рис. 5.13, Б), що в кінцевому результаті призводить до утворення великих заворотів колін русла, які ще називаються *меандрами* (від назви ріки *Меандр* у Малій Азії). Таким чином, відбувається поступовий розвиток річкової долини, розширення площі руслових алювіальних відкладів та формування низького

навивного берега, який під час повеней періодично заливається водою. Ця частина долини ріки називається *заплогою*, або *заплогою терасою*. В результаті такого розвитку ріки поперечний профіль її долини набуває плоскодонної або коритоподібної форми. Завороти та коліна стають ще більш вигнутими і в плані нагадують серію петель, розділених вузькими перешийками (рис. 5.14). В окремих випадках відбувається прорив такого перешийку, що призводить до випрямлення русла ріки. В подальшому відклади, які накопичуються поруч з новим руслом, загачують обидва кінці такого коліна і воно перетворюється на замкнуте озеро. Такі озера під час повеней поступово заповнюються осадками, заростають та перетворюються на болота або сухі низовини. Відокремлені таким чином від русла ріки коліна та закрути називаються *старицями*.

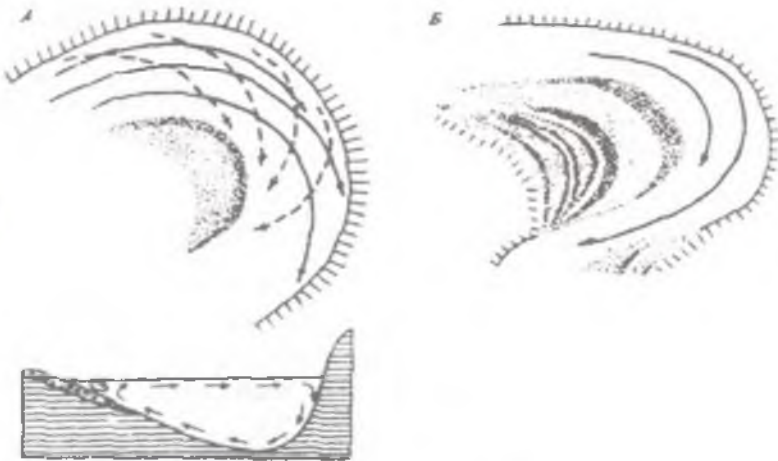


Рис. 5.13. Стадії формування прируслових мілин

А – початкова стадія в плані та розрізі, Б – розширена прируслова мілина утворена в процесі прогресуючого розвитку долини ріки.

Формування алювіальних відкладів, як продуктів геологічної діяльності річок, супроводжується певними змінами в рельєфі земної поверхні, спричиненими виникненням своєрідних річко-

вих акумулятивних форм. До останніх належать, як вже зазначалося, заплави, заплавні тераси, дельти та естуарії, які також відрізняються складом алювіальних відкладів. Так, наприклад, заплави молодих рік, що характеризуються високою кінематичною енергією води, яка скерована на донну та бокову ерозію, складені грубоуламковими відкладами, серед яких переважають брили і валуни. Суттєво інший тип алювіальних відкладів характерний для зрілих та старих рік у яких донна ерозія практично відсутня, в зв'язку з чим матеріал заплави майже не переноситься вниз за течією. Міграція русла в долині призводить лише до багаторазового перемивання та перевідкладення алювіальних осадків і обкатування уламків. Такий тип річкових відкладів здебільшого характерний для рівнинних рік і називається *перестелюючим* алювієм.

Характерним елементом заплави є руслова мілина, виникнення якої пов'язане зі зниженням рівня води після повені, коли ріка входить у старе русло і основна частина уламкового матеріалу осідає вздовж берегів. У таких випадках за мілиною, в центральній частині заплави, зберігається багато стариць та проток. На ділянці, де центральна частина заплави стикається з корінним схилом долини, спостерігаються осипи та осуви, які утворюють дельтовий схилів (рис. 5.15. а).



Рис. 5.14. Схема розвитку річкових меандр.

а – початкова стадія; б – послідовне положення в більш пізніх стадіях розвитку долини ріки; в – вузькі перешийки меандр при розриві яких утворюються стариці

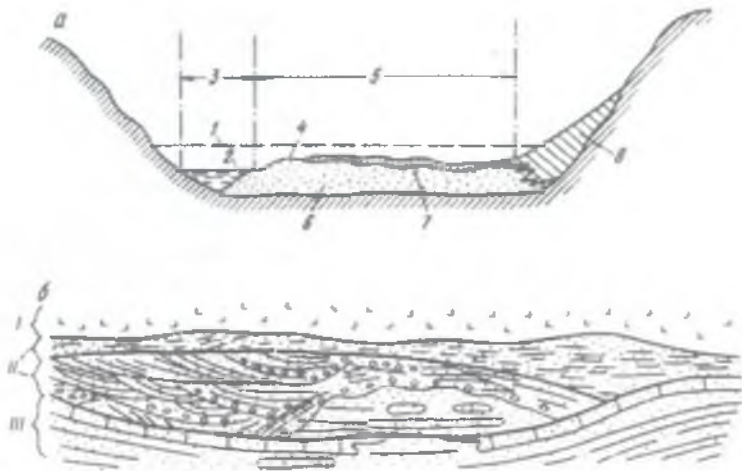


Рис. 5.15. Річкові акумулятивні форми.

а будова річкової заплави: 1 – високий горизонт; 2 – межень; 3 – русло; 4 – руслова мілина; 5 – заплава; 6 – русловий алювій; 7 – заплавний алювій; 8 – делювій.

б – верствуватість відкладів: I – суглинки; II – алювій; III – піски та пісковики.

Елементи рельєфу заплав певною мірою визначають характер відкладів. Встановлено, що річковий алювій складається з двох верств: нижньої, або *руслової*, і верхньої, або *заплавної*. Русловий алювій представлений серією піщаних або галечникових лінз, а заплавний складений здебільшого глинами і піщанистими глинами, з поодинокими лінзами пісків, які відкладаються під час повеней. Ці дві верстви відрізняються не тільки за літологічним складом, але й за характером залягання. В русловому алювії окремі піщані лінзи зрізають одна одну і характеризуються своїм власним типом косої верствуватості та текстури. Тут спостерігається закономірне занурення осадків зверху донизу, що призводить до розташування галечників з прошарками піску в нижній частині розрізу верстви (рис. 5.15, б).

Заплавний алювій залягає майже горизонтально. Для нього характерні прошарки та лінзи торфів і вугілля.

Другим важливим елементом рельєфу річкових долин є *надзаплавні тераси*, які складаються з уступу, бровки, терасоподібної площадки та тилового шва (рис. 5.16, а). За співвідношенням алювіальних та корінних порід тераси поділяються на акумулятивні (тераси накопичення), ерозійні (тераси розмивання) і цокольні, або змішані (рис.5.16, б).

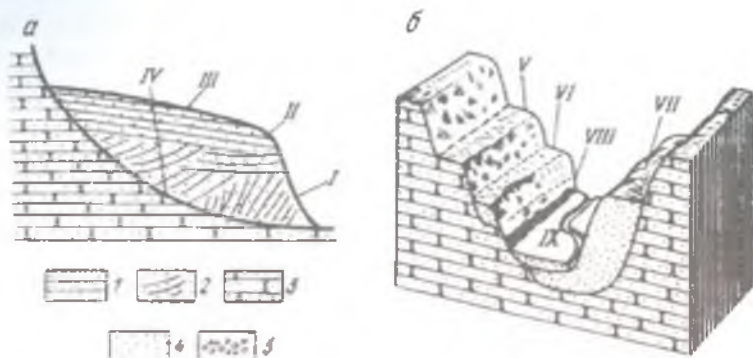


Рис. 5.16. Будова надзаплавних терас.

а - будова тераси; б - типи надзаплавних терас: 1 - заплавний алювій; 2 - русловий алювій; 3 - пісковики в корінному заляганні; 5 - осипи.

I - уступ; II - бровка; III - терасова площадка; IV - тиловий шов тераси; V - ерозійна; VI - цокольна; VII - акумулятивна; VIII - цоколь; IX - заплава

До *акумулятивних* терас відносять такі, в яких увесь терасоподібний уступ складений алювіальними відкладами, а потужність алювію більша від відносної висоти їх над рівнем ріки.

Ерозійні тераси, на відміну від акумулятивних, майже повністю складені корінними породами, на площадці таких терас алювій відсутній, або утворює дуже тонкий покрив. Ці тераси формуються при переважанні процесу ерозії над процесом акумуляції впродовж розвитку ріки.

Цокольними терасами вважаються такі тераси, нижні частини уступів яких складені корінними породами, а верхні – алювіальними відкладами. Потужність останніх не перевищує висоти самих уступів.

Важливе місце серед акумулятивних форм рік належить гирловим частинам, тобто місцям впадіння ріки в морський, озерний або океанічний басейн. Такі місця характеризуються особливими фізико-хімічними та динамічними умовами, відмінними від умов як морського басейну, так і ріки. Саме тут відбувається різке зменшення швидкості течії ріки, що призводить до швидкого відкладення великої кількості уламкового матеріалу, який приноситься рікою. Окрім цього, внаслідок змішування солоної морської та прісної річкової вод відбувається коагуляція колоїдних часток. Все це разом обумовлює швидке накопичення осадового матеріалу. Проте, морські хвилі і припливно-відпливні явища призводять до вносу принесеного рікою матеріалу у відкритий басейн. Залежно від співвідношення кількості матеріалу, який накопичується в гирлах рік та вносився у відкриті водні басейни, гирлові частини рік поділяються на два типи – дельти та естуарії (рис. 5.17).

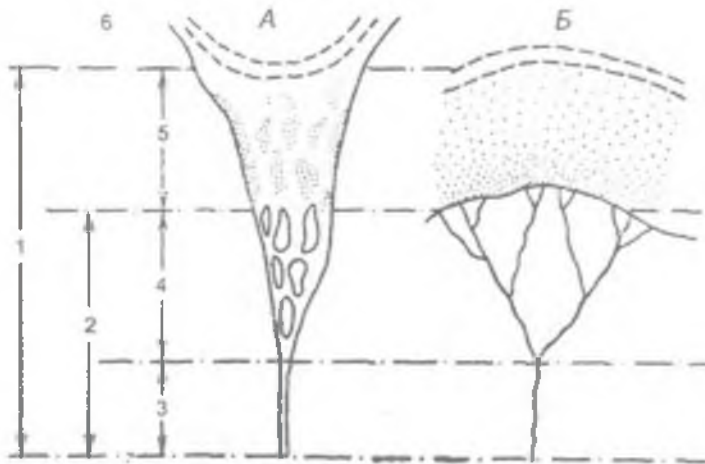


Рис. 5.17. Гирлові частини рік (за М.В.Самойловим).

А – естуарій, Б – дельта; 1 – гирлова область, 2 – приморська ділянка ріки; 3 – пригирлова ділянка ріки; 4 – гирлова ділянка ріки; 5 – передгірлове морське узбережжя; 6 – передгірлова частина моря

Дельта – це ділянка узбережжя, складена алювіальними відкладами, яка являє собою рівнину слабо нахилену у бік моря та

порізану рукавами русла ріки. Гирла у вигляді дельт характерні для таких рік як Дунай, Волга, Міссісіпі, Нева, Ніл та інші.

Дельти утворюються в тих випадках, коли припливно-відпливні явища та течії в морських басейнах настільки незначні, що не в змозі перерозподілити принесений у великій кількості рікою уламковий матеріал, тобто коли накопичення матеріалу в гирлі переважає його винос у відкритий басейн. Окрім цього, їх виникнення може бути також спричинене незначним підняттям цієї ділянки земної кори або ж пониженням базису ерозії. В таких випадках відбувається інтенсивне накопичення матеріалу в гирлі ріки та прилеглий частині басейну, що призводить до утворення широкого конусу виносу. В результаті цього гирла ріки загачуються уламковим матеріалом настільки, що не в змозі пропускати всю кількість річкової води. Вода, шукаючи виходу, розмиває в окремих місцях наноси та береги, що призводить до утворення численних рукавів та приток. Як результат в напрямку до моря поступово утворюється тераса з алювіальних відкладів, яка перетинається окремими рукавами ріки. Ця тераса власне і є дельтою.

Алювіальні відклади дельт здебільшого представлені галечниками, пісками, глинами і дуже рідко карбонатними осадами, і утворюють три горизонти: верхній, складений горизонтальними або з незначним нахилом у бік моря верствами грубоуламкового матеріалу; середній, представлений тонкозернистим матеріалом з характерною косою верствуватістю, нахиленою у бік моря; нижній – горизонтально-верствуватий, в будові якого беруть участь піщано-глинисті відклади.

Естуарії – це лійкоподібні затоки, які утворюються в результаті затоплення та розширення гирла великих рік при сумісній дії на його берег процесів абразії та припливно-відпливних течій. Прикладом рік, які закінчуються естуаріями є Дніпро, Дністер, Південний Буг, Ельба, Конго, Амазонка та інші. Естуарії утворюються на ділянках земної кори, які в недалекому минулому підлягали опусканню. В таких випадках долини рік затоплюються водою і ріки з'єднуються з кінцевим басейном вузькою затокою, а свідченням того, що ця територія колись була суходолом, є річкові тераси, які зберігаються на дні естуаріїв. У випадку, коли

швидкість опускання ділянки земної кори, на якій знаходиться естуарій, і швидкість накопичення відкладів у самому естуарії вирівнюються, відбувається замулення останніх, і в їх межах утворюються мілини, які при подальшому надходженні уламкового матеріалу перетворюються на острови. Ці процеси призводять до розділення естуаріїв на окремі водоймища, які дістали назву *лиманів*.

Вивчення діяльності рік має велике теоретичне значення. Склад алювію, кількість древніх надзаплавних терас і зміна їхньої висоти вздовж долини ріки дають можливість відтворити історію геологічного розвитку району, характер молодих тектонічних рухів, а також реконструювати палеоклімат і палеогеографію. Відносне перевищення надзаплавних терас однієї над іншою і над дном долини ріки, глибина урізу на різних стадіях розвитку останньої, є ознаками інтенсивності рухів земної кори. Саме закладення річкових долин, здебільшого, є наслідком тектонічної активності території, так як ріки, в більшості випадків, приурочені до послаблених зон земної кори, якими є зони розломів. Разом з тим слід зазначити, що ріки є головними постачальниками осадового матеріалу у Світовий океан.

Запитання для самоперевірки

1. Що таке поверхневі води ?
2. Які відклади утворюються внаслідок площинного стоку вод ?
3. Охарактеризуйте схему утворення дельтовію.
4. Яку геологічну роботу виконують води тимчасових і постійних потоків ?
5. Як відбувається утворення ярів ?
6. Що таке базис ерозії, донна ерозія і бокова ерозія ?
7. Що таке твердий стік рік ?
8. Які відклади утворюються внаслідок геологічної діяльності рік ?
9. Охарактеризуйте типи терас.
10. За яких умов утворюються дельти і естуарії ?

5.2.5. Геологічна діяльність підземних вод

До підземних вод відносяться всі природні води, які знаходяться в рухомому стані нижче поверхні Землі. Вони безпосередньо пов'язані з водою атмосфери та водами океанів, морів, озер і рік. В природних умовах відбувається безперервна взаємодія цих вод, що обумовлює так званий гідрологічний кругообіг (рис. 5.18). Умовно кругообіг починається з випаровування води на поверхні океанів, морів і надходження вологи в атмосферу. Частина водяної пари, яка збирається над океанами, конденсується та випадає у вигляді атмосферних опадів над самими океанами, формуючи таким чином так званий малий кругообіг води в природі. Разом з тим, відбувається водообмін між океанами та суходолом, коли значна частина вологи з океану переноситься повітряними течіями на материки, де за сприятливих умов вона конденсується і випадає у вигляді атмосферних опадів (рис. 5.18). Так відбувається формування великого кругообігу, при якому більша частина опадів, що випадають на материках, стікаючи по поверхні і через ріки знову попадає в океан. Друга частина опадів просочується у гірські породи і поповнює підземні води, утворюючи підземний стік, а частина знову випаровується в атмосферу.

Виходячи із зазначеного можна зробити висновок, що атмосферні опади, які випадають на поверхню Землі розподіляються за наступною схемою: випаровування, поверхневий стік, просочування (інфільтрація) і підземний стік. Характер співвідношення між цими явищами залежить від конкретних природних умов: рельєфу, температури повітря, рослинності, водопроникності гірських порід, інтенсивності розвитку річкової та яружно-балочної мережі, тощо. В межах великого кругообігу на материках розрізняють внутрішній, або внутрішньоконтинентальний, кругообіг, який неодноразово повторюється, суттєво збільшуючи кількість атмосферних опадів, що потрапляють на суходіл та поповнюють підземні води.

Об'єми води, які містяться в гірських породах, залежать від їхніх **водоколекторських властивостей**, а останні, в свою чергу, визначаються пористістю та тріщинуватістю самих порід.



Рис. 5.18. Кругообіг води в природі.

Породи-колектори (лат. "колектор" – *цей, що збирає*) за характером порожнин поділяються на наступні категорії:

- **гранулярні** (лат. "гранулум" – *зернятко*) або пухкі зернисті породи, до яких відносяться піски, гравій, галечники;
- **тріщинуваті** скельні породи з відкритими тріщинами та тріщинними порожнинами;
- **тріщинуваті** та **тріщинно-карстові** породи.

Виходячи із наведеної класифікації, підземні води можуть заповнювати пори між окремими зернами осадових порід, дрібні та великі тріщини, зони тектонічних розломів і карстові порожнини. Залежно від об'єму, який займають пори або тріщини в гірських породах, останні пропускають певну кількість води. За ступенем проникності води всі породи діляться на три групи: водопроникні та відносно водопроникні або водостійкі, водонепроникні.

До *водопроникних* порід відносяться піски, гравій, галечник, тріщинуваті пісковики, конгломерати, а також закарстовані пісковики, доломіти та інші розчинні породи.

Водопроникність порід зумовлена наявністю пористості, або відкритої тріщинуватості, що забезпечує вільний рух води.

Під пористістю порід розуміють відношення об'єму пор в даному зразку породи до об'єму всього зразка.

Показник пористості розраховується за формулою: $n = \frac{V_n}{V}$;

або в процентах $n = \frac{V_n}{V} \times 100$, де n – пористість порід; V_n – об'єм пор в зразку породи; V – об'єм зразка. Проте, не завжди висока пористість забезпечує вільне проходження води. Так, наприклад, глини, пористість яких іноді досягає 50-60%, є практично водонепроникні. Це пояснюється тим, що пори в глинах надзвичайно тонкі (субкапіляри), і рух води в них зазнає великого опору. Звичайні піски з пористістю 30-35% дуже добре пропускають воду, що зумовлене великим розміром пор. Слід зазначити, що чим більші зерна, якими складена порода, тим більша її водопроникність. Відповідно, водопроникність пухких уламкових порід залежить не лише від кількості пор, а й від розмірів та форми зерен, які її складають і від щільності їх упаковки. Різні за розмірами та кутасті зерна, які не щільно прилягають одне до одного, сприяють підвищенню пористості і, відповідно, водопроникності, а дрібні зерна, добре обкатані утворюють щільну упаковку з тонкими порами.

Від складу пухких гірських порід залежить і їхня вологоємність, тобто властивість вмещувати та утримувати в собі певну кількість води. Розрізняють *повну вологосмікність*, коли вода заповнює всі пори, включаючи і тонкі капілярні, та *максимальну молекулярну вологоємність*, яка характеризується кількістю води, що утримується в породі силами молекулярного зчеплення після того, як вся гравітаційна вода стікає з породи. Різницю між повною та максимальною молекулярною вологоємністю називають *водовіддачею* гірської породи. На практиці застосовується питома водовіддача, що дорівнює кількості вільної води, яку мо-

жна отримати з 1 м³ породи. Найбільшою водовіддачею володіють грубоуламкові породи, такі як піски, гравій, галечник, а найнижчою – глини та важкі суглинки.

Водопроникність тріщинуватих порід залежить від розмірів та характеру тріщин.

Підземні води, які рухаються по порах пухких порід, називаються *поровими*, а по тріщинах – *тріщинними*. У випадку, коли окрім тріщин в гірських породах мають місце також карстові порожнини, підземні води, що циркулюють по них, називаються *тріщинно-карстовими*, або *карстовими*.

Залежно від стану, в якому вода знаходиться в гірських породах, розрізняють наступні її види: вода у вигляді пари, гігроскопічна вода, капілярна, крапельнорідка (вільна), вода у твердому стані та кристалізаційна.

Вода у вигляді пари міститься у повітрі, яке займає вільні від рідкої води пори та тріщини в гірських породах. Вона знаходиться в динамічній рівновазі з іншими видами води та з парами води в атмосфері. За певних умов пароподібна вода конденсується.

Гігроскопічна вода утворюється у тому випадку, коли молекули пароподібної води адсорбуються на поверхні мінеральних зерен гірських порід. Така вода покриває зерна, або частинки породи одномолекулярною тонкою плівкою і міцно утримується на їхніх поверхнях завдяки молекулярним та електричним силами і може бути вивільнена при нагріванні до температури не меншої ніж 105-110°C.

Плівкова вода утворює навколо частинок гірської породи і поверх гігроскопічної води плівку з декількох шарів молекул. Вона може переміщуватися від однієї частинки до іншої. У випадку, коли товщина плівок у сусідніх частинок більша, відбувається поступове переміщення води від частинок з більшою товщиною плівки до частинок з тоншою. Цей процес триває до тих пір, поки товщина плівок не вирівняється.

Слід зазначити, що як гігроскопічна, так і плівкова вода, здебільшого, характерні для глинистих порід і дуже рідко присутні в піщаних породах.

Капілярна вода – заповнює частково або повністю тонкі пори та тріщини і утримується в них за рахунок сил поверхневого натягування. Ця вода піднімається по тонких капілярах знизу догори від рівня дзеркала підземних вод. Висота капілярного піднімання залежить від розмірів пор. Чим менші пори, тим вища висота водного стовпа. В суглинках вона може досягати 2 метрів і більше, а в грубозернистих пісках не перевищує декількох сантиметрів.

Крапельнорідка, або вільна гравітаційна вода характеризується властивістю вільно переміщуватися по порах, тріщинах та інших порожнинах гірських порід під впливом сили тяжіння. Виділяють воду, яка, заповнюючи пори та тріщини в гірських породах, утворює горизонти підземних вод, та воду, що просочується зверху донизу в зоні аерації (франц. "aération" – повітря), розташованій вище дзеркала підземних вод і представленій приповерхневим шаром гірських порід, де вільно циркулює повітря.

Вода у твердому стані, тобто у вигляді льоду, присутня в гірських породах, які поширені в кліматичних зонах з від'ємною температурою. Лід може бути у вигляді дрібних кристалів, тонких плівок, або утворювати прошарки.

Кристалізаційна вода – це вода, яка входить до складу цілої низки мінералів і бере участь у будові їх кристалічних ґраток. Прикладом може бути гіпс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), до складу якого входить дві молекули води.

За походженням всі підземні води діляться на декілька типів: інфільтраційні, конденсаційні, седиментогенні та "ювенільні" або магматогенні.

Інфільтраційні підземні води утворюються в результаті просочування на глибину атмосферних опадів. Вважається, що інфільтрація є основним джерелом поповнення запасів підземних вод.

Конденсаційні підземні води – це води, які утворюються в результаті конденсації водних парів, що знаходяться у повітрі, яке заповнює пори та порожнини в гірських породах і ґрунтах. На відміну від інфільтраційних вод, конденсаційні мають підпоряд-

коване значення в процесі поповнення кількісних запасів підземних вод.

Седиментогенні підземні води – це води, які збереглися в морських осадових відкладах, куди вони потрапили під час формування останніх.

Морська вода з розчиненими в ній солями насичує мулисті відклади, що постійно накопичуються на дні моря. В процесі прогинання земної кори та подальшого осадконагромадження і діагенезу внаслідок збільшення тиску вода, яка знаходиться в мулистих осадах поступово вичавлюється догори і накопичується в породах-колекторах. Сприятливі умови для формування седиментогенних підземних вод виникають на великих глибинах (декілька кілометрів) внаслідок перекриття алеврито-глинистих та піщанистих відкладів потужними товщами водостійких та слабо водопроникних порід.

“Ювенільні” або магматогенні підземні води утворюються в процесі конденсації газоподібних продуктів, які виділяються у великих кількостях при застиганні магми. Нарівні з іншими газами ці продукти містять велику кількість водяної пари, яка в області низьких температур, конденсується і переходить у крапельно-рідкий стан. Разом з тим, водяна пара, яка виділяється з магми на глибині, по тектонічних розломах може підніматися на поверхню і змішуватися з водами інфільтраційного походження. З другого боку, інфільтраційні підземні води при сприятливих умовах можуть проникати на великі глибини і там змішуватися з газами та іншими розчинами, змінюючи свій первинний склад. Таким чином, виникають змішані води, які відрізняються від “ювенільних” або інфільтраційних за хімічним складом.

Залежно від умов залягання всі підземні води діляться на три типи: верховодка, ґрунтові води та напірні міжпластові, або артезіанські, води.

Верховодкою називають підземні води, які залягають на невеликих від поверхні землі глибинах, у межах зони аерації. Вони характеризуються обмеженим поширенням, відсутністю регіонального водотриву та періодичністю існування. Такі води накопичуються на поверхні невеликих за розмірами лінз водостійких та

напівпроникних порід (рис. 5.19). Потужність верховодки складає 0,5-1,0 м, рідко 2-3 м, і її рівень залежить від кліматичних умов та їх змін. Враховуючи, що води верховодки належать до інфільтраційних, найбільшій потужності вони досягають весною та осінню, в період максимального випадання атмосферних опадів. При незначній кількості останніх верховодка може зникати зовсім.

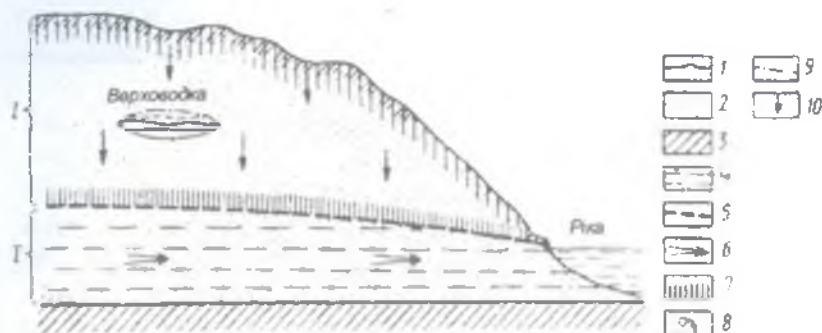


Рис. 5.19. Схема розташування ґрунтових вод і верховодки в масиві гірських порід

1 – зона аерації; 2 – зона насичення; 1 – поверхневі та капілярно-підвишені води; 2 – щільні водонепроникні породи; 3 – водонепроникні породи; 4 – ґрунтові води; 5 – рівень ґрунтових вод; 6 – напрямок руху ґрунтових вод; 7 – капілярно-піднята вода; 8 – низхідні джерела; 9 – рівень верховодки; 10 – напрямок інфільтрації вод

Ґрунтові води, на відміну від верховодки, користуються значним поширенням. Це води першого від поверхні землі водоносного горизонту, який залягає на першому від поверхні водотриві (рис. 5.19). Вони можуть накопичуватися як у пухких пористих, так і тріщинуватих твердих гірських породах. Відсутність водостійкої покрівлі сприяє їхньому живленню на всій площі поширення, тобто область живлення ґрунтових вод співпадає з областю їх поширення.

Елементами горизонтів ґрунтових вод є дзеркало ґрунтових вод та водотривке ложе. Під **дзеркалом ґрунтових вод** слід розуміти верхню межу поширення води в розрізі водоносного горизонту.

нту, а *водотривке ложе* – це водонепроникні породи, які підстилають водоносний горизонт. Породи насичені водою називаються *водоносним шаром*, або *водоносним горизонтом*. Потужність водоносного горизонту – це відстань від дзеркала ґрунтових вод до водотривкого ложа. Ґрунтові води за своїми гідравлічними особливостями належать до безнапірних. Рівень ґрунтових вод залежить від метеорологічних умов і кількості атмосферних опадів. До дзеркала водоносного горизонту примикає так звана капілярна облямівка, в межах якої пори породи частково заповнені водою.

Усі ґрунтові води знаходяться в безперервному русі, який підпорядковується силі тяжіння та проявляється у вигляді потоків, що циркулюють по сполучених порах або тріщинах. Враховуючи, що дзеркало ґрунтових вод в деякій мірі повторює форми рельєфу поверхні, підземні води рухаються від підвищених ділянок, якими можуть бути вододіли, до понижених, тобто до ярів, річок, озер, морів, тощо. В межах останніх відбувається так зване розвантаження ґрунтових вод у вигляді дренажних джерел або прихованим субаквальним розосередженим способом, під водами русел, річок, на дні озер і морів. Такі області називаються *областями розвантаження*, або *дренування* (франц. "дренаж" – *стік*) водоносних горизонтів. Потік ґрунтових вод направлений до місця дренування, утворює криволінійну поверхню, яка називається *депресійною* (рис. 5.20), а сам процес руху води називається *фільтрацією*. Остання залежить від нахилу дзеркала ґрунтових вод, гідравлічного (напірного) градієнта, а також від водопроникних властивостей гірських порід.

Розрізняють два види руху ґрунтових вод: ламінарний та турбулентний. *Ламінарний рух* – це рух у вигляді окремих струменів ґрунтових вод через відносно малі пори та незначні за розмірами тріщини. *Турбулентний рух* характерний для грубоуламкових (галечники), а також сильно тріщинуватих і закарстованих гірських порід, в яких значні за розмірами порожнини дозволяють проходженню значної кількості води за відносно короткий час з великою швидкістю. *Швидкість руху води (S)*, за лінійним законом А.Дарсі пропорційна коефіцієнту проникності (K) та гід-

равлічному градієнту (J) і визначається за формулою $S=R \cdot J$, де

$$J = \frac{h}{e} \quad (h - \text{різниця висот; } e - \text{пройдена відстань}).$$

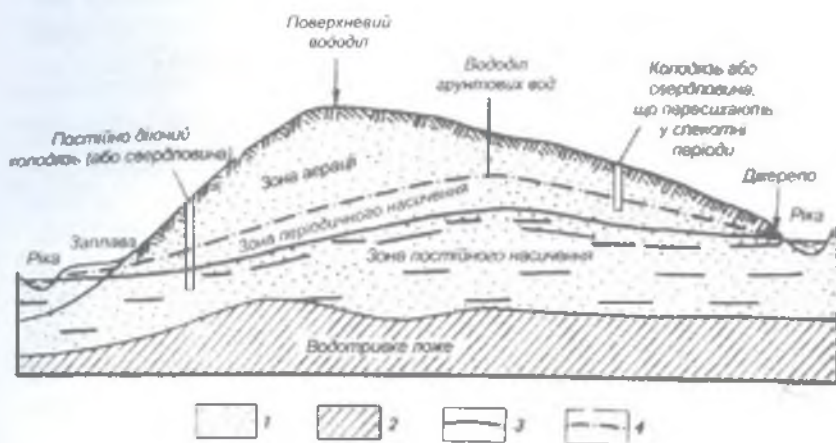


Рис. 5.20. Схема залягання та руху ґрунтових вод у вододільному масиві
1 – пісок; 2 – суглинок; 3 – мінімальний рівень ґрунтових вод; 4 – максимальний рівень ґрунтових вод.

Як видно з наведеної формули, швидкість руху ґрунтових вод залежить від коефіцієнта проникності, або коефіцієнта фільтрації, який, в свою чергу, залежить від гранулометричного складу уламкових гірських порід, або від ступеня їх тріщинуватості. Так, наприклад, у дрібнозернистих однорідних пісках швидкість води при незначному нахилі дзеркала ґрунтових вод може досягати 1-5 м/добу, в грубозернистих пісках ця величина зростає до 15-20 м/добу, а в галечниках і сильно тріщинуватих, або закарстованих породах – до 100 м/добу і більше.

Рівень, якість та кількість ґрунтових вод з часом змінюються і знаходяться в безпосередній залежності від зміни зовнішніх гідрометеорологічних умов, але разом з тим вони тісно пов'язані з загальним водним режимом Землі. Провідним фактором при цьому є кліматичний фактор і, зокрема, кількість атмосферних

опадів. У період випадання великої кількості останніх, рівень ґрунтових вод підвищується, а в період посухи, навпаки, понижується. В зв'язку з цим, коливання рівня має різко проявлений сезонний характер, що призводить до періодичного обводнення або осушення деяких верств порід. Таким чином, від земної поверхні до водотривкого ложа формується три чітко виражених зони, які відрізняються характером обводнення.

Перша від поверхні зона – це зона аерації, яка не заповнюється водою, але є своєрідним “ситом”, через яке атмосферні опади проникають в зони, що залягають нижче. *Друга* зона – це зона періодичного насичення водою. Вона розташована між мінімальним рівнем підземних вод у посушливі періоди та найвищим рівнем, який встановлюється в багатоводні періоди. Ця зона періодично обводнюється та осушується. *Третя* зона, або зона повного насичення, розташована між водотривом і найнижчим рівнем ґрунтових вод (рис. 5.20) та характеризується постійним обводненням.

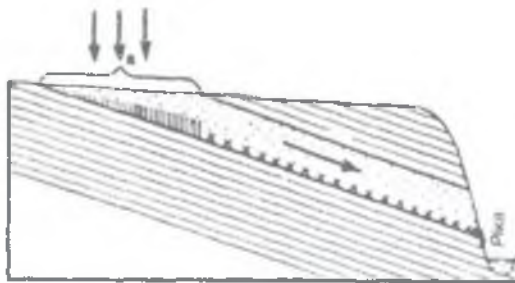


Рис. 5.21. Схема залягання міжпластових безнапірних вод.

1 – водонепроникні породи; 2 – водопроникні породи; 3 – ґрунтові води; 4 – міжпластові води; 5 – область живлення; 6 – низхідне джерело.

Окрім ґрунтових вод в земній корі мають місце також *безнапірні міжпластові води*, які відрізняються від перших тим, що знаходяться між двома водостійкими верствами (рис. 5.21). Живлення таких горизонтів відбувається не по всій площі поширення водоносного шару, а лише в міс-

ці виходу останнього на поверхню. Здебільшого такі води користуються розвитком в районах з розчленованим рельєфом і залягають вище базису ерозії. Вони не заповнюють повністю водоно-

сного шару, не досягають водогривкої покрівлі і характеризуються вільною ненапірною поверхнею. Завдяки розкриттю водоносних та водотривких контактів на схилах ярів та долин рік такі води утворюють джерела і таким чином набувають проточних властивостей, а їх переміщення підпорядковується законам тяжіння.

Особливе місце серед підземних вод належить *напірним*, або *артезіанським водам*, які залягають між двома водотривкими верствами гірських порід нижче від базису ерозії.

Найсприятливішими для формування напірних вод є різноманітні прогини та западини в земній корі, а також райони з моноклінальним заляганням гірських порід. У першому випадку водоносні верстви прогнуті у вигляді мульди і областю живлення підземних вод є ділянки виходу на поверхню водоносного шару (рис. 5.22). Атмосферні опади, які проникають у водопроникні верстви шляхом інфільтрації та рухаються до середньої частини

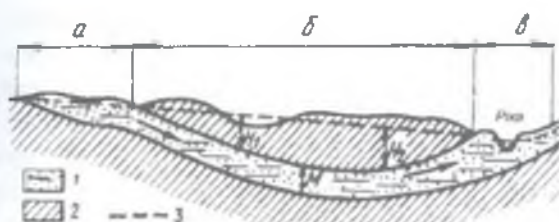


Рис. 5.22. Схеми будови артезіанських басейнів при мульдоподібному заляганні порід

а - область живлення; б - область напору; в - область розвантаження. $H_{1,2}$ - висота напору. M - потужність артезіанського пласта.

1 - водоносні породи; 2 - водотривкі породи; 3 - езометричні рівні водоносних горизонтів.

мульди, заповнюють весь водоносний шар, знаходячись під впливом гідростатичного тиску. Якщо викопати колодязь або пробурити свердловину до водоносної верстви, підземна вода, яка знаходиться під тиском, після її

розкриття підніметься на певну висоту. Величина останньої залежить від висоти розташування області живлення по відношенню до рівня розкриття водоносного шару, а напірний рівень, тобто рівень, який визначає висоту, на яку піднялася вода в даному місці і вище якого вона вже піднятися не зможе, називається

п'єзометричним рівнем. Він характеризується абсолютною відміткою, тобто висотою відносно рівня моря.

Підземні води можуть характеризуватися наявністю гідростатичного напору і у випадку моноклінального залягання гірських порід. Це можливе при фаціальному заміщенні проникних порід водостійкими. Вода, яка поступає з області живлення у водопроникні породи, переміщуючись по падінню верстви, досягає глин, які відіграють роль водотриву, при цьому вона накопичується у водоносному шарі під впливом гідростатичного тиску і набуває напірних властивостей. Якщо розкрити такий водоносний шар гірничою виробкою (колодязем або свердловиною), вода підніметься приблизно до висоти області живлення. Подібне накопичення напірних вод також можливе в районах розвитку тектонічних скидів, коли по площині зміщення водоносні верстви перегороджуються водотривкими породами (рис. 5.23).

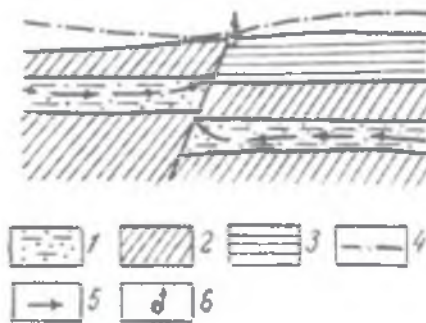


Рис. 5.23. Схема екранування напірного водоносного горизонту при тектонічному підкиді

1 - водоносні породи; 2 - водотривкі породи; 3 - відносно водотривкі породи; 4 - п'єзометричний рівень; 5 - напрямок руху артезіанських вод; 6 - висхідне джерело

Режим артезіанських вод у порівнянні з ґрунтовими характеризується більшою стабільністю. Це пояснюється тим, що п'єзометричний рівень мало залежить від кліматичних сезонних коливань.

Дренаж (розвантаження) різних типів підземних вод відбувається через низхідні, висхідні, ерозійні, субмаринні джерела, або шляхом штучного розкриття водоносних горизонтів свердловинами та колодязя-

ми (рис. 5.24).

Джерела - це природні виходи підземних вод на денну поверхню приурочені, здебільшого, до долин рік, балок, ярів, які про-

різають водоносні горизонти, а також до берегів морів. Джерела, які живляться верховодкою та безнапірними міжпластовими ґрунтовими водами, називаються *низхідні*. Джерела, пов'язані з верховодкою, функціонують лише під час випадання та інфільтрації атмосферних опадів, а в посушливі періоди року вони пересихають. Більшість таких джерел приурочено до ерозійних урізів річкових долин і тому їх ще називають *ерозійними джерелами*. У випадку фільтраційної неоднорідності порід, що складають схили ярів, рік, балок, вода може стікати по контакту водоносного та водотривкого пластів, утворюючи *контакткові джерела*. При ярусній будові схилів можливий вихід на поверхню декількох низхідних контактних джерел, приурочених до підшви водоносних горизонтів. Здебільшого джерела являють собою поодинокі розрізнені виходи підземних вод, проте іноді зустрічаються також протяжні лінійні виходи вод контактвого типу.

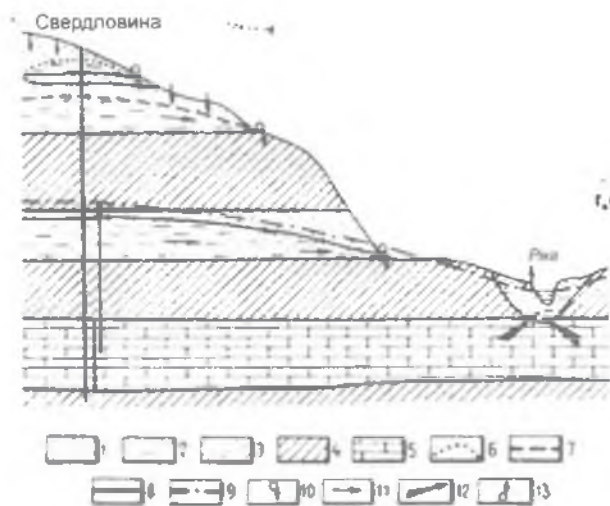


Рис. 5.24. Схематичний гідрогеологічний розріз частини річкової долини (за П. П. Климентовим).

1 – піски; 2 – піски водоносні; 3 – супіски; 4 – глини; 5 – тріщинуваті вапняки; 6 – рівень верховодки; 7 – рівень ґрунтових вод; 8 – рівень міжпластових безнапірних вод; 9 – рівень артезіанських вод; 10 – низхідні джерела; 11 – напрямок руху безнапірних вод; 12 – оренаж артезіанських вод; 13 – висхідні джерела

Висхідні джерела – це джерела, які живляться напірними водами і завдячують своїм походженням гідростатичному тиску. Їхні виходи приурочені до країв областей артезіанських басейнів, або зон розвитку тектонічних порушень, де спостерігаються у вигляді фонтануючих струменів води. Це можуть бути ерозійні джерела напірних вод, або джерела, що проклали собі шлях через відносно слабопроникні відклади, які перекривають водоносний горизонт.

На дні багатьох морів, особливо в області шельфу та континентального схилу, також поширені висхідні струмені підземних вод, які називаються *субмаринними джерелами*.

Всі джерела характеризуються здатністю видавати певну кількість води за одиницю часу, що називається *дебітом* джерел, який здебільшого вимірюють у літрах на добу (л/доб.). Дебіт низхідних джерел ґрунтових вод непостійний в часі і змінюється залежно від кліматичних умов. У сухі роки та місяці він зменшується, у вологі – збільшується. Найбільш широко поширені малота середньодебітні джерела з витратами води до 1 л/добу та 1-10 л/добу відповідно, високодебітні джерела з витратами води 10 і більше літрів на добу, здебільшого, приурочені до піщано-гравійно-галечникових відкладів та сильно тріщинуватих і закарстованих вапняків і, зазвичай, такі джерела дають початок рікам.

Вивчення джерел підземних вод та спостереження за їх режимом (змінюю дебіту і якості води в часі) має велике значення, так як дозволяє судити про *баланс* підземних вод на певній ділянці земної поверхні. Баланс залежить від притоку води у водоносний горизонт, тобто від інтенсивності живлення останнього та від витрат води. Приток води здійснюється наступними шляхами: 1) інфільтрації атмосферних опадів; 2) конденсації пари та проникнення конденсаційної води на глибину; 3) просочування води рік та поверхневих водоймищ у водоносні горизонти; 4) надходження седиментогенних вод в глибокі артезіанські горизонти.

Витрати води відбуваються через: 1) вихід води на поверхню землі, що призводить до виникнення джерел; 2) підземне живлення відкритих водоймищ та рік; 3) випаровування води, яка піднімається по капілярах до поверхні землі; 4) випаровування

через транспірацію, тобто через фізіологічний процес випаровування води рослинами: 5) штучний видобуток води людиною.

Природні води характеризуються властивістю розчиняти гірські породи, мінерали, гази та інші речовини. Навіть дощова вода буває не ідеально чистою. На шляху до поверхні землі вона поглинає пил, який знаходиться в повітрі у завислому стані та різні гази і випадає вже до деякої міри мінералізованою. Підземні води, рухаючись по порожнинах та порах гірських порід, взаємодіють з ними і також змінюють свій склад та властивості. Відбувається процес вилуговування деяких порід або мінералів, розчинення їх і збагачення мінеральними солями підземних вод. Таким чином, усі природні води в тій чи іншій мірі містять певну кількість розчинених в них солей, загальний вміст яких прийнято називати **загальною мінералізацією** води, яка вимірюється в г/л або мг/л.

Згідно з класифікацією, розробленою В.І. Вернадським, усі природні води за ступенем загальної мінералізації поділяються на чотири групи:

- **прісні**, з загальною мінералізацією до 1 г/л;
- **солонуваті**, мінералізація яких становить від 1 до 10 г/л;
- **солоні**, мінералізація яких коливається в межах від 10 до 50 г/л;
- **ропи**, або сильно мінералізовані води з загальною мінералізацією вище 50 г/л.

На практиці як питна вода використовуються прісні води з мінералізацією до 1 г/л; слабкосолонуваті води можуть використовуватися для централізованого водопостачання, а також для зрошення полів; солоні – для виготовлення мінеральних вод, а ропи використовуються виключно в медицині.

Загальний хімічний склад підземних вод визначається вмістом в них найбільш поширених у природі аніонів, таких як HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- та катіонів – Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ . Співвідношення зазначених шести іонів визначають основні властивості підземних вод – лужність, солоність та жорсткість (рис. 5.25). В залежності від аніонного складу розрізняють три типи води: 1) гідрокарбонатні; 2) сульфатні; 3) хлоридні та ряди гідрокарбонатно-

сульфатних, хлоридно-сульфатних і вод більш різноманітного складу. За співвідношенням з катіонами вони можуть бути кальцієвими, магнеєвими, натрієвими або змішаними кальцієво-магнеєвими, кальцієво-натрієвими, тощо. При характеристиці гідрохімічних типів води на перше місце ставляться аніони, які переважають у загальному складі води. Так, наприклад, прісні води, здебільшого, гідрокарбонатно-кальцієві, або гідрокарбонатно-кальцієво-магнеєві, а солонуваті – сульфатно-кальцієво-магнеєві.



Рис. 5.25. Подання хімічних елементів, які визначають властивості води.

У артезіанських басейнах має місце певна *вертикальна гідрогеохімічна зональність*, обумовлена різними гідродинамічними особливостями, вираженими через інтенсивність водообміну. Так, верхня зона, в якій відбувається інтенсивний водообмін характеризується відносно прісним складом води. Для середньої зони з уповільненим водообміном переважають солонуваті води кальцієво-натрієвого складу з мінералізацією до 4,5 г/л, а більш глибока третя зона, водообмін в якій дуже уповільнений, характеризується наявністю хлоридних вод, мінералізація яких досягає 250-300 г/л. У таких водоносних горизонтах окрім основних аніонів і катіонів, присутні також йод, бром, стронцій, літій та деякі радіоактивні елементи.

В природі, окрім вертикальної, існує і *широтна зональність ґрунтових вод*, обумовлена змінами кліматичних умов та характером розчленування рельєфу земної поверхні. Враховуючи зазначені фактори та особливості формування ґрунтових вод і їх

хімічний склад, виділяється дві широтних зони. *Перша* приурочена до районів північної частини півкулі Землі з гумідним кліматом та невисокими плюсовими середньорічними температурами. Це здебільшого води вилуговування та виносу солей, які формуються в умовах, що забезпечують перевагу підземного стоку над випаровуванням. При просуванні з півночі на південь змінюється глибина залягання ґрунтових вод і їх мінералізація від дуже прісних з мінералізацією 0,2-0,5 г/л, до прісних, мінералізація яких складає 0,5-1,0 г/л, і солоних у південних районах, де мінералізація перевищує 10 г/л.

Друга зона, або зона континентального засолення, приурочена до аридних (посушливих) областей – це сухі степи, напівпустелі та пустелі, де випадає незначна кількість атмосферних опадів і порівняно високі температури, що сприяють інтенсивному випаровуванню вологи. Відповідно такі зони характеризуються незначним підземним стоком та формуванням солонуватих і солоних вод, а в деяких випадках і ропи.

Особливе місце серед підземних вод посідають **мінеральні води**, до яких відносяться води з активними властивостями, що мають активний вплив на організм людини і використовуються з лікувальною метою. Вони можуть бути різними за температурою, мінералізацією та вмістом лікувальних хімічних компонентів. Серед них виділяються холодні води з температурою до 20 °С, теплі, або субтермальні, температура яких коливається в межах від 20 до 37 °С, термальні з температурою 37-42 °С та гарячі, або гідротермальні, температура яких вища 42 °С. За складом, властивостями та лікувальним значенням розрізняють декілька груп мінеральних вод, серед яких найбільш відомими є вуглекислі, сірководневі та радіоактивні води, що користуються широким застосуванням у медицині.

Підводячи ризику під короткою характеристикою загальних особливостей підземних вод слід зазначити, що вони займають дуже важливе місце в природі та житті людини, в зв'язку з чим ЮНЕСКО вважає однією з найважливіших проблем сьогодення забезпечення людства прісною водою, її охорону та раціональне використання. Проте, окрім дуже важливої функції забезпечення

життя на Землі, підземні води проводять також і велику геологічну роботу, яка проявляється в карстових та зсувних процесах.

Карст – це особливий процес розчинення, або вилуговування, тріщинуватих розчинних гірських порід підземними та поверхневими водами, в результаті якого на поверхні Землі утворюються різноманітні западини, а на глибині – порожнини, канали та печери.

До розчинних порід, які піддаються карстуванню належать солі, гіпси, вапняки, доломіти та крейдиані відклади. Відповідно з цим, розрізняють соляний, гіпсовий та карбонатний карст, а необхідною умовою його розвитку є:

- наявність розчинних порід;
- тріщинуватість порід, що забезпечує проникнення в них води;
- розчинна властивість води.

Залежно від форми проявлення розрізняють два типи карсту: поверхневий, або відкритий, та покритий карст. **Поверхневий карст** проявляється безпосередньо на поверхні землі, що призводить до суттєвих змін у рельєфі. До поверхневих карстових форм рельєфу відносяться:



Рис. 5.26. Карри і понори на нижньому плато Чатирдагу в Криму.

1) **карри**, які являють собою незначні заглиблення у вигляді вибоїн, промоїн та борозни глибиною від декількох сантиметрів до 1-2 м (рис. 5.26);

2) **понори**, якими називаються вертикальні, або похилі порожнини значної глибини, що поглинають поверхневі води;

3) **карстові вирви**, або лійки. Останні є найпоширенішими се-

ред зазначених форм і залежно від умов розвитку поділяються на:
 а) вирви поверхневого вилуговування, пов'язані з розчинною дією метеорних вод; б) вирви провальні, які утворюються внаслідок обвалення склепінь підземних карстових порожнин. Найбільшими за розмірами поверхневими карстовими формами є *карстові улоговини* (рис. 5.27), *колодязі* та *шахти*, глибина яких може досягати більше ніж 1000 м, а до найбільших підземних форм належать *карстові печери*, які являють собою систему горизонтальних або похилих розгалужених каналів з великими залами та гротами (рис. 5.28). На дні печер можуть бути озера, або протікати підземні потоки, які сприяють не тільки хімічному вивітрюванню шляхом вилуговування легкокорозійних порід, але й ерозії (розмивання) стінок каналів та печер. Наявність постійного потоку в печерах нерідко пов'язане з поглинанням вод поверхневого річкового стоку.



Рис. 5.27. Карстова улоговина Беште-кне в Криму.

Окрім руйнівної дії, підземні води сприяють також утворенню певних гірських порід і відкладів. Так, наприклад, у печерах можна виділити декілька генетичних типів відкладів: 1) нерозчинні продукти, або залишкові (після розчинення) утворення, які дістали назву *терра-росса* (червона земля); 2) обвальні накопичення, які є продуктами обвалення склепінь карстових порожнин; 3) алювіальні відклади, що утворюються підземними ріками; 4) озерні відклади; 5) хемогенні утворення, до яких належить вапняковий туф (*травертин*); 6) натічні форми, серед яких найбільш поширеними є *сталактити*, що ростуть від покрівлі печери до

низу, та *сталагміти*, які ростуть навпаки, знизу догори (рис. 5.29).

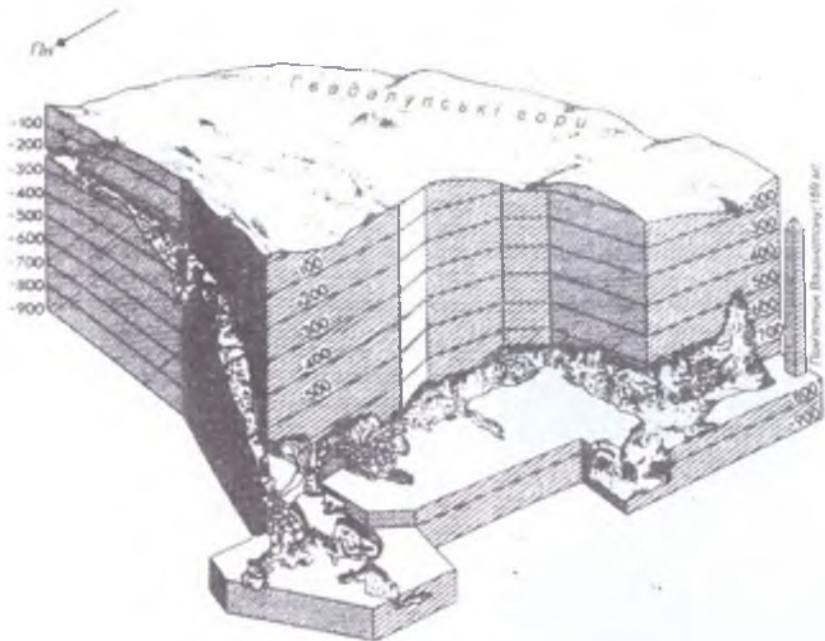


Рис. 5.28. Блок-діаграма Карлсбадської печери в штаті Нью-Мексико (за М.М.Світінгом).

Покритий карст відрізняється від поверхневого тим, що закарстовані утворення перекриваються нерозчинними або слабо розчинними гірськими породами. Форми поверхневого видуговування тут відсутні і процес відбувається на глибині. При формуванні покритого карсту здебільшого на поверхні утворюються карстові *суфозійні* тарілкоподібні форми, виражені в просіданні земної поверхні, а також неглибокі понори. На контакті із закарстованими породами відбувається процес переміщення матеріалу з порід які перекривають карст, у розгашовані нижче карстові порожнини і, таким чином, утворюються вирви просідання.

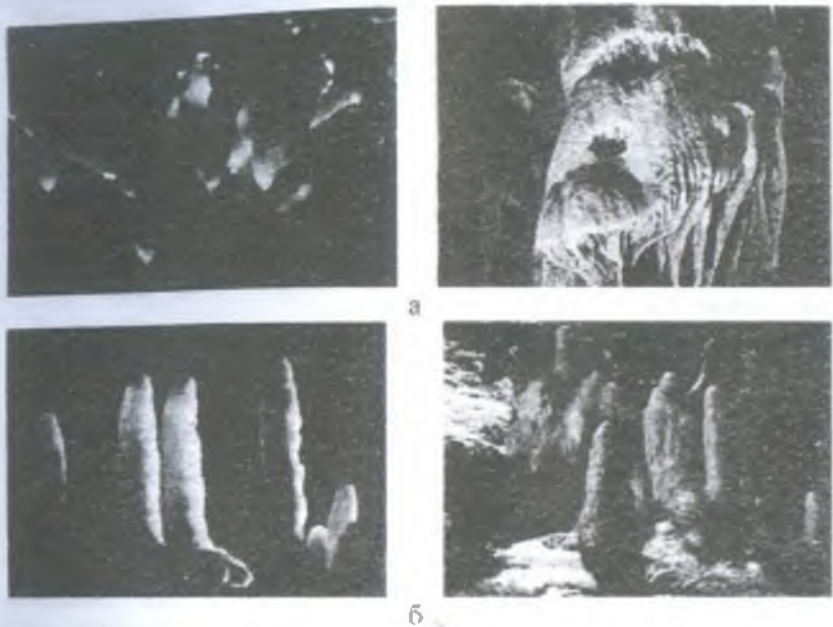


Рис. 5.29. Сталактити (а) і сталагміти (б) в Новоафонській печері на Кавказі.

Ступінь закарстованості масивів розчинних порід залежить від гідродинамічних умов. Враховуючи характер руху та режим підземних вод, Д.С.Соколов виділив декілька гідродинамічних зон (рис. 5.30): I – зона аерації, де інфільтраційні води, з якими пов'язано формування поверхневих карстових форм, характеризуються низхідним рухом; II – зона сезонного коливання рівня тріщинно-карстових вод, для якої характерні горизонтальне переміщення мас води при високому її рівні, та вертикальний рух, що спричиняє направлене вилуговування порід – при низькому рівні; III – зона повного насичення, яка знаходиться в сфері дії дренажу гідрографічної мережі, що прорізає масив порід, які піддаються карстуванню. Ця зона має найбільше значення при розвитку підземних карстових печер та каналів.

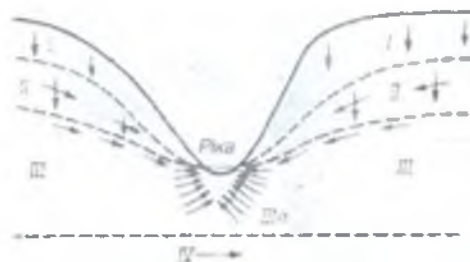


Рис. 5.30. Гідродинамічні зони в карстовому масиві (за Д.С.Соколовим)

I – зона аерації; II – зона сезонного коливання рівня підземних вод з періодичною зміною горизонтального і вертикального руху підземних вод; III – зона насичення водою, що знаходиться в сфері дренажу долини ріки; IIIa – сфера розвантаження підземних вод на дні долини; IV – зона глибокої циркуляції підземних вод поза дренажем гідрографічної мережі. Стрілки вказують напрямок руху води.

дження і ліквідації обводнення та затоплення останніх. При гіротехнічному будівництві карстові підземні канали можуть бути основною причиною витoku води з водосховищ. Окрім цього карстові явища можуть стати також причиною руйнування промислових та житлових споруд, у зв'язку з чим проектування будівництва останніх не може обійтися без спеціального вивчення карсту і є обов'язковою умовою при проведенні інженерно-геологічних досліджень в районах зведення новобудов.

З діяльністю підземних та поверхневих вод пов'язані також різноманітні змінення гірських порід до виникнення яких причетні сили гравітації. Підземні води, в даному випадку, відіграють основну роль при формуванні так званих *зсувних процесів*, основним проявом яких є формування зсувів.

Осуви – це відрив та переміщення по схилу великої маси гірських порід під впливом сили тяжіння. Найпростіший осув зображений на рисунку 5.31, де пунктиром показано первинне положення схилу та будова його одноактного осуви. Поверхня, по

Вивчення карсту має велике практичне значення при вирішенні цілої низки народногосподарських задач. Так, наприклад, неврахування карстових явищ при будівництві залізничних доріг може призвести до деформації. При розробці корисних копалин велике значення має правильна оцінка притоку потужних карстово-тріщинних вод у гірничі виробки, необхідна для попере-

якій відбувається відрив маси гірських порід та їх осування, називається **поверхнею ковзання**, породи, які осунулися, називаються **тілом осуву**, а місце поєднання тіла осуву з корінним уступом – **тиловим швом осуву**.

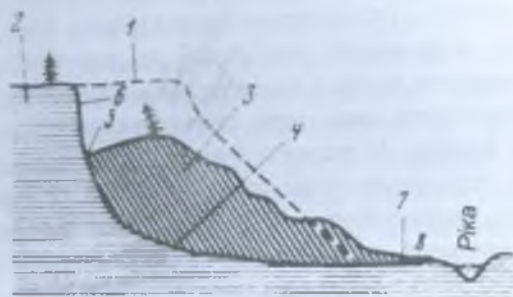


Рис. 5.31. Схема зсувного схилу

1 - первинне положення схилу; 2 - непорушений схил; 3 - осувне тіло; 4 - поверхня ковзання; 5 - тиловий шов; 6 - уступ; 7 - підшова осуву; 8 - джерело.

Вихід поверхні ковзання в нижній частині схилу називається **підшовою осуву**. В ряді випадків осуви характеризуються складною будовою. Вони можуть бути представлені серією блоків, зсунутих

донизу (рис. 5.32). Такі осуви ще називаються **деліапсивними** (лат. "деліапсу" – падіння, ковзання). Їх нижня частина здебільшого представлена роздробленими та перем'ятими, в результаті тиску розташованих вище блоків, які рухаються, породами. Ця частина осуву називається **детрузивною** (лат. "детрузіо" – зіткнення). Місцями під тиском осувних мас на прилеглих частинах річкових до-

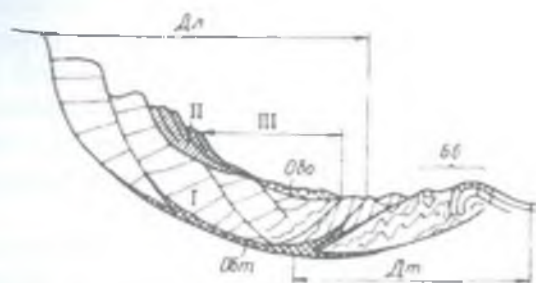


Рис. 5.32. Схема будови складного осуву (за С. В. Шанцером)

Дл - деліапсивна частина осуву; Дт - детрузивна частина осуву; Іп - горби випинання; Збт - осувні брекчії тертя; Вбз - відкладені осувні брекчії; І - осуви першого ступеню; ІІ - осуви другого ступеню; ІІІ - поточковий осув третього ступеню

лин утворюються горби випинання.

До основних факторів, які сприяють виникненню осувних процесів, належать: 1) значна крутизна берегових схилів та утворення тріщин бортового відриву; 2) підмивання берега рікою, або абразія моря, що збільшує напружений стан схилу та порушує існуючу рівновагу; 3) випадання великої кількості атмосферних опадів і збільшення ступеню обводнення порід схилів, як поверхневими, так і підземними водами; 4) вплив підземних вод, який визначається суфозією та гідродинамічним тиском; перша призводить до розпушування водоносного шару, що відповідно спричиняє осування розташованої вище частини схилу; другий проявляється при зміні рівня води в ріках при повенях, коли води рік інфільтруються в борти долин та піднімають рівень підземних вод. Спад паводкових вод у ріках відбувається відносно швидко в порівнянні з пониженням рівня підземних вод. В результаті такого розриву між рівнями річкових та підземних вод під впливом гідродинамічного тиску з боку останніх (підземних вод) відбувається видавлювання присхилової частини водоносного шару і, як наслідок, осування порід, які залягають вище.

До виникнення осувів може призвести також похиле заляганя верств гірських порід у бік моря або ріки, особливо якщо в складі товщі є глини, які під дією води та процесів вивітрювання набувають пластичних властивостей. Осуви гірських порід можуть бути також спричинені і діями людини. Це штучне підризання схилів, збільшення їхньої крутизни, додаткове навантаження на схили, спричинене будівництвом різних споруд, руйнування пляжів, тощо.

Таким чином, як впливає із зазначеного вище, серед численних факторів, які сприяють осувним процесам, головна роль належить підземним водам. Слід також зазначити, що осуви наносять велику шкоду народному господарству, в зв'язку з чим вивчення закономірностей їх виникнення має велике значення при розробці низки заходів, спрямованих на боротьбу з ними, а також при прогнозуванні їх розвитку.

Боротьба з осувними процесами може проводитися різними методами залежно від причин, які призводять до осувоутворення.

В окремих випадках це можуть бути заходи, спрямовані на виположування схилів, в інших – будівництво біля підніжжя схилів бетонних стін, заглиблених в непорушені корінні породи та засипання між стінкою і схилом піщано-гравійного матеріалу, який добре пропускає воду. Призначення піщано-гравійних перегородок полягає в тому, щоб вони перегороджували та відводили підземні води, що поступають зі схилів. При захисті берегів, які інтенсивно руйнуються та підмиваються рікою або морем, будуються так звані спрямовуючі греблі, хвилеломи, тощо. В районах, де головною причиною виникнення осувів є зволоження схилів поверхневими водами, застосовуються дренажні канали.

Запитання для самоперевірки

1. Охарактеризуйте генетичні типи підземних вод.
2. Як діляться підземні води за гідродинамічними характеристиками?
3. Наведіть хімічну характеристику підземних вод.
4. За яких умов утворюються артезіанські води?
5. Що таке карст і які існують поверхневі та глибинні карстові форми?
6. Охарактеризуйте механізм утворення каррів і каррових вирв.
7. Що таке осуви?
8. Охарактеризуйте фактори, що спричиняють осувоутворення

5.2.6. Геологічна діяльність льодовиків

Льодовики – це природні маси кристалічного льоду, які формуються на поверхні Землі в результаті накопичення та подальшого перетворення твердих атмосферних опадів (снігу). Необхідною умовою утворення льодовиків є поєднання низьких температур повітря з великою кількістю твердих атмосферних опадів, що має місце в холодних країнах вищих широт і на вершинних частинах гір.

Накопичення потужних товщ снігу та перетворення його в лід являє собою тривалий і складний процес, зумовлений дією різноманітних факторів.

При накопиченні снігу в області живлення відбувається його складне перетворення, пов'язане, по-перше, з дією сонячного проміння, по-друге, з сублімацією, і по-третє, із збільшенням тиску в нижній частині снігової товщі.

Під впливом сонячного проміння пухкий сніг з поверхні відтає і при цьому окремі сніжинки округлюються, а при зниженні температури вони знову набувають кутастої форми. Разом з тим, частина води, яка звільняється в процесі танення снігу, проникає на глибину снігового покриву і теж зумовлює оплавлення сніжнок. Такий процес повторюється при добових змінах температури та в кожній новій порції снігу, що випадає. Поступово пухкий сніг перетворюється в зернисту масу, яка називається *фірн*.

При перетворенні снігу на фірн і лід велике значення належить також процесам *сублімації (згону)*, тобто випаровування льоду з наступною кристалізацією утвореної водяної пари. Пружність пари в приповерхневій частині льоду залежить від температури, розмірів та форми кристалів. Над малими за розміром кристалами пружність пари більша, а над великими – менша. Це спричиняє переміщення пари від дрібних кристалів до великих та ріст останніх. Разом з тим при сублімації звільняється певна кількість тепла, завдяки якому відбувається поєднання окремих кристалів та укрупнення кристалічних зростків.

Важливе значення в процесі перетворення снігу на лід має також тиск. По мірі накопичення нових шарів снігу нижні шари зазнають тиску, який весь час зростає. Внаслідок цього відбувається ущільнення фірну, витискання з нього повітря, а також цементация окремих кристалічних зростків. У кінцевому результаті фірн перетворюється спочатку в білий фірновий лід, а згодом – на чистий прозорий блакитний *летчерний* лід, який і складає основну частину льодовиків.

Льодовики покривають майже 11% поверхні суходолу, а в полярних областях поширюються і на шельфову область морів.

Загальний об'єм криги, яка міститься в льодовиках, становить до 30 млн. км³.

Як зазначалось вище, для формування льодовиків необхідні наступні умови: низька середньорічна температура, велика кількість опадів у вигляді снігу, а також наявність у рельєфі похилих схилів і западин, захищених від сонця та вітру. Такі сприятливі умови для збереження стійкого снігового покриву протягом усього року характерні для районів з холодним кліматом і високогірних областей. Висоти, на яких відбувається формування льодовиків, залежать від географічної широти місцевості. Нижня межа снігового покриву або гіпсометричний рівень, нижче якого сніг влітку розтає, а вище зберігається, називається *сніговою лінією*, або сніговою межею. В цій зоні існує свосередня рівновага між кількістю снігу, що випадає та кількістю, яка встигає розтанути. Накопичення потужних товщ снігу та тривале його збереження можливе тільки вище снігової лінії. Найнижче гіпсометричне по-

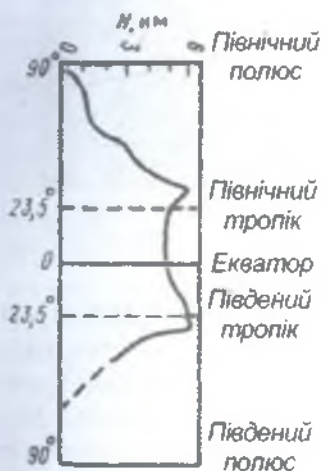


Рис. 5.33. Положення снігової лінії (H) в залежності від географічної широти місцевості.

ложення останньої, яке відповідає рівню океану, має місце в Антарктиді. При просуванні від полярних районів до екватора висота снігової лінії піднімається, досягаючи в горах тропічних зон максимальної величини 5-6 км (рис. 5.33).

Залежно від стадії розвитку, форми місця утворення та області живлення і стоку, льодовики поділяються на три типи: гірські, материкові та проміжні.

Гірськими льодовиками, або льодовиками альпійського типу, називаються порівняно малопотужні льодовики високогірних районів, приурочені до різноманітних депресивних форм рельєфу, якими є западини, долини рік, ущелини,

тощо. Такі льодовики присутні в Альпах, Гімалаях, на Тянь-

Шані, Памірі та Кавказі. Характерною їх особливістю є наявність чітко виражених областей живлення, тобто фірнових басейнів, у межах яких відбувається накопичення снігу та подальше його перетворення на фірн і лід.

Область живлення гірських льодовиків розташовується вище снігової лінії і приурочена до улоговин та западин, облямованих високими хребтами та вершинами. Рух льоду здійснюється лінійно по долинах, між крутими схилами яких повільно течуть крижані потоки або, як їх ще називають, язики.

Серед гірських льодовиків розрізняють: *долинні* – це найбільші льодовики цього типу, які формуються у високогірних частинах долин рік (рис. 5.34); *карові* – льодовики кріслоподібних заглиблень, малої потужності та без стоку (рис. 5.35); *висячі льодовики*, які розта-



Рис. 5.34. Долинний льодовик
а) область живлення; б) область стоку.



Рис. 5.35. Каровий льодовик.

шовуються в западинах на крутих гірських схилах, звідки витікають у вигляді коротких язиків, що висять над урвищами та періодично відколюються і зриваються вниз у вигляді лавин (рис. 5.36).

Материкові льодовики здебільшого формуються в полярних районах і розташовуються майже на рівні



Рис. 5.36. Висячий льодовик

центральною частиною (рис. 5.37). Прикладом таких льодовиків можуть бути льодовикові покриви Гренландії та Антарктиди, площа яких становить 2 і 14 млн. км² відповідно, а максимальна потужність криги досягає 3,3-3,6 км. У західній частині Антарктиди льодовик залягає безпосередньо на дні океану та окремих островах морів Расса і Уедделла, утворюючи таким чином так званий *шельфовий льодовик*. Періодично від шельфових льодовиків відколюються великі брили криги, які називаються *айсбергами*. Розміри таких брил досягають декількох кі-

морів. Зазвичай, вони займають великі території та характеризуються значною потужністю крижаного покриву. На відміну від льодовиків гірського типу, вони не мають чітко відокремленої області живлення та стоку, і їх форма не залежить від рельєфу ложа. Товщина криги така велика, що під нею ховаються всі нерівності рельєфу. Поверхня материкових льодовиків має форму опуклого щита з піднятою

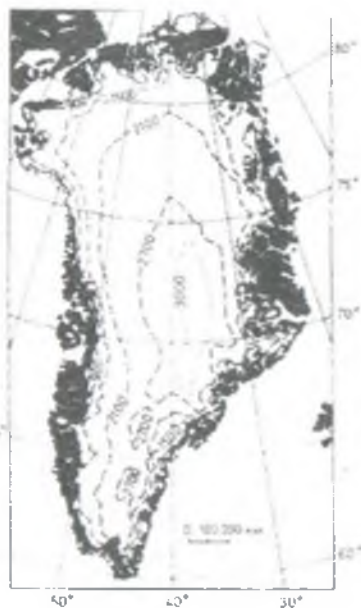


Рис. 5.37. Материковий льодовиковий щит Гренландії та ізогіси його поверхні

лометрів у довжину, а висота сягає 200 і більше метрів.

До льодовиків проміжного типу відносяться льодовики плоскогір'я, які утворюються в горах зі столоподібними або плескатоопуклими вершинами. Такі льодовики поширені на Скандинавському півострові і через те називаються льодовиками *скандинавського типу*. Вони характеризуються поєднанням деяких рис льодовиків перших двох типів. Внаслідок одноманітності рельєфу вони, як і материкові льодовики, залягають суцільним масивом на плоскогір'ях. Пересуваючись, проміжні льодовики використовують для стоку долини рік, ущелини та круті схили, що надає їм подібності до льодовиків гірського типу. За розмірами вони поступаються материковим льодовикам, але значно перевищують розміри льодовиків гірського типу. Площа льодовиків на Скандинавському півострові рідко перевищує декілька сот квадратних кілометрів при загальній площі льодовикового покриву Скандинавії 5000 км².

Однією з характерних особливостей льодовиків є властивість рухатися, "текти". Крига при певних умовах набуває пластичних властивостей і починає переміщуватися. Враховуючи, що ступінь проявлення пластичних деформацій залежить від температури та тиску, вони, в першу чергу, будуть проявлятися в нижніх горизонтах потужних мас глетчерного льоду фірнових басейнів, які знаходяться під великим тиском шарів криги та снігу, що залягають вище. Завдяки зазначеним особливостям глетчерний лід підніжжя льодовиків набуває властивостей текучості. Проте, незважаючи на пластичність, він також реагує на зміну напруги як тверде крихке тіло, що, відповідно, призводить до утворення тріщин. Все зазначене свідчить, що рух льодовика являє собою складний процес.

У гірських льодовиках, які формуються на похилих ділянках долин, під впливом сили тяжіння відбувається не тільки в'язкопластичний рух криги, але й ковзання її по своєму ложу. Окрім того, завдяки нерівностей у рельєфі або з інших причин льодовик розколюється на окремі великі брили і відбувається переміщення одних брил відносно інших шляхом ковзання по окремих площинах самих брил. Таким чином утворюються зеуви та насуви, що

призводять до формування складних лускувато-брилових льодовиків.

На відміну від гірських льодовиків, материкові льодовики рухаються насамперед завдяки пластичному "розтіканню" криги від центра до периферії льодовикового щита. Це спричинене тим, що в центральній частині щита знаходиться область живлення, де щорічне накопичення снігу перевищує кількість снігу, який підлягає таненню. Відповідно, в цій зоні потужність крижаного покриву значно більша в порівнянні з периферією. В результаті нижні шари криги під впливом зростаючого тиску набувають пластичності та розтікаються (рис. 5.38). Одночасно, при русі криги збільшується абляція (лат. "абляціо" – знесення), інтенсивність якої зростає при наближенні до периферії льодовикового щита, а потужність крижаного покриву, відповідно, зменшується. Таким чином, різниця між тиском у центральній та периферійній частинах льодовикових щитів викликає рух материкових льодовиків.

Швидкість руху льодовиків залежить від цілої низки факторів, провідне місце серед яких посідають інтенсивність живлення та нахил поверхні під крижаного ложа. Вивчення льодовиків показало, що вони здебільшого рухаються повільно, але досить відчутно за відносно короткі проміжки часу.

Приблизні середні швидкості долинних гірських льодовиків становлять: для льодовиків Альп – 0,2-0,4; Тянь-Шаню – 0,4-0,5; Паміру – 0,6-0,8; Гімалаїв – 2,0-3,5 метрів на добу.

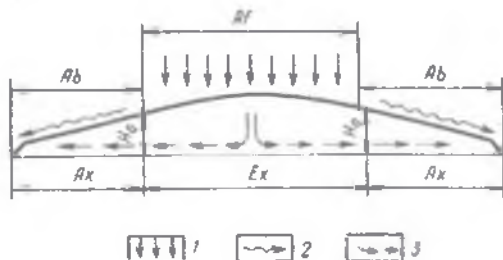


Рис. 5.38. Схема динаміки льодовикового щита (за Є.В. Шанцером)

А – область живлення льодовика; Б – область абляції; В – зона екзарцації; Г – зона акумуляції; Но – максимальна потужність криги, при якій можливе накопичення основної морени; 1 – надходження опадів (снігу); 2 – поверхнєве танення; 3 – напрямок руху криги.

Своєрідне розподілення швидкості руху спостерігається в материкових льодовиках. У межах льодовикових щитів вона є незначною, проте у вивідних льодовиках, тобто льодовиках, які перетікають через гірські перевали та дають початок долинним, швидкість збільшується в десятки та сотні разів. Так, наприклад, швидкість руху в льодовиковому щиті Гренландії становить 0,07-0,08 м/добу, а у вивідних льодовиках зростає до 3-27 м/добу. Аналогічна картина спостерігається на льодовиковому щиті Антарктиди, який характеризується середньою швидкістю руху 0,03-0,35 м/добу, в той час як у вивідних льодовиках вона зростає до 0,8-3,2 м/добу.

В процесі руху льодовик виконує складну геологічну роботу, яка включає руйнування, перенесення та відкладання або акумуляцію продуктів руйнування.

Руйнівна дія льодовиків називається *екзараційною діяльністю*, або *екзарацією* (від лат. "екзарацію" – виорювання). Особливо інтенсивно вона проявляється за наявності потужних товщ криги, що спричиняє великий тиск на крижане ложе. Руйнівна робота значно підсилюється завдяки уламкам гірських порід, захоплених льодовиком в процесі руху та вмерзлим у його придонні частини. "Навантажений" уламковим матеріалом льодовик, рухаючись, дробить, перетирає, шліфує поверхню твердих скельних порід, що його підстелюють. Піщані кварцові зерна, щєбінка та великі гострокутні уламки залишають на поверхні гірських порід подряпини та борозни, які називаються *льодовиковими шрами*. Здебільшого вони мають довжину від одного до декількох метрів, відносно невелику ширину та глибину. Остання вимірюється міліметрами і в окремих випадках може досягати десятків сантиметрів.

Льодовики, зустрічаючи на своєму шляху скелі, невеликі виступи та підвищення корінних порід, згладжують їх, полірують, округлюють і, звичайно, вкривають подряпинами та борознами. В результаті виникають своєрідні форми, які називаються "*баранячими лобами*". Характерною особливістю таких форм є їх асиметрична будова. Схили, які направлені на зустріч руху льодовика похилі і здебільшого добре відполіровані зі слідами подряпини, а

протилежні – круті, поліровка проявлена слабо, але зі слідами виламування окремих брил скельних порід. Поєднання таких форм утворюють серію асиметричних виступів та поглиблень, які називаються “кучер’явими скелями”.

З діяльністю льодовиків у гірських районах пов’язано утворення таких характерних форм рельєфу як кари, льодовикові цирки і льодовикові долини або трогои.

Кари, як вже зазначалося вище, – це кріслоподібні поглиблення (рис. 5.39). Поштовхом до їх формування є накопичення снігу в незначних за розмірами ерозійних заглибленнях на схилах гір. Впродовж дня навколо снігової плями утворюються талі води, які проникають також і на дно западини. Вночі при зниженні температури відбувається інтенсивне фізичне (морозне) вивітрювання, спричинене збільшення об’єму замерзлої води. При наступному таненні дрібні продукти вивітрювання виносяться водою, а повторне замерзання охоплює нові верстви гірської породи, яка підстеляє сніговий покрив. Так, у результаті сумісної дії снігу або криги, талої води та фізичного вивітрювання кари поступово розширюються та поглиблюються.



Рис. 5.39. Поздовжній розріз кари та карового льодовика (за Р. Гресвеллом).

Льодовикові цирки – це великі чашоподібні западини, які мають форму амфітеатрів і являють собою частини верхівів гір-

ських долин сильно розширених та змінених льодовиками. Вони оточені майже вертикальними стінами і тільки з однієї сторони відкриті, поступово переходячи у зв'язані з ними долини. Такі цирки є основними областями живлення гірських долинних льодовиків. Їхній розвиток пов'язаний з такими процесами як:

- екзараційна дія самого льодовика;
- вивітрювання;
- дія талих вод.

Льодовикові долини, або трого (нім. "трог" – корито), розвиваються здебільшого успадаючи ерозійні гірські долини. Льодовики, рухаючись по гірських долинах, проводять інтенсивну екзарацію їхніх бортових частин та ложа. В результаті долина розширюється, поглиблюється, а її поперечний профіль набуває V-подібної форми з плоским дном (рис. 5.40, А). Поздовжній профіль характеризується наявністю низки поперечних скельних виступів, які називаються **ригелями** (рис. 5.40, Б). Їх виникнення зумовлене різною твердістю та міцністю гірських порід на різних ділянках ложа, що відповідно впливає на інтенсивність льодовикової екзарації.



Рис. 5.40. Схема трогової долини.

А – поперечний профіль трого утвореного льодовиком в V-подібній ерозійній долині (пунктиром показано первинну поверхню льодовика); Б – поздовжній профіль льодовикової долини (R – ригелі, В – улоговини утворені льодовиковим виорюванням).

Окрім руйнування, льодовики виконують також велику роботу по перенесенню (транспортуванню) різноманітного уламкового матеріалу (від тонких частинок до великих валунів), який складається з продуктів надкрижаного та підкрижаного вивітрювання, а також з уламків, які утворюються внаслідок механічного

руйнування гірських порід у процесі руху льодовика. Весь цей уламковий матеріал, захоплений льодовиком, перенесений ним і при сприятливих умовах відкладений, називається *мореною*.

Льодовикові морени поділяються на *рухомі* та *відкладені*.

Серед рухомих морен, залежно від їх положення в тілі льодовика, розрізняють: бічні, серединні, внутрішні, донні та поверхневі морени (рис. 5.41).

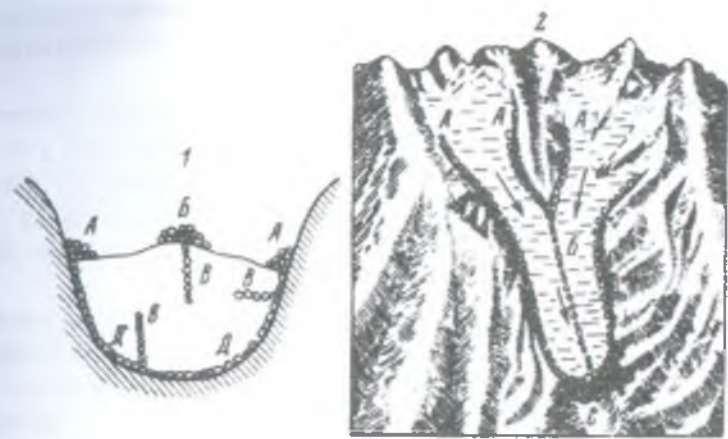


Рис. 5.41. Схема розташування морен в поперечному розрізі(I) і плані (II) льодовика.

A – бічна; Б – серединна; В – внутрішня; Д – донна; С – кінцева.

Бічні морени розташовуються вздовж боків льодовикового тіла та мають форму витягнутих валів або пасм. Вони утворюються головним чином з уламків гірських порід, які відокремились внаслідок процесів вивітрювання з піднятих над льодовиком крутих схилів. Джерелом уламкового матеріалу можуть бути також водні потоки, характерні для бокових ущелин, та осипи гірських схилів.

Серединні морени приурочені до центральної частини поверхні льодовика і утворюються в результаті з'єднання бокових морен при злитті двох льодовиків, або при витягуванні внутрі-

шньої морени. Вони, як і бічні морени, характеризуються валово- та пасмоподібними формами.

Поверхневі морени покривають всю поверхню льодовика суцільним шаром, що зумовлене руйнуванням під впливом абляції серединних морен, а також витаяванням внутрішніх.

Внутрішні морени – це морени розташовані в тілі льодовика. Вони формуються за рахунок уламків гірських порід, які попадають у фірновий басейн де перекриваються новими порціями снігу, або являють собою накопичення уламків у тріщинних порожнинах в тілі льодовика.

Донна морена, або нижня, знаходиться в придонній частині льодовика. Вона складається з уламків гірських порід, які утворилися в результаті дольодовикового та підкрижаного вивітрювання, а також руйнування ложа під час руху самого льодовика.

Відкладені морени, на відміну від рухомих, поділяються на кінцеві та основні.

Кінцеві морени формуються біля межі льодовикового язика, або периферії покривного щита, якщо вони знаходяться в тривалому стаціонарному положенні, що зумовлює танення льоду і накопичення всього принесеного уламкового матеріалу у вигляді пасм, або валів, які облямовують льодовики.

Основна морена являє собою накопичення уламкового матеріалу донної морени, який переносився льодовиком. При таненні останнього уламковий матеріал поступово осідає і в кінцевому результаті (при зникненні льодовика) весь уламковий матеріал, який називається **абляційною мореною**, накладається на утворення донної морени (рис. 5.42). При цьому перша відрізняється від другої меншою щільністю, відсутністю чітко вираженого орієнтування валунів і більш грубим складом, через те що тонкий матеріал був раніше вимитий талими водами.

Морени легко розпізнаються серед інших геологічних споруд, складених уламковим матеріалом. Особливістю їх будови є найрізноманітніший уламковий матеріал – тонкі глини, суглинки, глинисті піски, гравій та валуни. Співвідношення між складовими компонентами морен може бути різним. Воно залежить від багатьох факторів: від розташування морени в тілі льодовика.

інтенсивності надходження уламкового матеріалу, складу порід підкрижаного ложа, довжини пройденого льодовиком шляху та його потужності. Місцями в морені переважають глини або суглинки, які містять окремі, більш крупні, уламки — гравій, щебінку, валуни. Іноді морени складені сумішшю грубоуламкового матеріалу різної зернистості та глин.

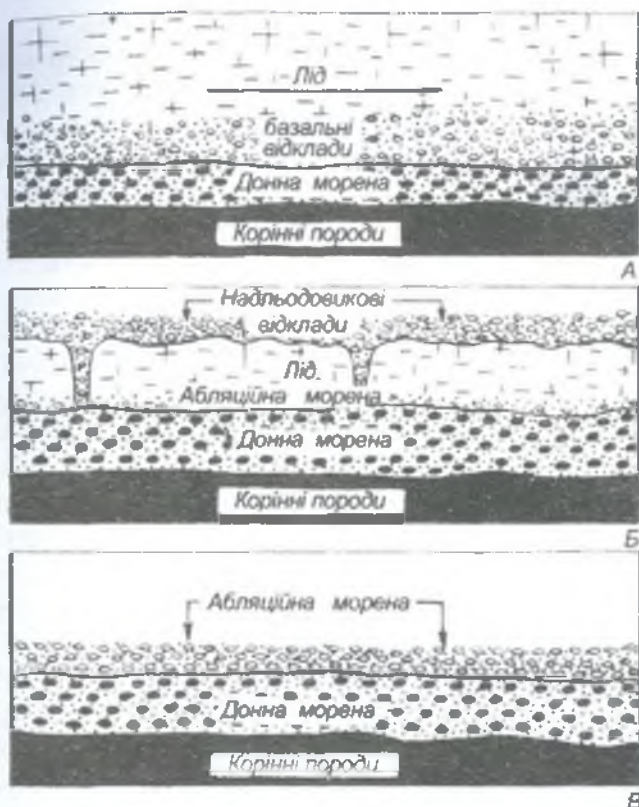


Рис.5.42. Схема утворення основної (донної) та абляційної морен (за Р.Ф.Флінтом).

А — остання стадія акумуляції основної морени під час руху льодовика; Б — утворення поверхневої морени внаслідок танення криги льодовика що припинив свій рух; В — утворення абляційної морени поверх донної

До основних ознак, які відрізняють льодовикові морени від інших континентальних відкладів, належать:

- неоднорідність складу;
- відсутність ознак сортування уламкового матеріалу;
- відсутність верстуватості.

Серед продуктів геологічної діяльності льодовиків особливе місце займають своєрідні форми рельєфу такі як друмлини, зандри, ози, ками, камові тераси, льодовикові озера, тощо.



Рис. 5.43. Друмлини в розрізі.
1 – корінні породи; 2 – морена.

Друмлинами називаються порівняно невисокі видовжені горби, складені уламковим матеріалом морен, простягання яких співпадає з напрямком руху льодовика (рис. 5.43). Спостерігаються також друмлини, ядра яких складені корінними скельними породами, а моренний матеріал накопичується навколо них. Рідко зустрічаються друмлини, складені виключно корінними породами, які називаються “скельними друмлинами”.

Зандри належать до утворень водно-льодовикових потоків. Вони мають вигляд пологохвилястих рівнин, розташованих безпосередньо за зовнішнім краєм кінцевих морен (рис. 5.44), і складені верстуватими пісками, гравієм і галькою. Це пологі та широкі конуси виносів післяльодовикових потоків, які при вирівнюванні рельєфу зливаються.

Ози, або як їх ще називають *ескери*, мають вигляд довгих пасм і валів (рис. 5.45), витягнених на декілька сотень метрів, а іноді і кілометрів, при висоті від 3 до 50 і більше метрів. Складені вони добре промитими верстуватими різнозернистими пісками, гравієм та галькою з поодинокими включеннями валунів.

Ками – це горби висотою в середньому до 10-12 м, які за формою нагадують моренні горби, але відрізняються від останніх внутрішньою будовою. Вони складені верстуватими, добре відсортованими пісками, іноді з галькою та гравієм, глинами та ва-

лунним матеріалом (рис. 5.46). Ками здебільшого розташовуються поблизу кінцевих морен.

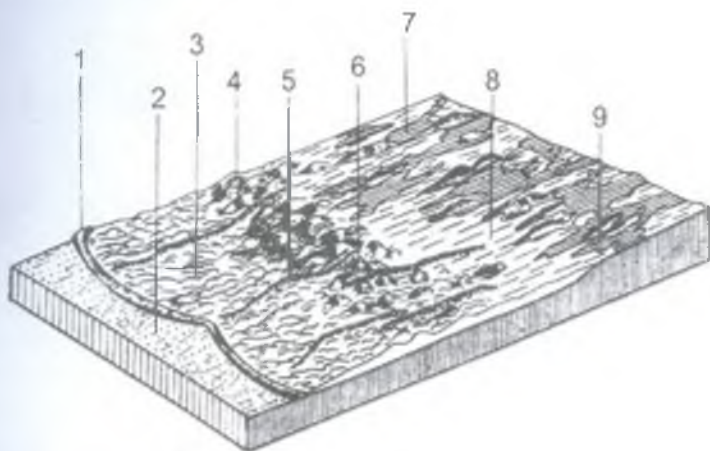


Рис. 5.44. Схема співвідношення льодовикових і водно-льодовикових форм рельєфу.

1 - кінцеве моренне пасмо; 2 - зандрова рівнина; 3 - горбиста моренна рівнина; 4 - орумліни; 5 - ози; 6 - ками; 7 - озера, які утворилися внаслідок льодовикового виорювання; 8 - еродована льодовиком поверхня корінних порід; 9 - "баранячі лоби" та "курчеряві" скелі.

Камові тераси приурочені до фронтальних частин долин льодовиків. Вони утворюються в результаті геологічної дії потоків або озер, розташованих між льодовиком та прилеглим схилом долини в умовах "мертвого" льоду. Відклади, які утворюються потоками або в озерах, після танення льодовика відкладаються у вигляді акумуляти-



Рис. 5.45. Оз.

вних терас, притулених до схилів. Вони складені верстуваними пісками, пісками з гравієм та галькою, малопотужними прошарками глин.

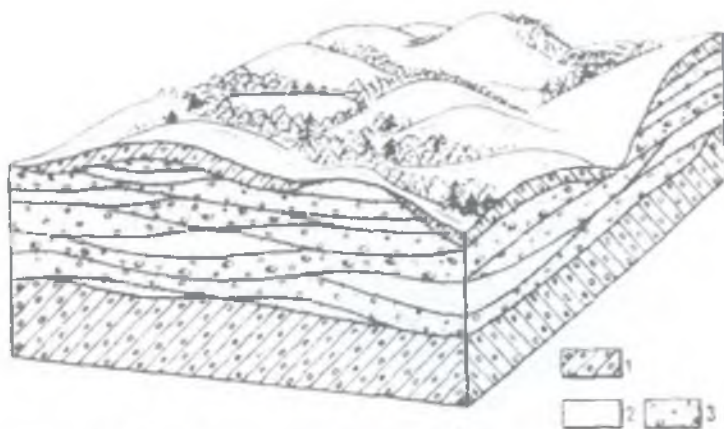


Рис. 5.46. Камі, їх форма та будова (за Б.М.Гурським).
1 – морени; 2 – піски; 3 – піщано-гальчечникові відклади.

Прильодовикові озера виникають у результаті загачування русел підльодовикових потоків пасмами кінцевих морен. Також можливе утворення озер внаслідок перекриття льодовиком рік, які течуть йому назустріч. Відклади таких озер називаються **озерно-льодовиковими** або **лімно-гляціальними** і представлені тонким чергуванням тонкозернистих пісків та глин з чітко проявленою горизонтальною стрічковою верстуватістю.

Завершуючи коротку характеристику геологічної діяльності льодовиків слід зазначити, що протягом геологічної історії Землі різні ділянки сучасних континентів певний час знаходилися під потужними крижаними покривами. Такі періоди називаються періодами **зледеніння**. Вони в геологічній історії змінювалися міжльодовиковими епохами. Відомі древні льодовикові відклади, або як їх ще називають, **тиліти** (викопні морени), приурочені до утворень венду, палеозойського та мезозойського періодів, проте найкраще вивчені четвертинні зледеніння. Дослідження розрізу цих відкладів у межах Європи дозволило встановити слід трьох

останніх епох зледеніння: валдайську, Дніпровську та лихвинську. Дніпровське зледеніння сягало північних та центральних районів території України, де закарбувалося в формах рельєфу Полісся.

Існує декілька гіпотез, які пояснюють причини зледеніння поверхні Землі. Проте, однозначної відповіді вони не дають, що пов'язано з численністю факторів, які сприяють періодичним зледенінням. Беззаперечним є лише те, що однією з причин виникнення зледеніння є глобальні зміни клімату. Причинами останніх можуть бути як астрономічні, так і геологічні явища.

До головних **астрономічних факторів**, які можуть спричинити зміну кліматичної обстановки на Землі, насамперед слід віднести періодичні варіації ексцентриситету земної орбіти та кута нахилу земної осі до площини екліптики. Іншою причиною можуть бути варіації віддалення Землі від Сонця, які супроводжують зміни ексцентриситету земної орбіти. Ще одним вірогідним, на думку вчених, фактором, який може вплинути на глобальні зміни клімату є варіації випромінювання Сонця, пов'язані з нерівномірним перемішування плазми та періодичною активізацією сонячного "реактора".

Серед **геологічних факторів**, які можуть спричинити глобальні кліматичні зміни, провідне місце належить тектонічному. Аналіз геологічної історії Землі свідчить про тісний зв'язок між періодами зледеніння та епохами гороутворення. Зледеніння земної кори здебільшого наступало після епох гороутворення, які супроводжувалися активною вулканічною діяльністю. При цьому в атмосферу надходила велика кількість діоксиду вуглецю, що призводило до так званого парникового ефекту і, відповідно, розквіту органічного життя, особливо рослинності. Разом з тим, різке збільшення рослинної маси на Землі сприяло пониженню вмісту CO_2 в атмосфері, що могло служити причиною глобального зниження температури. Проте, слід зауважити, що очевидно всі фактори впливали одночасно, тому що всі процеси та явища, які проходять в зовнішніх і внутрішніх геосферах Землі, тісно пов'язані між собою і в зв'язку з цим, виділяти провідні фактори,

які призводили до глобальних змін клімату, на нашу думку, немає потреби.

Запитання для самоперевірки

1. Як і при яких умовах утворюються льодовики ?
2. Поясніть причини руху гірських і материкових льодовиків;
3. Охарактеризуйте утворення різних типів морен;
4. Дайте характеристику льодовиковим і водно-льодовиковим формам рельєфу;
5. Поясніть причини виникнення зледенінь на Землі

5.2.7. Геологічні процеси в областях поширення багатолітньомерзлих гірських порід

Поверхневі шари ґрунтів та гірських порід підлягають сезонному промерзанню взимку та відтаюванню у весняно-літній період. Закономірності цього процесу, а також температурний режим шарів визначаються умовами теплообміну на поверхні Землі, складом порід та рівнем їхньої зволоженості. Найбільша глибина промерзання порід фіксується в північних приполярних районах, найменша – у південних. Верхній шар ґрунтів та гірських порід, який підлягає періодичному промерзанню та відтаюванню, характеризується великою динамічністю процесів і називається *активним шаром*. Проте, на відміну від шару, який підлягає сезонному промерзанню, тобто активного, на широких просторах півночі Північноамериканського та Євразійського континентів нижче сезонного шару залягають мерзлі гірські породи, котрі не відтаюють влітку і знаходяться в мерзлому стані впродовж багатьох тисячоліть. Такі породи називають *багатолітньомерзлими гірськими породами*, а зону їхнього поширення – *мерзлотою зоною літосфери*, або – *кріолітозоною* (грец. “кріос” – холод). Відповідно і наука, яка вивчає кріолітозону та процеси, пов’язані з нею, називається *геокріологією*, або *мерзлотознавством*. Фундатором цієї науки був М.І.Сумгіній. Особливого розвитку вона набула за останні чотири десятиліття, і з її допомогою вирішу-

ються такі важливі народногосподарські проблеми, як розвиток гірничо-видобувної промисловості, будівництво залізничних та автомобільних доріг, промислових і житлових споруд в районах розвитку багатолітньої мерзлоти. Разом з тим виникла необхідність всебічного вивчення багатолітньомерзлих порід, геологічних процесів, пов'язаних з ними та оцінку їхнього впливу на будівництво різноманітних споруд, об'єктів експлуатації корисних копалин, тощо.

Багатолітньомерзлі гірські породи, як вже зазначалося вище, користуються поширенням у північній частині північної півкулі і займають близько 25% площі суходолу (рис. 5.47). Згідно з результатами мерзлотно-температурного районування тут виділяється декілька широтних зон, які відрізняються, насамперед, за глибиною промерзання гірських порід.

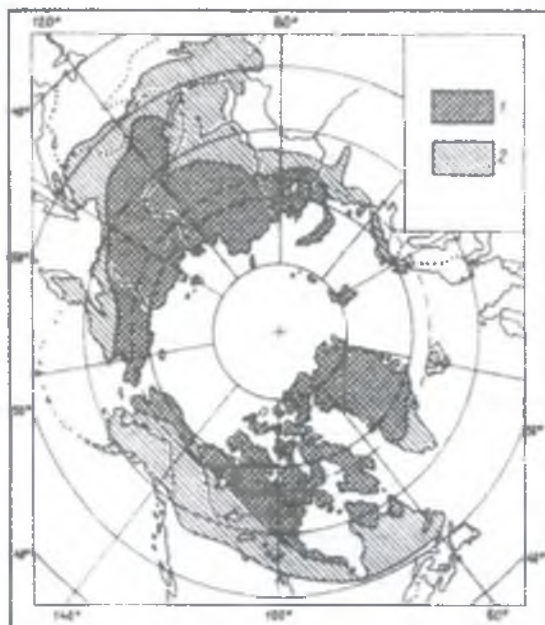


Рис. 5.47. Поширення багатолітньої мерзлоти в північній півкулі Землі (за Т. Певе).

Зони мерзлоти: 1 – суцільної; 2 – острівної.

Перша з півдня зона характеризується розвитком окремих островів багатолітньомерзлих порід на загальному тлі розмерзлих порід. Її потужність не перевищує 25 м. На північ від неї простягається зона багатолітньомерзлих порід потужністю до 100 м, розділених "таліками" – товщами, позбавленими мерзлих порід. При наближенні до північних окраїн материків розміри та потужність ділянок мерзлих порід збільшуються і вона поступово набуває суцільного поширення, а "таліки" спостерігаються лише під руслами великих рік, озерами та в межах ділянок інтенсивної циркуляції підземних вод. Третя зона багатолітньомерзлих порід характеризується потужністю від 100 до 200 м, четверта – 200-300 м, п'ята – 300-400 м. Максимальне промерзання гірських порід на глибину досягає 500 та більше метрів (шоста зона) і спостерігається в крайніх північних районах, які примикають до Північного Льодовитого океану, на його островах та в Якутії (басейн р.Вілюй).

У гірських районах поширення багатолітньомерзлих порід підпорядковується вертикальній зональності і характеризується збільшенням потужності кріолітозони з висотою гір від 100 м до 1000 м. В заболочених областях широким розвитком користується острівна та переривчаста мерзлота потужністю до 100 м, і дуже рідко суцільна – потужністю 100-400 м.

Основною складовою кріолітозони є *підземний лід*, який об'єднує всі види льоду в мерзлих породах незалежно від їх утворення, розмірів форми крижаних тіл і умов їх залягання. Згідно з класифікацією В.О. Кудрявцева та інших дослідників, весь лід, який формується в гірських породах, може бути підрозділений на чотири основні групи: 1) *похований*, який утворюється внаслідок захоронення сніжників та підземного льоду; 2) *повторно-жилый*, який утворює складні за механізмом формування тіла і є результатом багатократного утворення льоду в тріщинах, що періодично виникають в одному і тому ж місці; 3) *ін'єкційний*, який утворюється внаслідок замерзання підземних вод, котрі вкорінюються під тиском у товщу мерзлих дисперсних порід; 4) *конституційний*, який утворюється здебільшого при промерзанні вологих порід. Останній поділяється на *лід-цемент*,

представлений дрібними кристаликами льоду, які заповнюють пори та тріщинки у вологих породах при їхньому замерзанні, і *сегрегаційний* (від лат. "segregare" – відокремлювати), або *міграційний лід*, який утворюється при замерзанні води, що рухається до фронту промерзання порід. У результаті виникають льодові шліри (ниткоподібні включення), невеликі за розмірами гнізда та лінзоподібні проверстки.

Невід'ємною частиною кріолітозони є підземні води, поширення яких та режим контролюються характером розподілу багатолітньомерзлих порід і кліматичними особливостями регіону. Згідно з класифікацією М.М. Романовського підземні води кріолітової зони підрозділяються на: 1) надмерзлотні води сезонно-талого шару; 2) надмерзлотні води нескрізних таліків; 3) води скрізних таліків; 4) підмерзлотні води (рис. 5.48).

Надмерзлотні води сезонно-талого шару утворюються при відтаюванні верхньої частини порід в літньо-осінній час. Основним джерелом живлення таких вод є атмосферні опади. Їх рух відбувається завдяки нахилу поверхні землі, від піднятих ділянок до понижень. На горизонтальних поверхнях рух вод відсутній або відбувається дуже повільно. За складом це здебільшого прісні гідрокарбонатні води.

До **надмерзлотних вод** нескрізних таліків відносяться підозерні, підруслові та прируслові талі води, які існують завдяки віддачі водоймищами та потоками певної кількості тепла. Особливе значення при цьому відіграють підруслові талі води, живлення яких відбувається, головним чином, за рахунок інфільтрації атмосферних опадів і частково річкових вод, внаслідок чого вони є слабомінералізованими. Підруслові талі води рухаються вздовж долин рік і характеризуються цілорічним стоком. Окрім цього, з підрусловими таліками пов'язані місця розвантаження глибинних вод.

Прируслові заплавні таліки приурочені до прируслових мілин, кіс, заглиблень у заплавах та зазнають періодичного впливу теплих течій спричинених повеннями. Вони характеризуються періодичним стоком, застійним режимом і сірководневим забрудненням.

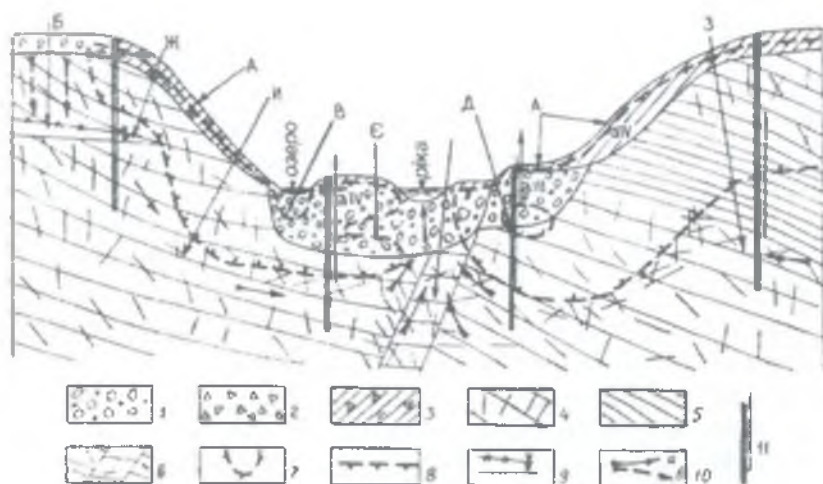


Рис. 5.48. Підземні води криолітозони (за М.М. Романовським).

А – надмерзлотні води сезонно-талого шару; *Б* – води наскрізного таліка; *В* – надмерзлотні води підозерного нескрізного таліка; *Г* – води прохідного нескрізного підрусового таліка; *Д* – внутрішньомерзлотні води; *С* – міжмерзлотні води; *Ж* – підмерзлотні води безнапірні; *З* – підмерзлотні води напірні; *1* – підмерзлотні води, контактуючі, напірні.

1 – піщано-галечникові відклади; *2* – щебінка і жорства; *3* – щебінка і жорства з супісковим заповнювачем; *4* – тріщинуваті сланці; *5* – нетріщинуваті сланці; *6* – зона розлому; *7* – межа багатолітньомерзлих порід; *8* – межа сезонно-талого шару; *9* – рівень підземних вод; *10* – напрямок руху підземних вод; *11* – бурові свердловини.

Води наскрізних таліків діляться на дві групи:

– **води інфільтраційних таліків**, які характеризуються низхідним рухом і утворюються в результаті інфільтрації атмосферних опадів та інфлюації (просочування) поверхневих вод по зонах розривних тектонічних порушень або карстових каналах;

– **води напірно-фільтраційних таліків**, які характеризуються висхідним напрямним рухом і живляться за рахунок розвантаження підмерзлотних і міжмерзлотних вод.

Підмерзлотні води розташовуються безпосередньо нижче підшови багатолітньомерзлих порід і називаються *контактуючими*. Вони приурочені до різних за складом та проникністю гірських порід і завжди перебувають під тиском, а при розкритті свердловинами фонтанують. Глибина їхнього залягання визначається потужністю багатолітньомерзлих порід, які одночасно є криогенним водотривом. Серед них виділяються води з плюсовою та від'ємною температурами, що значно впливає також і на їх хімічний склад. Встановлено, що води з температурою вище 0°C здебільшого прісні та солонуваті, а від'ємна температура характерна для солоних вод і ропи. Останні ще називаються *криогалінними* або *криопеганими*. Подекуди горизонти таких вод досягають значної потужності, нарощуючи знизу криолітозону. Окрім контактуючих, серед підмерзлотних вод виділяються також і неконтактуючі, тобто такі, які відокремлені від підшови водоносного горизонту мерзлим шаром водонепроникних порід. Такі води здебільшого є напірними.

В південних районах криолітозони, де багатолітні мерзлі породи утворюють острови, неконтактуючі підземні води відокремлені від підшови горизонту мерзлими водопроникними породами. Вони ненапірні, характеризуються вільним рівнем і зв'язані в єдину систему з таліками та мерзлими островами, які їх розділяють (див. рис. 5.48ж).

Міжмерзлотні та внутрішньомерзлотні води поширені у верствах та лінзоподібних тілах незамерзлих гірських порід, які обмежують багаторічні мерзлі породи, або залягають зверху і знизу (див. рис. 5.48є). Джерелом таких вод здебільшого є води глибинного стоку. Міжмерзлотні води характеризуються гідравлічним зв'язком з іншими водами криолітозони. Внутрішньомерзлотні води обмежують багатолітньомерзлі породи з усіх боків і не зв'язані з іншими типами вод (див. рис. 5.48д). Слід також зазначити, що міжмерзлотні водоносні лінзи утворюються під обмілілими та осушеними озерами.

В зоні багатолітніх мерзлих порід, протягом їх існування спостерігається безперервна дія цілої низки *геологічних процесів*, які призводять з однієї сторони до виникнення характерних тіль-

ки для цієї зони форм рельєфу, а з іншої – спричиняють утворення своєрідних порід. Так, наприклад, формування повторно-жильного льоду, пов'язано з виникненням так званих морозобійних тріщин. Серед факторів, які сприяють утворенню повторно-жильного льоду провідна роль належить:

- багатократному виникненню морозобійних тріщин, які проникають у товщу багатолітньомерзлих порід глибше межі сезонного відтаювання;
- багатократне заповнення тріщин льодом;
- наявність достатньо пластичних або здатних до ущільнення гірських порід.

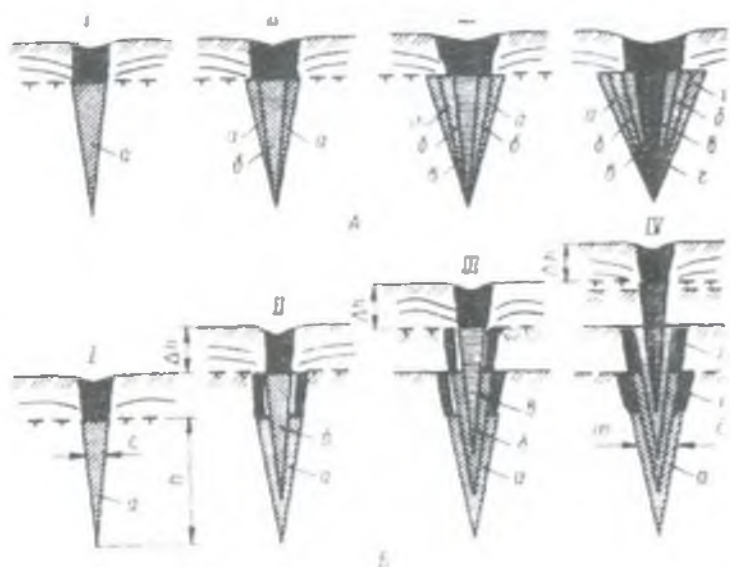


Рис. 5.49. Схема епігенетичного (А) і сингенетичного (Б) росту повторно-жильного льоду (за Б.М. Достоваловим).

I – IV – послідовні стадії росту жил.

Виділяється два типи росту жил: 1) *епігенетичний*, коли жили утворюються у сформованих породах (рис. 5.49, А); 2) *сингенетичний*, коли формування жил відбувається одночасно з накопиченням осадків (рис. 5.49, Б). Це може бути заплавної алювій,

делювіальні та інші відклади. В першому випадку прожилки льоду утворюються при послідовних річних циклах, внаслідок щорічного розтріскування та заповнення тріщин новим льодом. При цьому ріст жил відбувається в ширину. В іншому випадку, тобто при сингенетичному рості, кожна нова жила льоду не досягає кінця попередньої і виклинюється, що призводить до росту жил у вертикальному напрямку, на величину рівну потужності осада, який накопичився за рік.

При таненні крижаних жил утворюються клиноподібні порожнини, в яких відбувається накопичення уламкового матеріалу, що утворюється при руйнуванні гірських порід, які складають стінки тріщин, у результаті формуються так звані псевдоморфози по крижаних жилах (рис. 5.50).

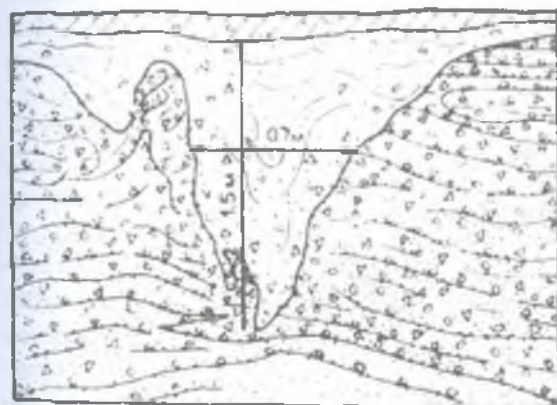


Рис. 5.50. Псевдоморфоза повторно-жилнього льоду (за О.В. Кожевниковим).

1 — пісок з галькою та щебінкою; 2 — пісок з галькою та щебінкою, який заповнює простір колишнього крижаного клина; 3 — суглинки з галькою.

У різних районах кріолітозони поширені горбоподібні форми рельєфу, утворення яких пов'язане з моровим злучуванням. Вони виникають за рахунок збільшення об'єму ґрунтових вод при їх замерзанні. Найпоширенішими серед таких форм рельєфу є міграційні горби, які формуються під впливом переміщення до фронту промерзання великих об'ємів води, джерелом якої є води талої частини ґрунту, що залягає нижче. Формування таких міграційних горбів супроводжу-

ється інтенсивним сегрегаційним утворенням льоду (рис. 5.51). Здебільшого це відбувається на торфовищах, до яких при промерзанні волога постуває з порід пересичених водою.

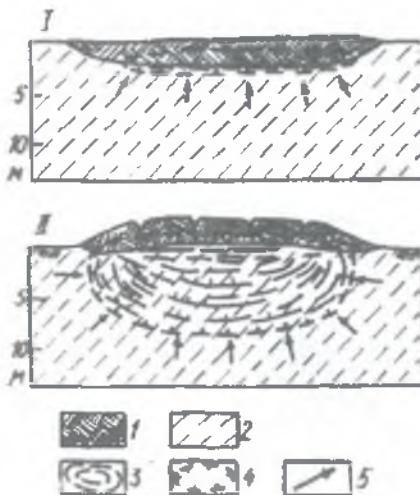


Рис. 5.51. Схема утворення міграційного горба під торфовищем (за О.Ф. Якушовою, В.Ю. Хайном і В.І.Славіним).

I - початкова стадія; II - зріла стадія; 1 - торф, 2 - суглинок; 3 - сегрегаційний лід; 4 - межа багатолітньомерзлої породи; 5 - напрямок руху міграційної вологи.

Окрім міграційних горбів серед форм морозного зпучування широким розвитком користуються також *ін'єкційні горби*, які утворюються в умовах закритих систем. Серед них розрізняють горби, які виникають в результаті промерзання підземних таліків і називаються *булгунами* (рис. 5.52), а також *гідролакліти*.

Формування гідролаклітів пов'язане з проникненням тріщинно-жилкових вод різного типу, що спричиняє утворення на деякій глибині від поверхні крижаного ядра, яке піднімає покривлю. Це здебільшого багатолітні споруди заввишки до 10 і більше метрів при ширині декілька десятків метрів.

В криолітозоні широким розвитком також користуються *дрібнополігональні форми рельєфу*, пов'язані з розтріскуванням ґрунтів на дрібні полігони, внаслідок нерівномірного промерзання сезонно-талого шару. Серед таких форм найпоширенішими є так звані *плями-медальйони* в дисперсних ґрунтах (рис. 5.53).

При промерзанні зверху та по тріщинах всередині полігона виникає гідростатичний тиск, під впливом якого відбувається прорив верхньої мерзлої кірки і розтікання по поверхні звільнених вод.

Другим типом полігонально-структурних форм є “кам'яні вінки” та багатокутники. Вони утворюються в неоднорідних за складом пухких породах, які містять включення щебінки, гальок та валунів. У результаті багатократного промерзання і відтаювання відбувається “виморожування” з породи грубоуламкового матеріалу на поверхню та переміщення в напрямку понижених тріщинних зон, що призводить до утворення кам'яних бордюрів (рис. 5.54).

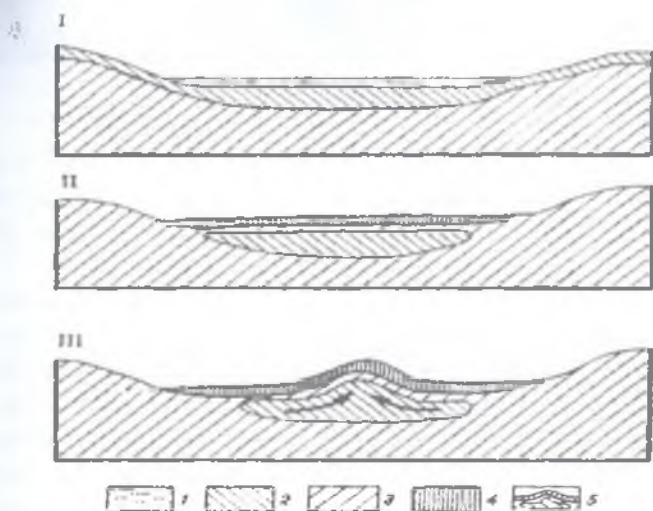


Рис. 5.52. Схема утворення булгуняхів.

1 - вода; 2 - маті породи; 3 - мерзла товща; 4 - крига; 5 - витиснені на гору породи які складають булгунях.

Велике значення в районах розвитку багатолітньої мерзлоти мають процеси, які відбуваються на схилах позитивних форм рельєфу – горбах, валах, схилах долин балок та ярів, тощо. Найпоширенішими серед них є процеси соліфлюкції та курумоутворення.

Під соліфлюкцією (лат. "солюм" – ґрунт і "флюксус" – текти) слід розуміти повільний рух по схилу надмірно зволжених порід і ґрунтів. При сезонному відтаюванні насичених льодом порід і ґрунтів сезонно-талого шару, вони за рахунок талих та дощових вод перезволожуються, втрачають структурні зв'язки і набувають в'язко-пластичного стану, що дозволяє їм повільно пересуватися (текти) по схилах. Таким чином утворюються різноманітні натічні форми у вигляді язиків, або соліфлюкційних терас (рис. 5.55).



Рис. 5.53. Плями-медальйони (за М.М. Романовським).

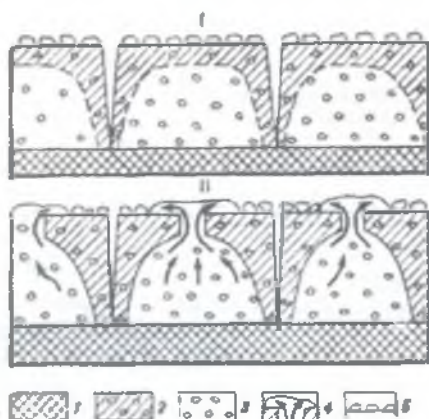


Рис. 5.54. Схеми утворення "кам'яних вінків" (за Б.М. Достополовим).

I – початкова стадія; II – кінцева стадія; 1 – базальтньомерзла порода; 2 – шар промерзання; 3 – рідкі глинисті ґрунти; 4 – глиниста пляма; 5 – уламки порід

Куруми являють собою кам'янисті рухливі розсипи в горах або на плоскогір'ях, там де скельні породи залягають близько до поверхні. Утворення уламкового матеріалу курумів пов'язане з морозним вивітрюванням, спричиненим періодичним сезонним промерзанням та відтаюванням гірських порід. Подекуди вони утворюють суцільні кам'янисті поля площею від перших сотень квадратних метрів до декількох десятків квадратних

кілометрів. Проте, здебільшого, вони зустрічаються у вигляді курумних потоків, що рухаються по схилах, а також по улоговинах, балках та ярах, котрими розчленовані самі схили. Такі потокоподібні куруми простягаються на відстань до одного і більше кілометрів. Їх рух по схилах спричинений наявністю гольцевого льоду, який утворюється при замерзанні води, що проникла в порожнини. Разом з тим, у підніжжі курумів може знаходитися тонкий супіщано-суглинистий матеріал, який періодично при таненні гольцевого льоду перезволожується і також рухається вниз по схилу.

Серед процесів, які відбуваються в криолітоні значне місце належить *термокарсту*, або термічному карсту. Це процес танення підземного льоду, який супроводжується просіданням земної поверхні, що призводить до виникнення западин та термокарстових



Рис. 2.10. Термокарстива територія (район Бочу)

озер. Причиною розвитку термокарсту може бути зміна кліматичних умов (потепління), або порушення природних умов внаслідок техногенної дії людини (ригтя каналів, вирубування лісу, тощо). Форми термокарстового рельєфу бувають самими різноманітними і залежать від того, який підземний лід підлягав відтаюванню. Так, наприклад, термокарстування потужного повторножильного льоду призводить до виникнення глибоких термокарстових озер. При міграції або осушенні таких озер на їх місці утворюються так звані *аласні улоговини*, розділені пагорбами останців порід, які містили жили льоду. Такі залишкові горби називаються *байджеерахами*.

Окрім зазначеного вище, при відступі мерзлоти, або її деградації на берегах морів спостерігається термоабразія, а води поверхневого стоку, рухаючись, спричиняють термоерозію.

Вивчення кріолітозони та процесів, які відбуваються в її межах, має велике практичне значення. Насамперед, це стосується похованих під товщею багатолітньомерзлих порід цілої низки родовищ корисних копалин, таких як кам'яне вугілля, залізо, кольорові та рідкісні метали і особливо нафта та газ. При освоєнні просторів північної частини Євразійського і Американського континентів, будівництві різноманітних промислових та гідротехнічних споруд, залізничних та шосейних доріг необхідно враховувати своєрідні природні обставини, обумовлені наявністю багатолітньомерзлих гірських порід. Процеси зпучування ґрунтів при промерзанні, що супроводжуються виникненням пагорбів різних розмірів, наземне та підземне наростання льоду, термокарстові та інші явища вимагають ретельного вивчення при проектуванні різних споруд. Не врахування всіх можливих теплових та механічних взаємодій мерзлих порід з спорудами, які будуються на них, може викликати різного роду деформації останніх, які іноді носять катастрофічний характер.

При пошуках та експлуатації родовищ корисних копалин з використанням гірничих виробок (шахт, глибоких шурфів, тощо) багатолітньомерзлі гірські породи можуть мати як позитивне, так і негативне значення. Позитивним є те, що проходка шахт можлива без застосування кріплення. У випадку розкриття прошарків талих ґрунтових вод, вони замерзають, що дозволяє вести проходку як у звичайних ґрунтах. До негативних явищ відноситься можливість виникнення зсувів і просідання брил та окремих блоків мерзлих порід, завдяки наявності в них включень льоду і його пластичності.

Запитання для самоперевірки

1. *Назвіть географічні райони поширення багатолітньомерзлих порід.*
2. *Охарактеризуйте типи льоду, які мають місце у кріолітозоні.*
3. *Як і де утворюється повторно-жильний лід ?*
4. *Охарактеризуйте мікроформи рельєфу, поширені в районах розвитку багатолітньомерзлих порід.*
5. *Що таке соліфлюкція і куруми ?*
6. *Що таке термокарст ?*

5.2.8. Геологічна діяльність озер та боліт

Озерами називаються заповнені водою заглиблення поверхні суходолу, які не мають безпосереднього зв'язку з водами Світового океану. Вони, здебільшого, поширені в областях вологого клімату, там де є значні за розмірами низовини та безстічні улоговини. Найчастіше озера зустрічаються в районах, які зазнали впливу четвертинного зледеніння, у північних частинах Євразійського та Північноамериканського континентів, де займають близько 2% їх території.

Глибина озер досягає десятків і сотень метрів. Найлибшим у світі є озеро Байкал (1741 м), в якому зосереджено 23 тис. км³ прісної води, що становить п'яту частину світових запасів.

Виникнення озерних западин зумовлене різноманітними ендегенними та екзогенними процесами (табл. 5.1). Самостійну категорію складають озера, створені людиною (водосховища).

У таблиці 5.1 назви груп та типів вказують на походження озерних улоговин і на геологічний фактор, який спричинив їх виникнення. Проте, утворення таких улоговин здебільшого пов'язане не з одним, а з декількома геологічними процесами. Наприклад, озерні улоговини, розташовані в долинах рік, мають два схили, утворені ерозійною діяльністю ріки, а третій – загатний схил (гребля), пов'язаний з обвалом гірських порід.

Серед ендегенних улоговин виділяються улоговини, які утворилися внаслідок виверження вулканів, землетрусів та тектонічних процесів. Вершини вулканів, здебільшого, характеризуються наявністю лійкоподібних западин – *кратерів*, в яких накопичується вода. Такі кратерні озера ізометричної форми, шириною в декілька сотень метрів і глибиною до десятків метрів. У діючих вулканах озера при черговому виверженні можуть виплескуватися, а в потухлих вони існують тривалий час та називаються *маарами*. На схилах вулканів мають місце численні западини, виникнення яких пов'язане з викидами газів, пари води та гарячої

води. Такі западини називаються *фумарольними* та *гейзерними улоговинами*, які також слугують місцем зародження озер. Окрім зазначених западин на схилах вулканів, у долинах рік та струмків зустрічаються улоговини, утворення яких пов'язане з лавовими, туфолоавовими або вулканічними грязьовими потоками (*лахарами*), що, перегороджуючи русла рік і струмків, створюють усі умови для утворення озер.

Таблиця 5.1

Генетична класифікація озерних улоговин
(за О.Ф. Якушовою, В.Ю. Хаїнім і В.І. Славіним)

Категорія	Група	Тип
I. Ендогенна	вулканогенна	кратерний, кальдерний, фумарольно-гейзерний, лавово-загатний, лахаро-загатний
	сейсмогенна	провальний, обвальний-загатний
	тектогенна	грабенний (рифтовий), синклінальний
II. Екзогенна	гравітаційна	провально-гравітаційний, провально-карстовий, провально-суфозійний, обвальний-загатний
	ерозійна (річкова)	руслівий, заплавний, дельтовий
	еоловогенна	дефляційний
	гляціогенна	екзарацийний, каровий, термокарстовий, гляціально-загатний
	таласогенна (морська)	приморський, реліктово-морський
	біогенна	атоловий, біогенно-загатний
	метеоритна (астрооблемна)	ударний, вибуховий

Серед тектонічних озерних улоговин найпоширенішими є улоговини, утворені в значних за розмірами грабенових, рифтових структурах та зонах розломів. Озера в таких улоговинах мають видовжену форму, і їх довжина значно перевищує ширину. Класичним прикладом таких озер може бути озеро Байкал.

Утворення улоговин екзогенної категорії пов'язане з провалами гірських порід над підземними порожнинами, створеними процесами вимивання та вилуговування легкорозчинних гірських порід. Такі улоговини називаються *карстовими*, а озера, розташовані в них, здебільшого, невеликі за розмірами. Найпоширенішими серед екзогенних озер є озера, сформовані в процесі перегородження долин рік та струмків природними загатами (греблями). Залежно від походження загат серед них розрізняють: обвальні, льодовиково-моренні і навіть біогенні, якщо утворення загати пов'язане з діяльністю тварин або рослин. Всі ці озера характеризуються різко видовженою формою та невеликою глибиною.

Другою важливою умовою виникнення озер є *джерело водної маси*. Більшість озер живляться за рахунок поверхневих вод – рік та атмосферних опадів, які заповнюють озерні улоговини. Проте, в деяких озерах, особливо тектогенної групи, основним джерелом водної маси є підземні води. Разом з тим, існують також *реліктові*, або *залишкові* озера, які утворилися внаслідок відокремлення їх від моря і, відповідно, водна маса таких озер має морське походження.

Гідрологічний режим озер (збільшення та зменшення води) тісно пов'язаний з кліматичними особливостями районів їхнього розташування. За гідрологічним режимом усі озера можна поділити на три групи: безстічні, проточні та озера з перемінним стоком.

Безстічні озера поширені в областях аридного (сухого) та семиаридного (посушливого) клімату. Вони живляться за рахунок рік, тимчасових потоків або атмосферних опадів та не мають стоку, а втрачають воду тільки внаслідок випаровування.

Проточні озера поширені здебільшого в областях гумідного (вологого) клімату та живляться водами рік і атмосферних опадів. Характерною особливістю таких озер є те, що окрім випаровування, вони також віддають воду через ріки та струмки, які з них витікають, або шляхом підземного стоку.

Озера з перемінним стоком – це періодично проточні озера, з яких стік води відбувається лише в періоди високих вод.

Водний баланс та клімат відіграють основну роль у формуванні хімічного складу озерних вод. Так, наприклад, морські води реліктових озер з проточним гідрологічним режимом і розташованих в гумідній кліматичній зоні, можуть поступово замість прісними поверхневими водами атмосферного походження. В безстічних озерах областей аридного клімату, де відбувається інтенсивне випаровування, спостерігається збільшення солоності води.

Мінералізовані озера діляться на хлоридні, сульфатні та карбонатні. Хімічний склад озерної води значною мірою визначається характером осадконакопичення. В озерній воді містяться також тонкі глинисті та пілуваті частинки, які приносяться в озеро поверхневими та підземними водами або вітром. Дуже багато, особливо у водах прісних озер, органічних речовин (водоростей, дрібних планктонних організмів, тощо). Для органічних та неорганічних суспендованих речовин характерна кліматична сезонність. У весняний, літній та осінній періоди різко збільшується кількість органічних речовин, а неорганічних – весною та осінню. Взимку вміст органіки та мінеральних часток у воді різко зменшується.

Залежно від характеру руху води озера діляться на *проточні* та *застійні*. Перші, здебільшого, приурочені до долин рік і рух води в них зумовлений рухом маси річкової води. Окрім постійних течій в озерах також відбуваються тимчасові переміщення води, пов'язані з вітровими хвилями. Висота хвиль в озерах, здебільшого, незначна, але іноді може досягти 5 м. При різкій зміні атмосферного тиску або при сильному вітрі певного напрямку виникають так звані *сейші* – хвилі, які утворюються при переміщенні великих мас води від одного берега до іншого, при цьому перший частково осушується, а протилежний – затоплюється. У великих озерах рух води може бути спричинений нерівномірним нагріванням поверхні води сонячним промінням.

У застійних озерах переміщенню підлягають тільки води поверхневих шарів. Води глибоких горизонтів залишаються нерухомими, при цьому вертикальна циркуляція відсутня і в придон-

ній частині, де відбувається інтенсивний розклад органічної речовини, утворюються сірководень, вуглекислий та інші гази.

Геологічна діяльність озер складається з абразії (руйнування, розмивання) берегів та дна, перерозподілу матеріалу в середині водоймища і накопичення осадків на дні та схилах улоговини. Характер та інтенсивність геологічних процесів залежить від типу та розмірів озерної улоговини, динаміки і складу води, а також від інтенсивності розвитку біоти.

Озерна абразія, або лімноабразія, пов'язана з рухами води і, насамперед, з вітровими хвилями. Існує певна залежність між розмірами озера, висотою хвиль і інтенсивністю руйнування берегів. У відносно невеликих озерах зі статичним дном та встановленим рівнем води лімноабразія мінімальна, тому що береговий абразійний профіль в них уже сформований, абразійні уступи віддалені на недосяжну для хвиль відстань і робота в даному випадку зводиться лише до подрібнення відкладів зони пляжу. В озерах загатного типу на початкових стадіях розвитку, особливо в період накопичення води, абразія досягає найвищого ступеня. Відбувається інтенсивне розмивання берегів та загати (греблі), іноді до повного знищення останньої і зникнення озера. У протічних озерах можливе розмивання дна. Загалом лімноабразія поступається ерозії і руйнівній роботі морів та океанів, що, мабуть, спричинене значним розвитком прибережної рослинності.

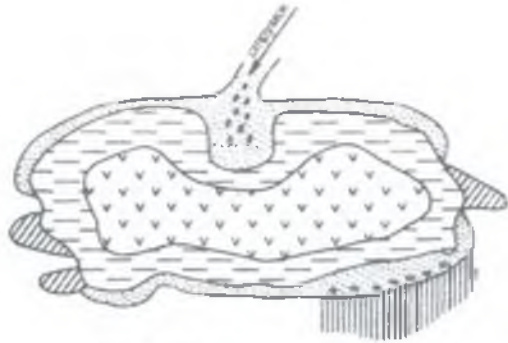
Уламковий матеріал, який надходить у озеро при руйнуванні берегів або приноситься водами поверхневого стоку, сортується за розміром і розноситься хвилями та течіями по всьому водоймищу, а загалом осідає на дно та перемішується з органічними і хемогенними осадками, які утворюються безпосередньо в озері.

Осадконакопичення – це один з головних видів геологічної діяльності озер. В озерах утворюються всі генетичні типи осадків: теригенні (уламкові), органігенні та хемогенні.

Теригенні відклади найбільше поширені в озерах проточного типу. Це, здебільшого, дельтові озера та значні за розмірами водоймища, де велика роль належить абразії, а уламковий матеріал, завдяки інтенсивному руху води, підлягає хорошему сортуванню.

І рубоуламкові осадки, такі як галька та пісок, відкладаються поблизу гирла ріки або струмка, утворюючи підводну дельту, а також біля підніжжя крутих берегів, які піддаються розмиву. Алевритовий та глинистий матеріал розноситься по всій території озера і, осідаючи, утворює на дні тонкозернистий теригенний мул (рис. 5.56).

Орґаногенні відклади характерні для відносно спокійних у гідродинамічному відношенні та неглибоких озер. Обмілілі береги таких озер, здебільшого, заростають рослинністю, розподіл якої має зональний характер. Безпосередньо біля берегів росте осока, далі від них — рогіз, очерет, лілії. Всі вони, відмираючи восени і утво-



1 2 3 4 5

Рис. 5.56. Схема розподілу відкладів в озері
1 — галька та пісок; 2 — глинистий, вапняний та інший мул; 3 — органічно-детритовий (рослинний) мул; 4 — діатомовий мул; 5 — крутий берег.

рюють на дні озера своєрідний шар органічної маси, яка згодом перетворюється на торф. Окрім цього, в озерах дуже добре розвивається різноманітний рослинний планктон, представлений синьо-зеленими, діатомовими та іншими водоростями. Наприкінці літа відбувається розмноження (цвітіння) планктонних водоростей, і тоді вони тонким шаром покривають, практично, всю поверхню озера. Разом з фітопланктоном на поверхні плаває численна кількість дрібних тваринних організмів. Уся маса планктону, відмираючи, опускається на дно та, змішуючись з глинистим матеріалом, утворює шар органічного мулу. В подальшому, за допомогою анаеробних бактерій відбувається бітумінізація мулу і він перетворюється на *сапропель* (грец. "сапрос" — глиний, "пелес" — мул). У процесі діагенезу сапропель перетворюється на *сапроколі*

– породу чорно-коричневого кольору, яка відноситься до класу бурого вугілля сапропелевого типу.

Серед органогенних озерних відкладів зустрічаються також черепашкові вапняки, які утворюють малопотужні прошарки та лінзи. Рештки діатомових водоростей утворюють кременистий діатомовий мул, який є основою для утворення *діатоміту* – пухкої органогенної гірської породи.

Хемогенні відклади характерні для озер з високою мінералізацією води і поширені вони в аридних та семиаридних областях, де посилене випаровування води призводить до утворення перенасичених розчинів і ропи. В результаті, починається осадження солей. Так відбувається утворення покладів кухонної і калійної солей, мірабіліту, соди та інших хемогенних корисних копалин.

У прісноводних озерах районів вологого клімату відбувається накопичення карбонатного мулу, з якого в подальшому утворюються лінзи та малопотужні прошарки вапняків і мергелів. Часто зустрічаються і вапнякові конкреції. З колоїдних розчинів, які приносяться ріками або підземними водами, на дні озер утворюються залізисті та марганцеві конкреції (кулясті стяжіння діаметром від 0,5-1,0 мм до 10 мм), які можуть суцільним шаром покривати більшу частину дна озера. В озерах тропічних областей відбувається осадження оксиду алюмінію з якого згодом утворюються боксити – руди для отримання алюмінію.

Невід'ємною складовою ландшафтів районів гумідного клімату є болота, які займають близько 2 млн. км² суходолу.

Болотами називаються ділянки земної поверхні, які характеризуються надмірною зволоженістю верхніх горизонтів ґрунтів та гірських порід, розвитком своєрідної болотної рослинності та утворенням торфів. Вони здебільшого виникають на місці озер, в заплавах рік та струмків, приморських низовинах, лісових та лугових сильно зволжених западинах.

Озерні болота утворюються внаслідок заростання озера болотною рослинністю з одночасним накопиченням на дні рослинних рештків. Процес заростання розпочинається від берегів (рис. 5.57). До глибини 1 м переважає осока, глибше (1-2 м) – рогоза та очерет, на глибинах до 4-5 м – водяні лілії. В осінній період вна-

слідок відмирання рослин на дні утворюються рослинний мул та торф, який за складом відповідає названим вище рослинам. Утворення шару торфу сприяє обмілнню озера та, відповідно, розширенню ділянки розростання тих або інших рослин, тобто просуванню зони заростання до середини озера. Коли зони з'єднуються, озеро перетворюється на болото.

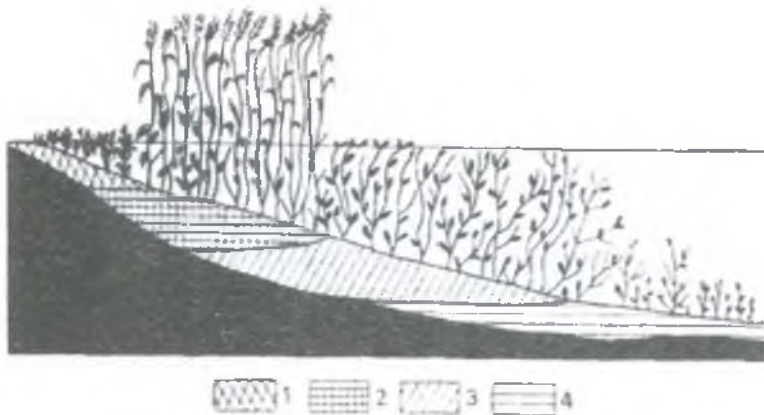


Рис. 5.57. Схема заростання озера і утворення торфу.

1 — осоковий торф; 2 — роговий та очеретяний торф; 3 — сфагновий торф; 4 — сарпеліт.

Лісові та лугові болота утворюються в межах понижених ділянок посеред лісу або лугу внаслідок постійного перезволоження ґрунту. Причиною утворення таких боліт є вимивання (вилуговання) надлишковою водою речовин, які сприяють нормальному розвитку рослинності та їхнього відмирання. На зміну деревній рослинності в лісі та трав'яній на лугах приходять менш вимогливі до мінеральних солей мохи — зелений та сфагновий. Мохова дернина насичена водою, перекриває доступ кисню до рослин, які розкладаються, що сприяє торфоутворенню і заболочена ділянка таким чином перетворюється на болото.

Залежно від умов утворення та розташування виділяються наступні типи боліт: верхові, низовинні, проміжні та приморські.

Верхові болота утворюються на низьких сідлоподібних вододілах, поверхнях річкових терас і пологих схилах незначних підвищень в рельєфі. Живляться вони атмосферними опадами і характеризуються бідною рослинністю, серед якої переважає сфагновий мох. Останній швидше розвивається в середній частині болота, що надає його поверхні опуклої форми. Мох швидко заростає деревною рослинністю (сосною, модриною), а також вереском, журавлиною, чорницею.

Низовинні болота приурочені до улоговиноподібних форм рельєфу і, здебільшого, утворюються на місці озер. Джерелом їхнього живлення є підземні води та води наземного стоку. Комплекс рослинності в них значно різноманітніший у порівнянні з верховими болотами. Тут ростуть зелений мох, осока, очерет, а з дерев найпоширеніші вільха та береза.

Проміжні болота живляться атмосферними опадами і підземними водами. У рельєфі вони займають проміжне положення між верховими та низинними.

Приморські болота поширені в межах приморських зон з вологим кліматом, де займають значні за розміром території. Головним джерелом їх живлення є атмосферні опади, а також води припливу. Рослинність різноманітна, здебільшого деревна, але з корінням, пристосованим до тривалого перебування під водою. В тропічних областях такі болота заростають манграми — деревами з корінням, яке виходить на поверхню.

Геологічна діяльність боліт зводиться здебільшого до утворення торфів. *Торф* — це органогенна (фітогенна) гірська порода, яка складається із рештків рослинних організмів, що повністю розклалися в бологах за відсутності кисню. Колір торфу змінюється від бурого, сірого до чорного. Вміст мінеральних домішок змінюється від 2 до 20% сухої маси торфу. Вони визначають зольність торфу та його тип: верховий (з верхових боліт) характеризується зольністю 2-4%, перехідний — 4-6%, низинний — 6-20%. Залежно від рослинного складу розрізняють деревний, трав'яний та моховий види торфів. Залягає торф у вигляді лінзо- та пластоподібних тіл потужністю до 20 м і більше. Основна маса торфо-

вищ зосереджена в північних районах Євразійського та Північноамериканського континентів.

Окрім органогенних утворень, в болотах відбувається також формування *хемогенних відкладів*. Останні широко розвинені в низовинних болотах, де зустрічаються в нижній частині торфовищ. Тут, завдяки дренаванню пересичених кальцієм або залізом підземних вод, формуються лінзи *болотного ванна*, а також *болотної залізної руди*, а в у відповідних умовах (закисне середовище) – *вівіанітові глини*.

Завершуючи коротку характеристику геологічної діяльності озер та боліт, слід зазначити, що з першими пов'язане формування таких своєрідних корисних копалин, як *кухонна та калійна солі, залізні, марганцеві руди та боксити*, а також органогенних корисних копалин (*сапронель, сапроколя, бітумінозні сланці та діатоміт*). До других приурочені родовища *торфу і кам'яного вугілля*. Все це свідчить про велике народногосподарське значення озер та боліт і необхідність вивчення закономірностей їх розвитку та формування.

Запитання для самоперевірки

1. Охарактеризуйте основні генетичні типи озерних улоговин.
2. В чому полягає геологічна діяльність озер?
3. Які гірські породи утворюються в озерах?
4. Поясніть процес утворення болота.
5. Охарактеризуйте генетичні типи болот.
6. В чому полягає геологічна діяльність болот?
7. Які гірські породи і корисні копалини утворюються в процесі геологічної діяльності болот?

5.2.9. Гравітаційні процеси

Гравітаційні процеси – це процеси, які зумовлені дією сили земного тяжіння і проявляються через переміщення гірських порід з підвищених ділянок рельєфу в понижені. Відповідно, вони проявляються на схилах гір, долин рік, ярів, балок, берегових схилах морів та озер, на похилому морському дні і здебільшого називаються *схизовими процесами*. Причиною виникнення таких процесів, насамперед, є порушення стійкої рівноваги, в якій знаходяться гірські породи на поверхні Землі. Це можливе у випадках землетрусу, додаткового навантаження на породи, вилучення певної маси породи з підніжжя схилу в результаті підмивання рікою (ерозія), морем (абразія), а також при різноманітних видах діяльності людини. Всі ці фактори спричиняють рух маси гірських порід. Слід зазначити, що такому руху сприяють усі інші геологічні процеси, які призводять до руйнування зв'язків між мінералами в породі (вивітрювання, геологічна діяльність вітру), а також зменшенню зчеплення між поверхнею схилу та тілом яке рухається (геологічна робота поверхневих і підземних вод тощо).

Геологічна робота гравітаційних процесів зводиться до наступного: 1) руйнування гірських порід у верхніх частинах схилів; 2) переміщення зруйнованого матеріалу під дією сил гравітації до підніжжя схилу (основна частина процесу); 3) накопичення маси гірських порід у понижених ділянках схилу та біля його підніжжя. В результаті цієї роботи утворюються відклади, які називаються *колювієм* (лат. "colloviu" – скупчення).

Колювіальні відклади складаються з різноманітних за складом і розміром уламків порід: брил, щебінки, алевритових і пелітових часток. Для них характерне слабе сортування матеріалу, відсутність верстуватості і різка зміна потужностей. Сучасні колювіальні відклади можуть бути пухкими або слабо зцементованими.

Гравітаційне переміщення уламків порід може відбуватися дуже швидко, майже миттєво (обвали, каменепад), або сповзати дуже повільно. Останнє називається *крипом* (анг. "крип" – *повзти, ковзати*).

У гравітаційних процесах значна роль належить підземним водам. Вони через вилугування та вимивання окремих мінералів утворюють порожнини і тим самим послаблюють зв'язки між верствами які їх підстелюють і перекривають, змочують поверхню глинистих порід, що робить її ковзкою і сприяє руху поверхневих мас гірських порід.

Поверхневі води також відіграють значну роль у формуванні гравітаційних процесів. Вони наповнюють пухкі відклади, що також порушує внутрішні зв'язки в певному масиві і сприяє переміщенню порід у вигляді в'язких або рідких потоків вниз по схилах. Як приклад можна навести рух селевих потоків і опливи. Води океанів, морів, озер і водосховищ зумовлюють переміщення осадків по похилому дну.

Як випливає з наведеного, в гравітаційних процесах і формуванні колювіальних відкладів приймають участь різноманітні чинники, проте головними при цьому є сила тяжіння і вода, тобто *гравітаційний та аквальний фактори*. Враховуючи значення води при переміщенні мас гірських порід під впливом сил тяжіння, гравітаційні процеси можна розділити на чотири категорії; 1) власне гравітаційні, 2) водно-гравітаційні, 3) гравітаційно-водні і 4) підводно-гравітаційні. Категорії, залежно від характеру переміщення порід поділяються на групи, а ті, в свою чергу, на типи (табл. 5.2).

Власне гравітаційні процеси, як видно з таблиці 5.2., поділяються на три групи: провальні і обвальні, що відбуваються швидко та раптово, і крипові, розвиток яких відбувається повільно. Однією з умов формування *провальних* процесів є наявність підземних порожнин. Під дією сили тяжіння породи, які перекривають ці порожнини провалюються. Безпосередньою причиною виникнення провалу можуть бути землетрус, вибух, збільшення навантаження на породи розташовані над порожнинами. Величина зміщення, форма та розміри провалів залежать від розмірів

підземних порожнин. Внаслідок провалів на поверхні утворюються ями, колодязі, котловини та інші від'ємні форми рельєфу. Дуже часто провали виникають в гірничих виробках (шахтах, штольнях, штреках тощо), особливо тих які перестали експлуатуватися. Якщо провал виникає на значних глибинах, то на поверхні він може і не проявлятися. При провалах, а також вивалах характерних для підземних карстових порожнин, таких як печери, гравітаційне переміщення маси гірської породи відбувається вертикально і дуже швидко, здебільшого моментально і носить катастрофічний характер.

Таблиця 5.2.

Класифікація гравітаційних процесів
(за О.Ф.Якушовою, В.Ю. Хаїним, В.І. Славіним)

Категорія	Група	Тип
Власне гравітаційні	Провальна	Раптові провали
	Обвальна	Обвали прості та складні, зсуво-обвали, каменепади, осипи, вивали
	Крипова	Просадка, крип схиловий
Водно-гравітаційні	Осувні	Осуви: брилові, блокові, терасоподібні, циркоподібні
Гравітаційно-водні	Осувно-потоківі	Осувні потоки, опливи, грязьокамінні потоки (селі), лахари
Підводно-гравітаційні		Підводні обвали, підводні осуви, каламутні потоки

Друга група власне гравітаційних процесів – *обвальних*, розвивається на прямовисних і крутих схилах. Причиною їх виникнення є утворення під впливом фізичного вивітрювання (здебільшого при замерзанні води) системи паралельних простяганню обриву тріщин, які поступово розширюються та відокремлюють певний блок породи від корінного масиву. Одночасно цей блок знає незначного нахилу в бік схилу і під впливом дії сили тяжіння поступово продовжує відокремлюватися аж до повного

відриву від масиву. При ударі, який виникає в результаті падіння блоку на схил, породи подрібнюються на різні за розмірами брили, що утворюють обвальний колювій. Можливе поступове відокремлення по тріщинах від блока окремих брил, що зумовлює виникнення складного багатофазового обвалу.

Обвали, які спричинені землетрусами можуть бути значними за масштабами. Так, у 1911 році на Памірі обвалилася маса порід об'ємом 8 млрд. т. В результаті було перегороджене русло ріки Мургаб, а висота греблі, яка при цьому утворилася сягала 600 м. На Україні подібні обвали спостерігаються в Гірському Криму. Тут у 1894 році обвалилася частина гори Південної Демерджі довжиною 460 м і шириною 300-400 м (рис. 5.58). Загальний об'єм порід, що обвалився, перевищував 7 млн. м³. Такий обвал відноситься до категорії катастрофічних. У результаті було зруйноване розташоване біля підніжжя гори село Демерджі. Сьогоднішніми свідками потужності обвалу є гігантські брили конгломератів, вага окремих з них досягає 2-3 тис. т.



Рис. 5.58. Обвальний колювій біля підніжжя гори Південна Демерджі в Кримських горах.

До гравітаційних явищ відносяться також *каменепади*, які виникають в результаті відриву від масиву гірських порід невеликих брил, які в процесі переміщення по схилу можуть відбивати інші брили, поступово збільшуючи їх кількість. До цієї групи

відносяться також і *осипи*, які утворюються в результаті переміщення по схилу під впливом сили тяжіння щебінки і дрібних улаmkів гірських порід.

Крипова група власне гравітаційного процесу об'єднує явища, пов'язані з повільним переміщенням поверхневих дезінтегрованих відкладів, як на глибину (*глибинний крип*) у вигляді просідання та прогинання порід, так і вниз по схилах – *схиловий крип*. Причиною виникнення крипу є ущільнення на глибині пухких пластичних порід (лесів або глин), утворення на глибині в результаті відтаювання та замерзання води розущільненої речовини (*криогенний крип*), вилуговування окремих мінералів, відкачування підземної води, видобуток нафти та газу, тощо (*антропогенний крип*). В результаті крипу на поверхні виникають тарілкоподібні улоговини, а також на схилах відслонюються корінні породи з нагромадженням біля їх підніжжя колюв'яльних відкладів.

Водно-гравітаційні процеси характеризуються переміщенням по схилах значних мас гірських порід, і їх ще називають зсувами. Переміщенню можуть підлягати цілі блоки гірських порід і тоді говорять про блоковий осув, або окремі брили (бриловий осув). Переміщенню можуть підлягати, як маси корінних порід зі збереженою первинною текстурою, верстуваті тріщинуваті породи, так і пухкий елювій, або утворені раніше на схилах колюв'яльні і делювіальні відклади. Осувним процесом може бути охоплений весь схил, його частина, або частина долини яру. Такі ділянки земної поверхні, де мають місце осувні явища називають осувними районами. Вони характеризуються своєрідною будовою, з властивими тільки їм елементами рельєфу, серед яких у верхній частині осувного схилу чітко виділяється, крута увігнута до середини стінка, або стінка відриву тіла осуву, вирівняна ділянка схилу називається ложем осуву, а переміщена маса гірської породи – тілом осуву (рис. 5.59).

Ложе осуву – це частина схилу по якій відбувається переміщення відірваної маси гірських порід. Від кута нахилу ложа залежить інтенсивність руху осуву. Осув порід відбувається почи-

наючи з нахилу ложа більше 5° , а на дні океанів, морів та інших водоймищ цей показник знижується до 1° .

Тіло осуву може мати різні розміри та форму, проте, здебільшого, воно обмежується зверху нерівною, горбистою площадкою, нахиленою в сторону схилу, а фронтальна частина має вигляд крутого горбистого схилу похилого в напрямку руху осуву. У випадку, коли верхня площадка характеризується рівною поверхнею паралельною до схилу, тіло осуву нагадує річкову терасу, а сам осув називають *терасоподібним*. Здебільшого поверхня тіла осуву в плані нагадує напівцирк, в такому випадку говорять про *циркоподібні* осуви.

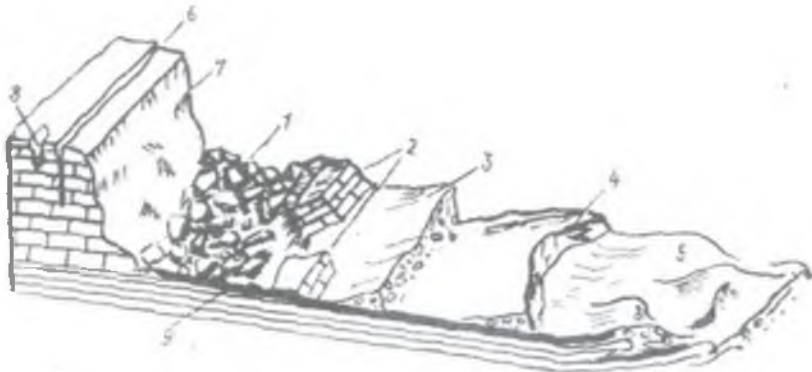


Рис. 5.59. Типи колюв'яльних тіл і будова району осуву.

1 – обвальне; 2 – блоково-осувне; 3 – терасоподібне; 4 – циркоподібне, 5 – горби випирання; 6 – тріщини відриву; 7 – стінка відриву; 8 – провал; 9 – ложе осуву

Ложе осувів, здебільшого, складають глинисті породи, які одночасно виконують роль водотриву, в зв'язку з чим породи, що залягають вище завжди знаходяться у перезволоженому стані завдяки накопиченню в них води. Наявність води послаблює зв'язки між ложем та породами, які на ньому залягають, що і є однією з причин виникнення осувів. Це дозволяє відносити осуви до водно-гравітаційних явищ.

Тіла осувів у порівнянні з обвальними рухаються набагато повільніше і характеризуються фазовими змінами швидкості руху. Так, наприклад, встановлено, що дуже поширені в минулому у Гірському Криму осуви рухалися зі швидкістю 0,1-100 м за рік. При цьому мали місце фази швидкого руху, які змінювалися повільнішим або навіть періодами тривалого спокою. Окремі частини осувного тіла також рухаються з різною швидкістю, що зумовлює утворення тріщин, внутрішніх стінок відриву, а в блокових і брилових осувах – численних дрібних обвалів, а іноді і цілковитого руйнування блока. Осуви, що руйнуються в процесі руху відносять до обвально-осувного типу. Виникнення осуви та активізація осувного процесу можуть бути обумовлені різними причинами, що, відповідно, зумовлює формування осувів різного типу. Так, наприклад, посилення тиску на верхню частину тіла осуви призводить до утворення осувів (*детрузивного* (зштовхування) типу. При розвантаженні нижньої частини схилу шляхом створення порожнин, які послідовно заповнюються окремими сегментами тіла осуви, утворюються *дельпсивні* (які вільно ковзають) осуви. У випадках, коли підмивання схилу обумовлене геологічною роботою морських хвиль, осуви, що виникають при цьому, відносять до *абразивного* типу. При руйнуванні підніжжя схилів долин течією ріки утворюються *ерозійні* осуви, а при землетрусах – *сейсмогенні*. Осуви, які спричинені діяльністю людини називаються *штучними*, або *антропогенними*.

За розмірами та об'ємами тіла осувів бувають самими різноманітними, від перших метрів довжиною і об'ємом в перші десятки м³ маси гірських порід, до перших кілометрів і об'ємом в сотні млн. м³. Так, наприклад, на північному схилі Кавказьких гір, у Дагестані утворився осув довжиною 2 км і об'ємом маси гірських порід більше 200 млн. м³. На Україні значні за розмірами осуви характерні для районів Карпат і Гірського Криму. Дрібні осуви найчастіше розвиваються на схилах ярів та балок і більшість з них належать до антропогенних, тобто зумовлених діяльністю людини.

Гравітаційно-водні процеси – це гравітаційні явища в формуванні яких суттєва роль належить як підземним, так і поверх-

невим (атмосферним) водам. Твердий дезінтегрований (подрібнений) матеріал при цьому процесі переміщується з місця первинного залягання не шляхом обвалювання або ковзання, як при попередніх процесах, а свослідним плином "твердого" потоку. Серед гравітаційних явищ даної категорії виділяють наступні типи: осувні потоки, опливи, селеві грязьокам'яні потоки, потоки вулканогенних порід (лахари) та інші. Здебільшого явища цієї категорії найбільш активно проявляються в періоди танення снігів або сильних дощів. У даному випадку гірські породи просякнуті водою в результаті чого порушуються зв'язки між окремими частками та зернами породи, вони розріджуються і набувають здатності текти. Так виникають *осувні потоки*, які здебільшого поширені вздовж долин рік та струмків.

В осувних потоках маса гірських порід втрачає первинну текстуру в зв'язку з чим після відкладення та висихання колювій являє собою накопичення окремих грудок ґрунту з включеннями незначних за розмірами фрагментів тіла осуву в якому збереглась первинна текстура породи. Поверхня осувного потоку завжди горбиста, а форма тіла еліпсоподібна або сильно видовжена і нагадує тіло долинного гірського льодовика за що іноді їх називають *глетчерними* осувами. У нижній частині при виході з долини такий осув віялоподібно розширюється і нагадує конус виносу.

Опливами називають невеликі за розмірами та віддалені на незначні відстані від місця їх зародження грязьові потоки. Вони нагадують селі, але значно менші за масштабами.

Селеві потоки (араб. "сель" – бурхливий потік), які в Альпах ще називають *мурами*, також належать до гравітаційно-водних явищ. У їх формуванні та розвитку основна роль належить дощовим, зливовим та річковим водам, і в меншій мірі – підземним. Проте, гравітаційні сили, як фактор виникнення селів, є невід'ємною складовою процесу селеутворення.

Залежно від розмірів уламкового матеріалу, що переноситься селевими потоками, серед них розрізняють грязьокам'яні, в яких вміст крупних і дрібних уламків знаходяться приблизно в однаковому співвідношенні; водно-кам'яні, в яких переважають ве-

ликі уламки порід валунної та брилової розмірності (рис. 5.59); і грязьові потоки, представлений сумішшю води та глинистого матеріалу, а великі уламки зустрічаються дуже рідко.

Кінцевим продуктом селевих потоків є *селевий колювій*, який являє собою нагромадження невідсортованого різноуламкового матеріалу з переважанням в одних випадках валунів, брил, щебінки, а в інших – глини або піску. Грубий колювій, що розташований в гирловій частині струмка, по якому рухався селевий потік, може піддаватися вторинному сортуванню матеріалу шляхом вимивання з нього водами струмка дрібних частинок і їх перевідкладення нижче за течією.

Селеві потоки в умовах континентального клімату виникають здебільшого під час або після сильних зливових дощів. Селевий колювій накопичується здебільшого в передгірських районах і міжгірських западинах, де складає потужні (до десятків і сотень метрів) товщі, представлені пухкими грубоуламковими відкладами. Найчастіше місцем зародження селевих потоків є гірські області. Вони поширені на Кавказі, в Середній і Центральній Азії, а в межах території України селеві потоки поширені в Карпатах і Гірському Криму.

Селеві потоки справедливо відносять до класу природних надзвичайних ситуацій, тому що вони наносять велику шкоду і нерідко призводять не тільки до значних матеріальних, але й людських втрат. Так, у 1921 році селевий потік, який затопив і зруйнував частину міста Алма-Ати в Казахстані спричинив загибель декількох сотень людей. У 1940 р. селевий потік, який пройшов по долині р. Баксан на Північному Кавказі виніс в півніжжя гір близько 3 млн. м³ твердого матеріалу серед якого була велика кількість брил розміром більше 1 м³. На Памірі сель, маса якого складала сотні кубічних метрів глинистого матеріалу, валунів і інших уламків гірських порід за декілька хвилин перекрив русло гірської ріки і "збудував" греблю, вище якої впродовж трьох діб утворилося озеро довжиною більше 2,5 км.

Грязьокам'яні потоки, подібні до селевих, виникають також і на схилах діючих вулканів. Вони спричинені зливовими дощами або талими водами, які формуються після виверження. Ці потоки

води захоплюють пухкі вулканічні породи, якими складені схили вулканів і переносять їх до підніжжя. Такі вулканічні грязьокам'яні потоки називаються *лахарами*.

Підводно-гравітаційні процеси відбуваються на дні океанів, морів та інших водоймищ. Найпоширенішими серед них є підводні осуви. Вони виникають на відносно крутих схилах, коли осади починають осуватися під впливом власної ваги, або під впливом навантаження спричиненого тілом осуву, яке спускається в океан, море, озеро, інше водоймище з берега. Такі осуви можуть охоплювати весь схил, або переміщуватися по підводних каньйонах, улоговинах і інших локальних пониженнях на дні. Причиною виникнення желеподібних каламутних потоків на дні морів та океанів, які переміщують значну кількість уламкового матеріалу в завішеному стані, можуть бути також і підводні течії. При акумуляції матеріалу перенесеного каламутними потоками формуються своєрідні відклади, які називаються *турбідітами*. Вони складені рівновеликими уламками гірських порід принесених з суходолу, або тих, що утворилися безпосередньо у водоймищі, зцементованих глинистим матеріалом. Такі відклади здебільшого нагромаджуються біля підніжжя материкового схилу, або на дні глибоководних западин.

Вище вже зазначалось, що гравітаційні явища наносять людині велику шкоду. Вони виникають несподівано, раптово і здебільшого носять миттєвий характер (наприклад обвали) що призводить до катастроф, які передбачити дуже важко. Тільки детальне вивчення та тривале спостереження за динамікою всіх факторів, які обумовлюють гравітаційні процеси, можуть сприяти їх попередженню. Провісниками виникнення обвальних-осувних явищ можуть бути тріщини на схилах і їх швидке розширення, а спостереження за режимом поверхневих і, особливо, підземних вод дає можливість передбачити розвиток гравітаційно-водних процесів (осувів, селів тощо).

Конкретні заходи по боротьбі з осувами зводяться до наступного: потенційні осувні схили слід закріплювати шляхом засадження чагарниками і деревами з добре розвинутою кореневою системою, або проводити штучне терасування схилів: біля підніжжя

схилів які зазнають осування споруджуються підпірні стінки; поверхневі води слід відводити зі схилів спеціальними жолобами, а підземні – перехоплювати у верхній частині схилу канавами; вздовж річкових, озерних і морських берегів споруджуються захисні споруди з метою запобігти руйнуванню берегів хвилями та їх підмивання; при проведенні земляних робіт необхідно уникати можливого підрізання схилів і створення на їх поверхню додаткового навантаження через спорудження будівель, або насипів.

Важче боротися з селевими потоками, через те, що сель формується з твердого пухкого матеріалу, який зноситься поверхневими водами зі значних за площею територій. З метою запобігання його знесення необхідно закріплювати цей матеріал засаджуючи схили рослинністю, будувати невеликі загороджуючі споруди, які б перешкоджали переміщенню елювію, делювію або колювію з місця їх залягання. Поперек русла, по якому можливий рух селевого потоку, споруджують греблі, щоб уповільнювати швидкість руху селю та затримувати твердий матеріал, який переноситься потоком.

Запитання для самоперевірки

1. *Охарактеризуйте основні фактори виникнення гравітаційних процесів.*
2. *Дайте характеристику типам гравітаційних процесів.*
3. *Що таке колювій ?*
4. *Охарактеризуйте класифікацію гравітаційних процесів.*
5. *Що таке крип ?*
6. *Охарактеризуйте власне гравітаційні процеси.*
7. *Охарактеризуйте водно-гравітаційні процеси.*
8. *Охарактеризуйте гравітаційно-водні процеси.*
9. *Розкрийте суть практичного значення вивчення гравітаційних процесів.*
10. *Де в межах території України можливе проявлення гравітаційних процесів ?*

5.2.10. Геологічна діяльність морів і океанів

Сукупність водних просторів океанів і морів, які займають 361 млн. км² або 70,8% поверхні Землі, називається **Світовим океаном**. Він об'єднує чотири океани: Тихий, Індійський, Атлантичний та Північний Льодовитий, а також окраїнні і внутрішньо-континентальні моря.

Окраїнні моря – це моря, які характеризуються вільним зв'язком з океаном і, в ряді випадків, відокремлені від них ланцюгом островів або півостровів. До морів такого типу належать: Берингове, Охотське, Японське, Східно-Китайське, Південно-Китайське, Карибське та інші.

До недавнього часу вважалося, що дно океанів характеризується відносно спокійним рельєфом, а певні геоморфологічні елементи поступово змінюють один одного в міру віддалення від материка. Проте, як показали результати фундаментального вивчення океанів та морів, рельєф дна останніх характеризується надзвичайною складністю, так само як і рельєф материків, тут поширені позитивні форми рельєфу, западини і відносно спокійні ділянки, які нагадують рівнини.

У рельєфі дна океанів виділяються наступні планетарні форми: підводні окраїни материків, ложе океану, глибоководні жолоби та серединно-океанічні хребти. До складу підводних окраїн материків входять: шельф, материковий, або континентальний, схил та материкове підніжжя (рис. 5.60).

Шельф являє собою підводну, нахилену в бік океану рівнину, яка безпосередньо прилягає до суходолу. Зі сторони океану він обмежується чітко вираженою бровкою. Середня глибина області шельфу становить 200 м, а бровка здебільшого розташовується на глибинах 100-130-200 м і дуже рідко занурюється до 300 м та більше.

Материковий, або континентальний схил являє собою відносно крутий уступ, який простягається від бровки шельфу до

глибини 2,0-2,5 км, а місцями і до 3,0 км. Нахил його поверхні становить 3-5°, а в окремих випадках досягає 25° і навіть 40°. Сама поверхня схилу розчленована підводними каньйонами. Деякі з них досягають довжини 50-60 км, при ширині 2-5 км і за межі схилу не виходять, проте відомі каньйони, які тягнуться на сотні кілометрів, перетинають материковий схил і досягають глибин 3500 м та більше. Деякі з них простежуються в межах зони шельфу і є підводним продовженням річкових долин, континентів.

Материкове, або континентальне, підніжжя – це полого хвиляста рівнина, яка з'єднує материковий схил з ложем океану. Його ширина змінюється від декількох десятків до сотень кілометрів, а глибина не перевищує 2-3,5 км. Характерною особливістю зони підніжжя є значна потужність осадків.

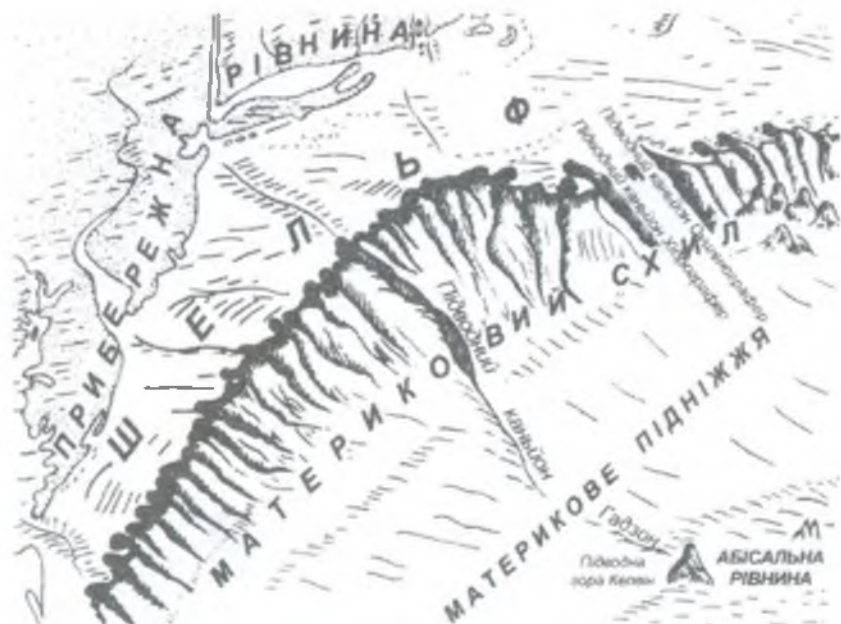


Рис. 5.60. Схема Атлантичної підводної окраїни Північної Америки

Такий перехід від континенту до океану, де чітко виражені послідовно розташовані зона шельфу, материковий схил та мате-

рикове підніжжя називається *атлантичним*, або *пасивним*. Він типовий для північної та південної Атлантики, Північного Льодовитого океану і значної частини Індійського.

Ложе Світового океану представлене здебільшого положистими, або горбистими рівнинами, розташованими на глибині 3,5-6,0 км. Вони ускладнені серединно-океанічними хребтами та іншими підвищеннями. Серед останніх широким розвитком користуються різноманітні вулканічні споруди, як підводні, так і такі, що виступають на поверхні у вигляді островів. Це конусоподібні вулкани з гострими вершинами, або скленінчастої та шитоподібної форми апарати, які здебільшого утворюють гірські ланцюги в межах яких спостерігаються також валоподібні підняття, на яких розташовуються плосковерхі підводні гори, що називаються *гайотами*, і які також відносять до вулканічних утворень.

Між хребтами та різноманітними підвищеннями знаходяться *улоговини*, які складають основну частину ложа Світового океану. Залежно від характеру будови поверхні дна океанічні улоговини діляться на два типи: *плоскі абісальні рівнини*, та *горбисті абісальні рівнини*. Перші являють собою рівнинні простори з незначним нахилом, другі – характеризуються наявністю скленінчастих підвищень висотою 100-300 м при ширині від 1 до 10 км. Плоскі рівнини здебільшого поширені в межах Атлантичного океану, а горбисті характерні для Тихого.

Невід'ємною складовою ложа океанів є *глибоководні жолоби* (западнини), які характеризуються найбільшою глибиною та знаходяться здебільшого на краю океанів, простягаючись паралельно береговим гірським хребтам, або зовнішнім частинам островних дуг. Найбільше глибоководні жолоби поширені в Тихому океані. Саме вздовж островних дуг північної та західної частин останнього простягаються такі відомі жолоби, як Алеутський (глибина 7822 м), Курило-Камчатський (10542 м), Японський (8412 м), Ідзу-Бонінський (9810 м), Волкань (9156 м), Маріанський (11022 м), Яп (8527 м), Палау (8527 м) та багато інших.

У Атлантичному океані глибоководні жолоби поширені в значно меншій мірі. Тут відомі такі жолоби, як Пуерто-Ріко (8385 м), Бартлет (7119 м), Південносандвічів (8264 м). В Індійському

океані найбільшим є Яванський, або Великий Зондський жолоб глибиною 7450 м.

Глибоководні жолоби – це відносно вузькі западини, які характеризуються асиметричним поперечним профілем. Схили, що примикають до острівних дуг круті, а протилежні – більш пологі. Вони ускладнені уступами і мають східчастоподібну поверхню.

Наявність глибоководних жолобів ускладнює перехід від континенту до океану, де підводні окраїни змінюються глибоководними западинами окраїнних морів, за якими розташовуються дуги островів, далі глибоководні жолоби і вже тільки після них – ложе океану (рис. 5.61). Такий тип переходу від континенту до океану називається *тихоокеанським*.

Важливими позитивними формами рельєфу дна всіх океанів є *серединно-океанічні хребти*, які утворюють єдину планетарну систему, протяжністю близько 60 тис. км (рис. 5.62). У Атлантичному океані чітко виражений Серединно-Атлантичний хребет меридіонального простягання, який на півдні різко повертає на північний схід і

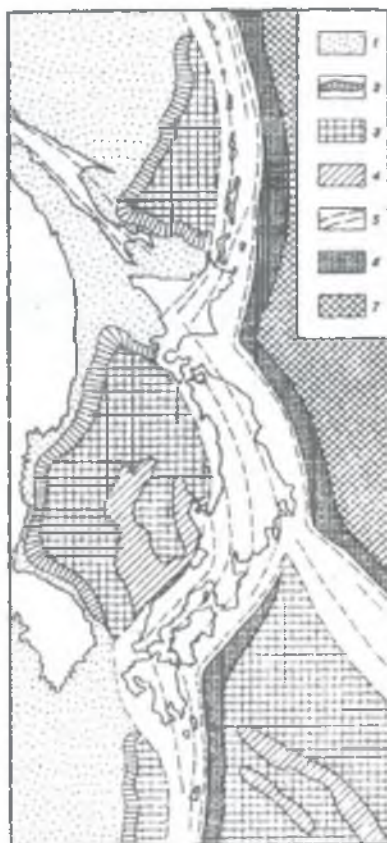


Рис. 5.61. Схема перехідної зони тихоокеанського типу в районі Охотського та Японського морів (за Г.П. Горшковим і О.Ф. Якушовою).

1 – шельф; 2 – материковий схил та підніжжя; 3 – дно глибоководних котловин окраїнних морів; 4 – внутрішні підняття в глибоководних морських котловинах; 5 – острівні дуги; 6 – глибоководні жолоби; 7 – ложе океану.

переходить в Африкано-Антарктичний. Останній, в свою чергу, змінюється Західно-Індійським. Від острова Родрігес у південно-східному напрямку простягається Центрально-Індійський хребет, який переходить в Австрало-Антарктичний. Східніше простягається Південно-Тихоокеанський хребет, який далі на північ змінюється Східно-Тихоокеанським. В межах Північного Льодовитого океану також є хребти та окремі підвищення, серед яких найбільш чітко вираженими є хребти Ломоносова та Менделєєва.

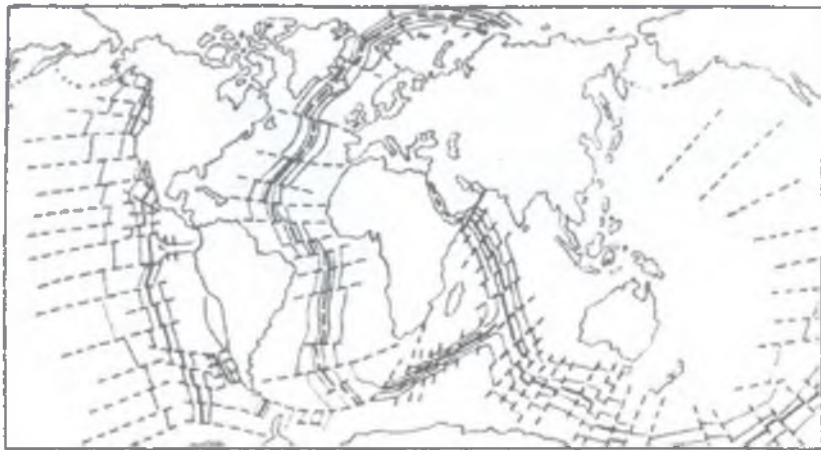


Рис. 5.62. Планетарна система серединно-океанічних хребтів.

Осі хребтів показані жирними лініями; пунктирні лінії – трансформні розломи.

На вершинах хребтів, вздовж їх осьових частин простягаються долиноподібні пониження, обмежені глибинними розломами, які називаються **рифтовими долинами**, або **рифтами** (англ. "рифт" – розколина, ущелина). Дно рифтів опущено на глибину 3,5-4,0 км, а гребені, які розташовані по обидві сторони рифтів знаходяться на глибинах 1,5-2,0 км, і січуться численними поперечними розломами з вертикальними і горизонтальними зміщеннями. Амплітуди перших становлять 3,5-4,0 км (рис. 5.63), а других досягають перших сотень кілометрів (рис. 5.62).



Рис. 5.63. Профіль через Серединно-Атлантичний хребет в північній частині Атлантики (за Дж. Ферхугеном).

Усі серединно-океанічні хребти характеризуються інтенсивною сейсмічністю, високим тепловим потоком та вулканізмом.

Окраїнні і внутрішньоконтинентальні моря, залежно від характеру будови їх дна М.М.Страхов розділяв на *плоскі* та *котловинні*. До групи плоских морів цей дослідник відносив моря, які утворилися внаслідок опускання під воду ділянок суходолу та глибина яких загалом не перевищує глибини шельфу і тільки на локальних ділянках досягає 300-500 м. Такі моря ще називають *епіконтинентальними* (грец. "epi" – на), тобто такими, що утворилися на континенті. До плоских морів відносяться: Баренцове, Карське, Біле, Північне, Азовське та інші.

Котловинні моря значно глибші в порівнянні з плоскими (2000-3500 м). У їх рельєфі присутні всі основні елементи характерні для океанів – область шельфу, континентальний схил, глибоководні улоговини та різноманітні підвищення. Здебільшого такі моря облямовані гірськими пасмами. Прикладом котловинних морів можуть бути Берингове, Охотське, Японське, Південно-Китайське, Чорне та інші.

Однією з особливостей Світового океану є солоність та своєрідний хімічний склад води, що відрізняє її від поверхневих і підземних вод континентів.

Солоність морської води – це сумарний вміст розчинених в ній мінеральних солей і визначається вона, здебільшого в *промілях* (тисячних долях вагових одиниць), які позначаються знаком ‰ або у вагових відсотках. Середня солоність води океану становить 35‰, або 3,5 ‰ (35 г/л). Суттєві відхилення від зазначеної величини, які фіксуються в окремих районах, пов'язані з кліматичною зональністю, що впливає на інтенсивність випаро-

вування води в областях з сухим кліматом, та кількість прісної води, яка приноситься ріками у вологих кліматичних областях. Граничні значення солоності океанічної води становлять 32 та 37‰. Здебільшого вона змінюється від 34 до 37‰. В широких межах змінюється солоність внутрішньоконтинентальних морів. Так, наприклад, у Середземному морі вона становить 35-39‰, у Червоному – збільшується до 41-43‰, а в морях гумідних кліматичних областей значно поступається середній величині. Так, наприклад, у Чорному морі рівень солоності змінюється від 18 до 22‰, у Каспійському він становить 12-15‰, а в Азовському не перевищує 12‰.

Хімічний склад океанічної та морської води представлений майже всіма хімічними елементами періодичної системи, проте визначають його лише деякі з них (табл. 5.3).

Таблиця 5.3

Іонний склад морської води при солоності рівній 35‰
(за О.К. Леонтьєвим)

Катіони	Кількість, г/кг	Еквівалент, %	Аніони	Кількість, г/кг	Еквівалент, %
Na ⁺	10,7596	38,64	Cl ⁻	19,3529	45,06
Mg ²⁺	1,2965	8,81	SO ₄ ²⁻	2,7124	4,66
Ca ²⁺	0,4119	1,69	HCO ₃ ⁻	0,1412	0,20
K ⁺	0,3991	0,84	Br ⁻	0,0674	0,07
Sr ²⁺	0,0078	0,01			

З наведеної таблиці видно, що морська вода характеризується наступними співвідношеннями іонів: Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻ та Na⁺, Mg²⁺, Ca²⁺. Разом з тим, це вказує на те, що в ній різко переважають хлориди і, в першу чергу, NaCl, вміст якого складає близько 78%, більше 9% припадає на долю MgCl₂, 2% належить KCl. На другому місці знаходяться сульфати – MgSO₄ (більше 6,5%), CaSO₄ (близько 3,5%), а на гідрокарбонати та інші сполуки припадає менше 1%.

Води Світового океану характеризуються своєрідним газовим режимом, зумовленим розчиненими різноманітними газами.

Найпоширенішими серед них є кисень і діоксид вуглецю. Джерелом кисню є атмосфера та зелені водорості. Проте, головне значення у збагаченні води киснем належить глобальній океанічній циркуляції в процесі якої багаті киснем маси холодної води високих широт надходять до екватора в придонному шарі.

Діоксид вуглецю знаходиться в морській воді частково в розчиненому, вільному стані, а частково в хімічно зв'язаній формі бікарбонатів. Відомо, що розчинність CO_2 у морській воді зростає зі зниженням температури, в зв'язку з чим холодні води Арктики та високих широт загалом містять більше діоксиду вуглецю в порівнянні з водами приекваторіальних широт. Значним вмістом CO_2 характеризуються також і природні води на глибинах 4000-5000 м. Основними джерелами цього газу є атмосфера, процеси життєдіяльності рослин, а також вулканічні та поствулканічні явища.

Деякі морські басейни характеризуються аномальним газовим режимом. Так, наприклад, Чорне море, де за даними М.М.Страхова на глибинах 150-170 м вода значно обділена киснем і, разом з тим, містить сірководень, вміст якого значно збільшується в придонній частині (рис. 5.64) при відсутності істотної вертикальної циркуляції. Сірководневе забруднення води починається з глибини приблизно 200 м і поступово зростає, досягаючи в придонній частині 5-6 $\text{см}^3/\text{л}$, а джерелом H_2S є сульфатвмісні бактерії, які в процесі життєдіяльності відновлюють сульфати морської води до сірководню. Подібні випадки сірководневого забруднення спостерігаються також і в норвезьких фіордах.

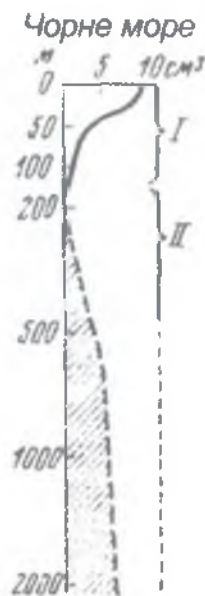


Рис. 5.64. Схема сірководневого забруднення Чорного моря (за М.М. Страховим).

I - киснева зона; II - сірководнева зона

Особливе значення в різноманітті хімічних, геологічних та інших процесів, які відбуваються в акваторії Світового океану належить **температурному режиму** останнього. Температура поверхневих вод морів та океанів тісно пов'язана з кліматичною зональністю. Середньорічна температура у високих широтах змінюється від 0 до 1,8-2,0 °С і досягає максимального значення 25-28 °С (31 °С) поблизу термічного екватора. Разом з тим, температура води змінюється також і з глибиною, досягаючи в придонних частинах 2-3 °С, а в приполярних областях понижується навіть до від'ємних значень – -1-2 °С.

Мінливими, відповідно, є **тиск і густина** морської води. Гідростатичний тиск в океанах та морях відповідає вазі товщі води і максимальних значень він досягає в глибоководних западинах та улоговинах ложа Світового океану (0,8-1,1 ГПа, у відповідності з глибинами). Густина морської води в середньому становить 1,025 г/см³, у холодних полярних водах вона зростає до 1,028, а в теплих тропічних зменшується до 1,022 г/см³. Причиною таких коливань густини води є, відповідно, зміни її солоності, температури та тиску.

Невідомою складовою морів і океанів є **органічний світ**, розвиток якого тісно пов'язаний з планетарними формами рельєфу дна, де виділяються зони, кожна з яких характеризується певною фауною та флорою, а також особливостями осадконакопичення. В межах Світового океану виділяється чотири таких зони (рис. 5.65). Перша, **прибережна**, або **літоральна** (лат. "літоральіс" – берег) підлягає інтенсивній дії хвиль та припливно-відпливних явищ. Вона характеризується не надто сприятливими умовами для розвитку життя і тому тут зустрічаються здебільшого каменеточці, які прикріплюються до дна або великих уламків гірських порід.

Друга зона називається **субліторальною**, або **неритовою** (від назви молюсків, які тут проживають – "неріта"). Вона займає ту частину області шельфу, де створюються сприятливі умови для розвитку численних видів морських організмів.

Третя зона – **батіальна** (грецьк. "батіс" – глибокий), співпадає з континентальним схилом та його підніжжям. Відповідно зі

збільшенням глибини та відсутністю світла суттєво погіршуються і умови життя на дні, в зв'язку з цим, в осадах тут присутні, переважно, черепашки організмів, які жили в поверхневих шарах води океану.

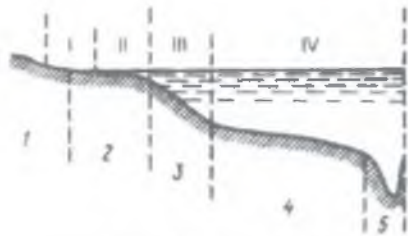


Рис. 5.65. Зони відкладення морських осадків і їх співвідношення з елементами рельєфу дна Світового океану.

Зони: I – латеральна; II – сублатеральна; III – батіальна; IV – абісальна.

Елементи рельєфу: 1 – континент; 2 – шельф; 3 – континентальний схил; 4 – океанічне ложе; 5 – глибоководні западини.

Четверта зона, яка дістала назву **абісальна** (грецьк. "абісос" – бездонний; глибоководний), співпадає з ложем Світового океану та **субабісальна**, що відповідає глибоководним жолобам. Завдяки низьким температурам в придонних шарах води, на цих глибинах відсутні умови для розвитку рослинності і там існують лише високоспеціалізовані організми, які не потребують рослинної їжі.

Виключенням є райони виходів на дні термальних вод. Прикладом цього можуть бути численні організми, виявлені на глибинах 2,5 км у зоні рифтів Східно-Тихоокеанського підняття, де виходять гарячі струмені води, що утворюють гідротермальні поля, навколо яких буяє життя. Тут живуть велетенські двостулкові молюски, краби, актинії, губки та інші представники морської фауни.

Температурний режим і солоність мають також значний вплив на розвиток **органічного життя** морів і океанів. Встановлено, що в екваторіальних морях живе приблизно в 100 разів більше видів організмів у порівнянні з північними (моря Малайського архіпелагу 40 000 видів, море Лаптевих – близько 400). Прикладом для пояснення впливу солоності на розвиток органічного життя може бути співставлення трьох морських басейнів, з'єднаних протоками, що суттєво відрізняються за солоністю – це Середземне море, в якому живе 7000 видів організмів, Чорне – 1200 видів і Азовське – в якому їх кількість не перевищує 100.

За умовами заселення та способом життя морські організми діляться на три основні групи – планктон, нектон та бентос. З них найбільше значення для осадконакопичення мають планктон та бентос.

Планктонні організми (грецьк. “планктон” – ті, що блукають) заселяють верхній шар води в пелагічній зоні на глибинах 100-200 м. Вони не пристосовані до самостійного пересування і знаходяться в завішеному стані. Серед них розрізняють: 1) **фітопланктон** (грецьк. “фітос” – рослини) – рослинні організми, до яких відносяться діатомові водорості з кременистим панциром, які особливо інтенсивно розвиваються в холодних водах високих широт, а також мікроскопічні одноклітинні водорості з вапняковим панциром – коколітофори, що заселяють теплі моря; 2) **зоопланктон** (грецьк. “зоон” – тварина), до якого відносяться найпростіші одноклітинні організми типовими представниками яких є форамініфери з вапняковою черепашкою та радіолярії, які мають кременистим скелетом. До зоопланктону відносяться також птероподи (морські метелики) з вапняковою черепашкою.

Нектонні організми (грецьк. “нектон” – ті, що плавають) об'єднують велику групу тварин, які вільно плавають – це риби, головоногі молюски, морські ссавці та інші.

Бентосні організми (грецьк. “бентос” – глибина) за умовами пересування діляться на дві групи: 1) **бентос рухомий**, який об'єднує організми, що живуть на невеликих глибинах дна субліторальної зони (молюски, морські їжаки, морські зірки, хробаки та інші); 2) **бентос прикріплений** – нерухомий. Слід відмітити, що такий бентос має велике значення в формуванні органогенних гірських порід. Особливо важливу роль при цьому відіграють колоніальні корали, вапнисті водорості, моховатки та інші організми, які утворюють спільноти (скупчення), що називаються **біоценозом**. Найбільше вони розвинені в області шельфу, на глибинах від перших метрів до 50-80 м. Окрім зазначених морських організмів слід також згадати значну кількість бактерій, які мають значний вплив на формування фізико-хімічних умов водного середовища і утворення нових сполук, виступаючи в ролі певних ка-

талізаторів реакцій, особливо при перетворенні осадків на гірські породи.

Значною мірою поширення організмів у морях та океанах, а також характер осадконакопичення залежать від динаміки океаносфери.

Вся товща води Світового океану знаходиться в безперервному русі. Розрізняють хвильові рухи води, припливно-відпливні, поверхневі і глибинні течії та цунамі.

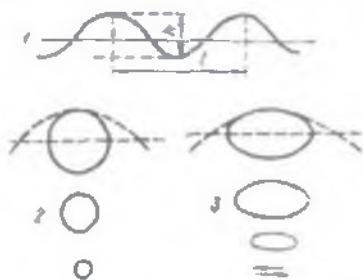


Рис. 5.66. Характеристика хвиль.

1 – профіль хвилі (l – довжина, h – висота); 2 – характер орбіти хвилі у відкритому морі. 3 – характер орбіти хвилі на мілководді.

Хвильові рухи виникають в результаті тертя вітру до поверхні води. Зародками хвиль є дрібні брижі. Підсилення вітру спричиняє переміщення води по замкнутих або майже замкнутих орбітах, які мають найбільші розміри поблизу поверхні, зменшуються з глибиною і змінюються за формою в межах мілководдя, де кругові рухи по колу переходять в еліпсоїдальні. У відкритому морі хвилі мають коливальний характер, при якому більша частина

води не підлягає поступальному руху в горизонтальному напрямку. Біля берегів або на мілководді коливальна хвиля перетворюється на поступальну. Остання з певною силою обрушується на крутий берег, руйнуючи його, або затоплює низовинне узбережжя на десятки метрів. Вітрові хвилі характеризуються наявністю гребеня та улоговини, що розділяє сусідні гребені. До елементів хвиль відносяться: 1) висота хвилі, яка відповідає величині перевищення гребеня над улоговиною (висота океанських хвиль змінюється в межах 3-6 м, досягаючи в періоди штормів до 10-18 і більше метрів); 2) довжина хвилі, яка дорівнює відстані між двома гребенями, або улоговинами (рис. 5.66) та залежить від сили вітру (при сильних штормових вітрах довжина хвиль змінюється від 50-60 до 200 м); 3) період хвиль – це час, за який хвиля про-

ходить між суміжними гребенями або улоговинами (період складає здебільшого від декількох секунд до 18-20 сек); 4) швидкість хвилі, яка безпосередньо зв'язана з періодом, з глибиною зменшується (хвилі з періодом 6 сек рухаються зі швидкістю 9-10 м/сек, а з періодом 18-20 сек – 25-30 м/сек).

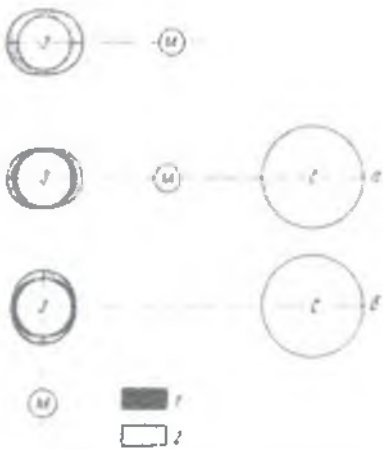


Рис. 5.67. Схема виникнення припливів і відпливів.

1 – сонячний приплив; 2 – місячний приплив; С – Сонце; М – Місяць; 3 – Земля; а – розташування Землі, Місяця та Сонця в сизигії (на одній прямій); б – в квадратурі.

Припливно-відпливні

рухи води – це періодичне піднімання та опускання рівня води в океанах і морях, спричинене силами притягання Місяця та Сонця. Відповідно, вони залежать від характеру розташування Землі та згаданих космічних тіл. Найвищі припливи спостерігаються, коли Земля, Місяць і Сонце знаходяться на одній лінії, тобто в сизигії (грецк. “сизигія” – поєднання), і їх притягання носить направлений характер (рис. 5.67.а). Припливи найменшої висоти виникають в квадратурі, коли Місяць та Сонце утворюють з Землею прямий

кут і притягання, спричинені ними протидіють (рис. 5.67.б).

Висота припливів не перевищує перших метрів, але ця величина значно збільшується в межах вузьких заток, притоках та гирлах рік, де вона досягає 10-12 м. При цьому, відповідно, збільшується і швидкість течій. Припливно-відпливні рухи охоплюють всю товщу води, в зв'язку з чим це явище є одним з найважливіших факторів у динаміці осадконакопичення, особливо в межах шельфу. Разом з тим, припливні течії розмивають дно, частково переносять та перемішують осадковий матеріал, тощо.

У Світовому океані існують складні *приповерхневі постійні системи циркуляції вод*, зумовлені панівними вітрами, різною

густиною води, яка, в свою чергу, залежить від температури та солоності, а також відцентровою силою обертання Землі. Такі течії мають великий вплив на перенесення завислого та розчиненого матеріалу, що позначається на процесах осадконакопичення. Окрім цього, в океанах у високих широтах існують також і *глибинні течії*. Холодні арктичні води, які характеризуються великою густиною опускаються на глибину і, набувши певної швидкості (35 см/сек), рухаються в південному напрямку, а холодні антарктичні води у вигляді придонної течії рухаються на північ, досягаючи екватора. Разом з тим, в океаносфері відбувається і конвективне переміщення води. Складна система циркуляції останньої, різнонаправленість течій призводять місцями до розходження (*дивергенції*) води в різні боки, що спричиняє компенсаційний підйом води з глибини, або сходження (*конвергенцію*), яке супроводжується опусканням води на глибину.

Цунамі – це велетенські хвилі, спричинені землетрусами з епіцентрами на дні океанів. Причиною виникнення цунамі можуть бути також і підводні виверження вулканів. Найчастіше цунамі проявляються в межах активних країн Тихого океану. Швидкість поширення таких хвиль досягає 500-700 км/год, а висота – 20-30 м і більше. Вони обрушуються на береги, спричиняючи великі осуви, каламутні потоки, деформації, руйнування.

Особлива роль при геологічній роботі вод океаносфери належить *руйнівній діяльності*, яка називається *абразією*. Вона пов'язана, переважно, з хвильовими рухами води і значно менше з припливно-відпливними явищами. Найсильніше абразія проявляється біля крутих берегів, де під дією хвиль в підніжжі берега, виникає так звана *хвильеприбійна ніша*, над якою залишається карниз з порід, що нависають. Руйнівна діяльність хвиль підсилюється захопленими ними уламками гірських порід. При розростанні хвильеприбійної ніші настає момент, коли карниз обвалюється і берег знову набирає форми крутого урвища, що називається *кلیфом* (нім. "кліф" – *урвище*). В подальшому процес може повторюватись декілька разів, що призводить до відступу берега в бік суходолу (рис. 5.68). При цьому на місці зруйнованої части-

ни берега утворюється слабо нахилена в бік моря підводна *абразивна тераса*. Частина обваленого уламкового матеріалу відноситься водою на крутий підводний схил, за межі абразивної тераси, де він відкладається. Так утворюються підводні *аккумулятивні тераси*, які пов'язані з абразивними. Між підводною абразивною терасою і береговим обривом утворюється пляж, який похило спускається до моря і складений галькою, гравієм або піском.

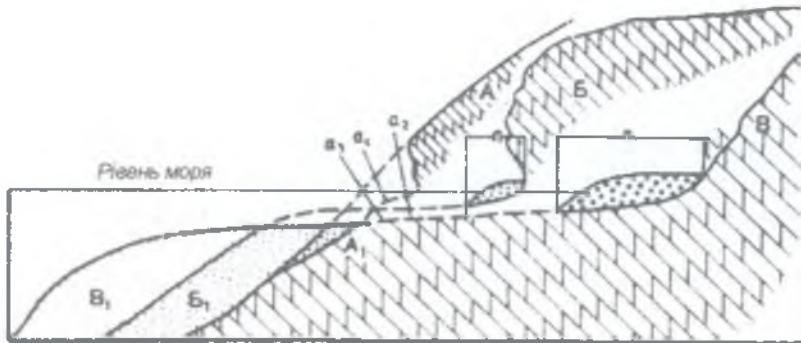


Рис. 5.68. Схема стадійності відступу берега (за В.Н. Зенковичем).

А, Б, В — положення схилу берега, який в процесі розмиву морем відступав; *a₁, a₂, a₃* — абразивні тераси, які відповідають різним стадіям розвитку берега; *А₁, Б₁, В₁* — різні стадії розвитку підводних аккумулятивних терас; *п* — пляж.

Швидкість та величина відступу берега залежать від складу порід, які беруть участь в його будові. Якщо берег складений сильно тріщинуватими, або пухкими породами, швидкість його відступу може досягати декількох метрів на рік, а у випадках наявності міцних порід, ця величина різко зменшується.

В межах похилих берегів процеси розвиваються дещо інакше. Енергія хвиль на широких мілководдях згасав і відбувається не абразія, а переміщення та акумуляція осадків, що призводить до формування широкої смуги надводної тераси. Такі береги називаються *аккумулятивними*.

У випадку поперечного підходу хвиль до берега в межах пляжу формуються вали з піщано-гравійно-галечникового мате-

ріалу, а в мілководній частині моря виникають підводні вали, які являють собою невисокі здебільшого піщані пасма, розташовані паралельно до берега. Згідно з даними В.П.Зенковича, вони утворюються в результаті часткового руйнування на глибині самих хвиль, що спричиняє також часткову акумуляцію матеріалу, який ними переноситься.

До особливої категорії акумулятивних форм моря належать **бари**, які являють собою довгі вали на дні і підняті над рівнем моря, що простягаються паралельно до берега на десятки та сотні кілометрів. Складені вони здебільшого піщано-гравійно-галечниковим матеріалом, але бувають також піщано-черепашникові та черепашникові бари. Ширина таких форм досягає 20-30 км, а висота – до перших десятків метрів. Бари частково або повністю відділяють моря від заток та лагун. За даними О.К.Леонтьєва біля 10% берегової лінії Світового океану облямовано барями.

Підхід хвиль до берега під гострим кутом спричиняє поздовжнє переміщення наносів, що призводить до утворення різноманітних акумулятивних споруд, форми яких визначаються кутом підходу хвилі та її силою, а також контурами берегів. Виділяється три таких форми: 1) *коси*, які виникають при наявності згину берега від моря; 2) *прилеглі акумулятивні тераси*, які утворюються шляхом заповнення берегових згинів в сторону моря; 3) *тамболо*, або *перейми*, що є результатом блокування ділянки берега островом з утворенням "хвилевої тіні" між ними (рис. 5.69).

Найбільше переміщення наносів вздовж берега відбувається у випадку коли кут між фронтом хвилі та лінією берега (ϕ) становить близько 45° . Якщо кут стає більш гострим, хвилі втрачають частину енергії і матеріал, який вони переносять в завислому стані, осідає на дно прибережної частини моря. Причиною загострення кута можуть бути різноманітні згини берегової лінії. На рис. 5.69, I показано, що вздовж берегової ділянки АВ хвиля пересувалася під кутом 45° , а після вигину (ділянка ВС) кут загострився ($\phi - \pi$) і, відповідно, знизилася швидкість переміщення хвилі, що призвело до осадження біля вигину берегової лінії матеріалу та формування коси.

Інша картина спостерігається при вигині берегової лінії в сторону моря (рис. 5.69, II). У таких випадках на ділянці ВС кут переміщення хвилі по відношенню до берега збільшується ($\varphi + \pi$), а швидкість перенесення наносів різко знижується і вони відкладаються біля вхідного кута, що спричиняє формування приєднаної акумулятивної тераси. За наявності біля берега острова, між ними утворюється так звана "хвильова тінь", в межах дії якої сила хвиль зменшується. Тут відбувається активне нагромадження наносів і формування томболо, або перейми (рис. 5.69, III).

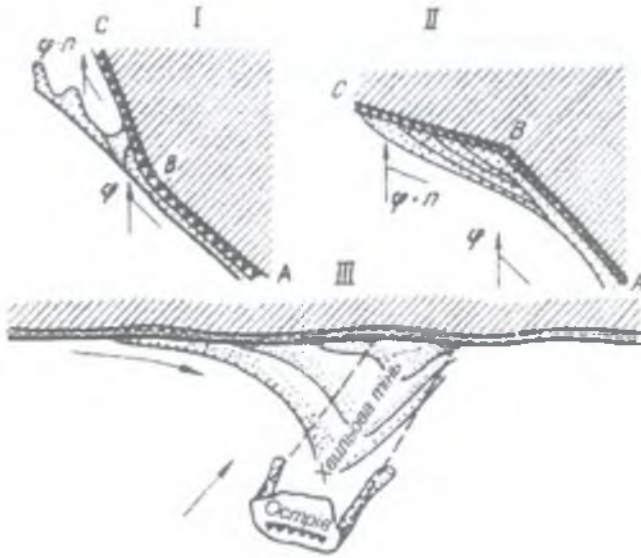


Рис. 5.69. Схема утворення деяких акумулятивних форм при різному напрямку підходу хвиль до берега (за В. П. Зенковичем).

А, В, С – положення берегової лінії; I – коса при відвороті берегової лінії від моря; II – приєднана акумулятивна тераса у випадку виступу берега в море (заповнення кута); III – томболо, або перейма, при блокуванні берега островом.

Найважливішим процесом в межах Світового океану є акумуляція донних осадків, яка називається *седиментацією* або *седиментогенезом*. Він починається з підготовки осадкового мате-

ріалу на материках, що є областями *денудації* (зносу). Така підготовка здійснюється в процесі вивітрювання, геологічної діяльності рік, льодовиків, вітру. Другий етап включає перенесення матеріалу, часткове його відкладення на шляху переносу та доставку основної маси в океани і моря.

За даними О.П.Лісіцина, основна частина осадового матеріалу в Світовий океан постачається річковим стоком. При цьому близько 7 млрд. т припадає на ріки тропічних областей. Приблизно в однакових кількостях надходить в океани та моря льодовиковий і еоловий матеріал (табл. 5.4).

Таблиця 5.4

Обсяги надходження осадового матеріалу в води Світового океану (за О.П. Лісіциним)

Джерела матеріалу	млрд. т/рік
Твердий стік рік	18,53
Стік розчинених речовин	3,2
Льодовиковий стік	1,5
Еоловий матеріал	близько 1,6
Абразія берегів та дна	близько 0,5
Всього	близько 25,33

Окрім зазначених екзогенних джерел, велика кількість різноманітних речовин попадає в океаносферу завдяки підводним вулканічним виверженням. Незважаючи на те, що вулканічна діяльність зосереджена в межах локальних ділянок дна (острівні дуги та серединно-океанічні хребти), продукти вивержень розносяться течіями на значні відстані і займають широкі простори океанів. Припускається, що щорічно в океаносферу поступає близько 1,8-2,0 млрд. т вулканогенного осадового матеріалу.

Важливу роль в осадконакопиченні відіграють біогенні процеси, основне значення серед яких відводиться різноманітним організмам, які будують свої панцири й скелети з розчинених солей, що надходять з суходолу. Біогенна частка в балансі осадового матеріалу становить близько 1,7-1,8 млрд. т/рік.

У Світовий океан потрапляє також і космогенний матеріал, кількість якого приблизно оцінюється в 0,01-0,08 млрд. т/рік. Таким чином сумарний баланс осадового матеріалу в океаносфері становить близько 29-30 млрд. т/рік.

Залежності від природи матеріалу, місця його акумуляції, впливу тих чи інших факторів на процеси осадконакопичення всі донні осадки поділяються на низку генетичних типів: 1) теригенні (лат. "terra" – земля); 2) органігенні (біогенні); 3) полігенні ("червона глибоководна глина"); 4) вулканогенні; 5) хемогенні.

70 **Теригенні осадки** утворюються з уламкового матеріалу, який приноситься з континентів завдяки геологічній роботі різноманітних екзогенних процесів (еолових, вод поверхневого стоку, рік, тощо). Найбільша частина теригенних осадків накопичується в межах області шельфу, континентального схилу та його підніжжя (рис. 5.70).



Рис. 5.70. Відклади Світового океану (за О.К. Леонтьєвим).

1 – прибережні та шельфові, здебільшого теригенні; 2 – коралові відклади; 3 – пелагічні, здебільшого теригенні (у вулканічних районах і вулканогенні), а також айсбергові відклади; 4 – карбонатні пелагічні відклади, в тому числі і форамініферові; 5 – діатомові; 6 – радіолярисві і діатомово-радіолярисві; 7 – червона глина.

При надходженні осадового теригенного матеріалу в Світовий океан відбувається його механічна диференціація, суть якої полягає в пристосуванні принесених вітром, або річками уламків до існуючих в океанах та морях динамічних умов, які змінюються як з глибиною, так і залежно від відстані віддаленості від суходолу. В результаті цього, відбувається сортування уламків за розміром і вагою. Здебільшого механічна диференціація проявляється в поступовій зміні осадків – від піщано-гравійно-галечникових у прибережній (літоральній) мілководній частині, через піщані і піщано-алевроито-пелітові в батіальній зоні до самих тонких пелітових осадків в абісальній зоні ложа океану. Проте, наведена схема диференціації ускладнюється такими факторами як: 1) нерівності в рельєфі області шельфу; 2) постачання ріками в різних кліматичних зонах неоднакового за складом матеріалу; 3) вплив поверхневих та підводних течій; 4) гравітаційні підводні процеси, до яких відносяться осуви та каламутні потоки, місцем зародження та розвитку яких є материковий схил.

Каламутні (суспензійні) потоки є потужним фактором підводного переміщення осадового матеріалу. Вони являють собою розріджені мулисті осадки, які у вигляді придонних потоків рухаються з великою швидкістю по підводних долинах та каньйонах. Рухаючись, такі потоки призводять до донної та бокової ерозії, а в нижній частині материкових схилів (в підніжжі) акумулюють весь уламковий матеріал у вигляді конусів виносу. Такі відклади називаються *турбідітами*.

Суттєві відхилення від нормальної диференціації осадового матеріалу, які пов'язані з кліматичною зональністю, спостерігаються в приантарктичній і, частково, північній полярній та екваторіально-гумідній зонах. В першій вони пов'язані з геологічною діяльністю материкових льодовиків і виділяються як айсбергові (льодовикові) осадки, а в другій – з діяльністю великих рік.

Айсбергові осадки особливо широко розвинені в антарктичній частині Світового океану, де льодовики, рухаючись, проводять інтенсивну екзарачію з захопленням уламкового матеріалу. Останній відноситься шельфовими кригами та айсбергами далеко в океан. При дрейфі та таненні айсбергів уламки вивільнюються і

відкладаються на дні. Характерною особливістю таких осадків є присутність в них брилово-шебінчатого матеріалу та жорстви. Такі осадки облямовують береги Антарктиди майже суцільною смугою шириною від 300 до 1200 км. Вони поширені не тільки в межах шельфу та континентального схилу, але спостерігаються також і на прилеглих ділянках ложа океану, де грубоуламковий матеріал, принесений айсбергами, залягає на тонкозернистих мулистих осадках.

Осадки екваторіальної гумідної зони поширені в океанах та морях, що омивають континенти, де утворилися потужні кори вивітрювання, в яких переважають глинисті мінерали – монтморилоніт, каолініт та інші. В таких областях ріки виносять здебільшого тонкий пелітовий матеріал, який відкладається безпосередньо біля берега та поблизу гирла і практично відсутній в межах зони шельфу.

Органогенні (біогенні) осадки тісно пов'язані з природною зональністю, яка визначає розвиток тої або іншої біогенної речовини.

Органогенні планктонні осадки поділяються на два типи: 1) карбонатні, які складені на 30% та більше CaCO_3 ; і 2) кременисті, складені більше ніж на 30% з аморфного кремнезему. Серед них поширенішими є карбонатні осадки, котрі, в свою чергу, діляться на форамініферові, коколітофоридові та птероподові.

Форамініферові осадки складаються з черепашок простих одноклітинних організмів – форамініфер з вапняковим скелетом, або їхніх уламків. Розміри черепашок таких організмів становлять 50-1000 мкм. Живуть вони в верхніх шарах води з максимальним поширенням до глибини 50-100 м. Відмираючи, форамініфери повільно опускаються на дно, утворюючи різні за гранулометричним складом осадки, що залежить від розмірів та збереженості черепашок. Це здебільшого піщано-алевритові або алеврито-пелітові карбонатні утворення, в яких кількість CaCO_3 змінюється від 30-90 до 99%. При хорошій збереженості черепашок утворюються піщані осадки.

Форамініферові відклади поширені здебільшого на глибинах від 3000 до 4500-4700 м. Глибше, в холодних, не насичених

CaCO₃ водах, форамініферовий мул розчиняється, не досягаючи дна, і змінюється кременистими або полігенними осадками.

Коколітофоридові осадки утворюються за рахунок накопичення пластинок вапняних водоростей, коколітофорид, мікроскопічних розмірів (5-50 мкм).

Птероподові і птероподово-форамініферові осадки складаються з рештків пелагічних планктонних молюсків – птеропод, які живуть у теплих тропічних та екваторіальних водах і поширені до глибини перших сотень метрів. Черепашки птеропод складаються з арагоніту (легко розчинної форми CaCO₃), внаслідок чого при відмиранні вони не опускаються глибше 200-220 м. Типові птероподові осадки зустрічаються рідко і спостерігаються у вигляді окремих плям незначних розмірів на підводних підвищеннях. Здебільшого поширені змішані птероподово-форамініферові осадки.

Кременисті планктоногенні осадки об'єднують діатомові та радіолярієві утворення. Перші є результатом накопичення кременистих панцирів діатомових водоростей (діатомей), які проживають у водах холодних приполярних областей. Це здебільшого алеврито-глинисті та глинисті утворення з вмістом кремнезему понад 30%.

Радіолярієві осадки складені кременистими скелетами найпростіших планктонних організмів – радіолярій. Вони характерні для океанів та морів екваторіальних широт, де зустрічаються разом з діатомеями, утворюючи радіолярієво-діатомові або діатомово-радіолярієві осадки, які поширені на дні улоговин нижче критичних глибин карбонатного осадконакопичення.

До **бентогенних осадків** відносяться органігенні рифи, відомі під загальною назвою – **коралові рифи**. Вони утворюються при рості коралів та водоростей, які відбирають з морської води CaCO₃ для побудови своїх скелетних частин. Фактично, це коралово-водоростеві рифи, в біоценози яких входять також різноманітні молюски, бентосні форамініфери та голкошкірі. Роль різних організмів біоценозів коралових рифів у накопиченні карбонатного матеріалу, за даними О.П.Лісіцина, різна. Перше місце посідають вапнисті водорості (30-50%), на другому – рифові корали

(10-30%), третє належить молюскам (10-20%), а четверте – форамініферам (1-10%). Найсприятливішими умовами для розвитку біоценозів коралових рифів є води тропічних та субтропічних широт, а глибини – від 10-15 до 70-80 м. Для утворення рифів важливе значення має прозорість морської води, насиченість її киснем, кальцієм і карбонат-іонами, а також нормальна солоність в межах 30-35‰. Виділяється декілька типів коралових рифів: облямовуючі, або берегові, бар'єрні та атоли (рис. 5.71).

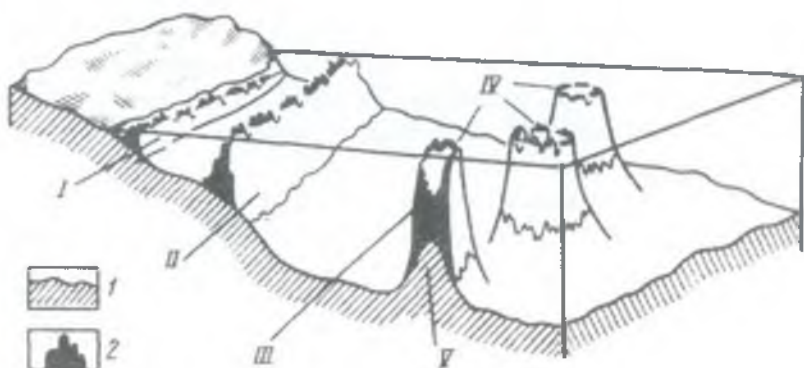


Рис. 5.71. Різні види коралових рифів.

I – корінні породи; 2 – рифові органігенні споруди. Рифи: I – береговий, II – бар'єрний, III – поодинокі; IV – атоли; V – гайот.

Облямовуючі рифи формуються біля берегів і здебільшого з'єднані з материками або островами.

Бар'єрні рифи відокремлені від корінного берега материків або островів кораловими лагунами і характеризуються значно більшою потужністю в порівнянні з облямовуючими рифами.

Атолами називаються кільцеподібні коралові рифи, які, на думку Ч. Дарвіна, є різновидом бар'єрних рифів, котрі облямовували острови, що з часом опустилися, а на їх місці утворилися лагуни, де накопичувалися карбонатні осадки у вигляді уламків та тонкого детриту (лат. "детритус" – перетертий) карбонатних організмів – водоростей, коралів, черепашок форамініфер та молюсків.

В океанах і морях відомі також черепашкові осадки – черепашиник, який являє собою накопичення цілих або подрібнених черепашок моллюсків та інших організмів з карбонатним скелетом. Найбільше поширені карбонатні черепашиники в межах шельфових зон аридних областей.

Полігенні осадки, або “червона глибоководна глина” коричневого кольору різних відтінків, складені з найтонших уламків. Вміст в них пелітової фракції досягає 95-98%, при цьому на долю субколоїдної фракції розміром менше 0,005 мм приходить до 70-75%. Поширення типових “червоних глин” характерне для найглибших ділянок океанів, які знаходяться нижче критичної глибини карбонатного осадконакопичення і віддалені від континенту на значні відстані. Такі глини складені осадовим матеріалом різного генезису. Це може бути нерозчинний матеріал з черепашок форамініфер, вулканічний попел, тонкодисперсні частинки теригенного матеріалу принесеного ріками, еоловий та метеоритний пил, біогенний матеріал, тощо.

Вулканогенні осадки складаються з лавового та пірокластичного матеріалу, який є продуктом виверження підводних вулканів. Значна роль при вулканогенному осадконакопиченні належить також вулканічному попелу дрібноалевритової і алеврито-пелітової розмірності.

Хемогенні осадки утворюються шляхом випадання мінеральних солей з пересиченої хімічними елементами та сполуками морської води. В аридних кліматичних зонах найпоширенішими є хемогенні карбонатні осадки, які утворюються в умовах мілководдя до глибини не більше ніж 20 м, та при температурі води +25 – +30°C. У цьому середовищі багата рослинність поглинає велику кількість вуглекислого газу, що призводить до порушення карбонатної рівноваги, перенасиченості води CaCO_3 та його випадання. Карбонат кальцію випадає у вигляді дрібних, концентричної будови кульок, які називаються *оолітами* (грецьк. “οο” – яйце, “λίθος” – камінь). Розмір таких утворень не перевищує 2 мм. Разом з тим, він може також утворювати дрібний вапнистий мул піщано-алевритової розмірності.

Серед хомогенних утворень океаносфери поширені також фосфорити, глауконітові осадки та залізо-марганцеві конкреції.

Фосфорити утворюються у вигляді конкрецій (кулькоподібних стаянів мінеральних компонентів концентричної будови) в зоні шельфу та прилеглої до неї частини континентального схилу. Конкреції характеризуються розмірами від мікронів до десятків сантиметрів і навіть перших метрів у діаметрі.

До **глауконітових осадків** відносяться зелені дрібно- і тонкопідіані, піщано-алевритові відклади зі значним вмістом мінералу глауконіту оливково-зеленого кольору. Найбільша кількість глауконітових пісків зустрічається в межах шельфу та в верхній частині континентального схилу, на глибинах від 100 до 1000 м. В більш глибоководних осадках глауконіт зустрічається у вигляді домішок.

Залізо-марганцеві конкреції поширені, головним чином, у глибоководних частинах океанів і в межах улоговин окраїнних і внутрішньоконтинентальних морів. Здебільшого вони приурочені до областей поширення "червоних глибоководних глин", але зустрічаються також і серед форамініферових осадків. Це стаяніння неправильної форми розміром від 2-5 до 5-10 см. Утворення таких конкрецій можливе двома шляхами. Перший припускає надходження в води океаносфери гідратованих окислів заліза та марганцю разом з розчинним стоком рік і випадання їх із завішеного стану. Згідно з другим, утворення конкрецій відбувається на стадії перетворення осадків на гірські породи, коли відбувається процес переміщення елементів з-відновлювального шару в верхній окислювальний, і скупчення їх на межі води та осадка.

Особливо інтенсивно процес хомогенного осадкоутворення відбувається в лагунах та затоках аридних кліматичних областей, де відбувається інтенсивне випаровування, що призводить до перенасичення води солями. Типовим прикладом сучасного утворення осадків у лагунах є накопичення солей в затоці Кара-Богаз-Гол Каспійського моря, солоність води якої майже в 20 разів перевищує мінералізацію в відкритій частині останнього. Води Каспію, які поступають через вузьку протоку, швидко випарову-

ються, що призводить до перенасичення розчину та випадання солей.

Запитання для самоперевірки

1. Дайте характеристику будови рельєфу дна океанів.
2. Охарактеризуйте хімічний склад води океанів і морів.
3. Охарактеризуйте причини виникнення припливів і відпливів.
4. Дайте характеристику хвиль.
5. Що таке абразія ?
6. Охарактеризуйте органічний світ морів і океанів.
7. Охарактеризуйте основні акумулятивні форми рельєфу, утворені під впливом геологічної діяльності морів.
8. Дайте характеристику основним генетичним типам морських осаdkів.
9. Назвіть основні органогенні породи які утворюються в морях та океанах.
10. Назвіть основні хемогенні породи, які утворюються в морях і океанах

5.2.11. Процеси діягенезу та катагенезу

Накопичення осаdkів це лише перший етап у формуванні осадових гірських порід. Всі гірські породи, які складають зовнішню частину сучасної земної кори є здебільшого осаdkами древніх морів, які зазнали значних діягенетичних та післядіягенетичних змін впродовж багатьох мільйонів років. Перетворення пухких осаdkів на щільні гірські породи, тобто скам'яніння (*літофікація*) їх являє собою складний та тривалий процес, який називається діягенезом (грецьк. "діягенезис" – *переродження*”).

Первинний морський осаdk здебільшого являє собою багатокомпонентну систему до складу якої входять: хімічні сполуки, органічні речовини, тверді частинки у вигляді різних за розмірами уламків гірських порід і мінералів, а також реліктові (залишкові) води, які заповнюють пори. Загалом це суміш різноманітних сполук і вже на початковій стадії існування осаdkа починається

взаємодія його окремих складових між собою, залишковими водами та середовищем, в якому відбувається осадконакопичення.

Сам процес перетворення осаду в гірські породи дуже багатогранний і в ньому бере участь ціла низка явищ, до яких відносяться: 1) розчинення та виділення з осаду слабкостійких мінералів; 2) утворення нових мінералів відповідно до нової фізико-хімічної обстановки; 3) ущільнення та зменшення вологості осаду; 5) перекристалізація.

До важливих умов, які сприяють перетворенню осаду на гірську породу належать: 1) *висока вологість* осаду, яка має великий вплив на перерозподіл елементів і зумовлює дифузійне переміщення речовин у вертикальному та горизонтальному напрямках, що сприяє взаємодії складових і утворенню нових діагенетичних мінералів; 2) *наявність великої кількості бактерій*, які сприяють розкладу органічних сполук, утворюють нові активні компоненти та змінюють хімічний склад середовища, зумовлюють окислення закисних сполук і навпаки; 3) *мулові розчини води*, які суттєво відрізняються від складу придонної води підвищеною мінералізацією, нижчим вмістом сульфатних іонів, присутністю заліза, марганцю та інших елементів, що сприяє обміну речовин між собою, та утворенню нових діагенетичних мінералів; 4) *окислювально-відновний потенціал*, який залежить від вмісту органічної речовини та гранулометричного складу осаду. В межах мілководдя, де переважають добре водопроникні піски з незначною кількістю органічної речовини, в середині шару осаду виникають окислювальні умови, що призводить до поодиноких новоутворень гідрооксидів заліза навколо зерен піску. В глибоководному мулі, багатому на органічні речовини та бактерії, окислювальні або нейтральні умови характерні лише для верхньої частини осадкового шару, де формують зону потужністю близько 10-20 см, в межах якої відбувається утворення гідрооксидів заліза та марганцю. Нижче знаходиться відновлювальна зона, в якій можливе утворення сірчаного колчедану (піриту).

Внаслідок діагенезу в осадках відбуваються наступні зміни:

- *обезводнення й ущільнення*, спричинені тиском нових осадків, що накопичилися поверх них;

– **цементация**, яка відбувається під впливом різних хімічних сполук, що заповнюють пори та порожнини, а також скріплюють частинки осадка. В ролі таких речовин здебільшого виступають кремнезем, оксиди заліза, карбонати;

– **кристалізація і перекристалізація**, яка проявляється в дрібнозернистих та мулистих хемогенних і органогенних осадах, до складу яких входять легкорозчинні мінерали. Це може призвести до перетворення опалу на халцедон, а згодом – на кварц. З аморфних гелів утворюються кристалічні форми глинистих та інших мінералів. Особливо кристалізація є характерна для органічної основи коралових рифів, яка перетворюється на кристалічні вапняки;

– **утворення конкрецій**. У процесі діагенезу виникають різні новоутворення, які відрізняються за складом та формою знаходження. Здебільшого вони концентруються навколо яких-небудь центрів і утворюють конкреції кулеподібної, ниркоподібної та іншої форми. Розміри їх становлять від декількох міліметрів до великих конкреційних лінз у декілька метрів завдовжки.

Всю сукупність складних процесів утворення осадків (*седиментогенез*) і осадкових гірських порід (*діагенез*) М.М. Страхов запропонував називати **літогенезом** (грецьк. “*літос*” – камінь).

До післягенетичних змін осадкових порід відносяться катагенез, метагенез і гіпергенез.

Катагенез (грецьк. “*ката*” – вниз) – це процес зміни осадкових гірських порід, який відбувається поза зоною діагенезу, при підвищених температурі і тиску, під впливом мінералізованих підземних вод.

Метагенез (грецьк. “*мета*” – після) – розпочинається вже після катагенезу, коли осадкові гірські породи опиняються на значних глибинах, де суттєво підвищується температура та тиск. При цьому відбуваються процеси розчинення, перекристалізації, взаємодії циркулюючих мінеральних розчинів і мінералів, а також привнесення та винесення речовин.

Гіпергенез (грецьк. “*гіпер*” – над, зверху) – це процес, який відбувається у при поверхневій зоні кори і супроводжується змі-

нами в гірських породах, під впливом різноманітних факторів вивітрювання.

Таким чином, історія утворення осадових гірських порід і їх подальші зміни відбуваються в наступній послідовності: *седиментація* (накопичення осадків) або *седиментогенез* → *діагенез* (перетворення осадків на гірські породи) → *катагенез* (зміни в осадових порідах на глибині поза зоною діагенезу) → *метагенез* (більш істотні зміни в осадових порідах на глибині) → *гіпергенез* (зміни в породах під впливом процесів вивітрювання в приповерхневій частині земної кори).

Запитання для самоперевірки

1. До чого діагенез?
2. Охарактеризуйте загальний склад первинних морських осадків.
3. Які перетворення відбуваються в морських осадках при їх діагенезі?
4. Що таке катагенез, метагенез і гіпергенез?
5. Охарактеризуйте схему послідовності перетворення осаду на гірську породу.

3.12. Поняття про фації

Наведена вище характеристика генетичних типів осадків в океанах, морях, ріках та озерах, свідчить про те, що існує певна закономірність їх поширення, зумовлена фізико-географічними умовами осадконакопичення. До останніх відносяться: характер дна водоймищ, швидкість руху і температура води, віддаленість від континентів, характер поширення різноманітних організмів, тощо. Все це сприяє формуванню одночасно в різних умовах різних за складом і генезисом типів осадків. Так, наприклад, в межах шельфу гумідних областей, при значному надходженні з континенту осадового матеріалу будуть відкладатися здебільшого теригенні осадки. В цей же час у тропічних зонах, де кількість теригенного матеріалу, який надходить у океаносферу значно менша, на мілководді шельфу утворюються коралові рифи. Одночасно, в абісальній частині океану віддаленій від берега, можуть

накопичуватися органогенні (планктонні) та полігенні осадки. Все це красномовно свідчить про те, що існує тісний та багатогранний зв'язок між осадконакопиченням і середовищем.

Вивчаючи осадок, його склад, закономірності поширення в межах певних територій та наявну в ньому фауну, можна відтворити умови на час його утворення, а це, в свою чергу, має велике значення для дослідження древніх відкладів і реконструкції палеогеографічних умов їх формування на різних етапах геологічного розвитку. Вперше на це звернув увагу швейцарський геолог А.Греслі у першій половині XIX століття, який помітив закономірні зміни літогенного складу одновікових горизонтів. Для пояснення цих змін він запропонував застосовувати термін – **фація** (лат. “*facies*” – *лице, вигляд*). Під фаціями А.Греслі розумів відклади різного літологічного складу, які мають однаковий вік і заміщують одні одних по площі (в горизонтальному напрямку). На сьогоднішній день, значна частина дослідників вважає, що **фація – це гірські породи (одна або декілька), які утворилися в певній фізико-географічній обстановці і відрізняються складом та умовами утворення від суміжних одновікових порід**. Так, наприклад, у геологічних розрізах зустрічаються рифові вапняки, брекчії рифових схилів складені з уламків рифових вапняків, відклади які утворилися в відокремлених від моря лагунах, а з іншого боку від рифу – глибоководні глини. Із зазначеного видно, що кожна осадова порода відображає обстановку її формування, а також свідчить про єдність і взаємообумовленість утворення осаду та відповідної цьому явищу фізико-географічної обстановки.

При вивченні викопних (древніх) фацій застосовується **метод актуалізму** (лат. “*актуаліс*” – *сучасне*), суть якого полягає в пізнанні минулого через вивчення сучасних процесів. Вивчаючи сучасні процеси, зокрема накопичення осадків у морях та озерах, річкових долинах, тощо, і фізико-географічні умови, при яких вони виникають, можна наближено судити про подібні процеси, які відбувалися в минулі періоди геологічної історії. В зв'язку з цим, сучасні фації є важливим ключем для розуміння генетичних ознак гірських порід і реконструкції умов їх накопичення.

Всі сучасні та викопні фації поділяються на три групи: морські, лагунні і континентальні. Кожна з цих груп, у свою чергу, може бути поділена на ряд макро- та мікрофацій. Так, група морських фацій за Л.Б.Рухніним ділиться на наступні фації: 1) *літоральну*, або *прибережну*; 2) *неритову*, або *мілководну*, яка відповідає верхній частині області шельфу; 3) *помірно глибоководну*, яка займає фронтальну частину шельфу та верхів'я континентального схилу (межі глибин 100-500 м); 4) *батіальну*, або *глибоководну*, і 5) *абісальну*, або *дуже глибоководну*. Така класифікація базується на змінах руху води, характері будови рельєфу дна, віддаленості від континенту, тощо.

У групі лагунних фацій також виділяється декілька макрофацій: 1) *фація прісноводних лагун*; 2) *фація засолених лагун*; 3) *фація естуаріїв та лиманів*.

Континентальні відклади характеризуються більшим різноманіттям макрофацій. Серед них виділяються: 1) *елювіальна*; 2) *схилова*; 3) *проелювіальна*; 4) *алювіальна*; 5) *озерна*; 6) *болотна*; 7) *еолова*; 8) *льодовикова*. Кожна з них може бути поділена ще на декілька фацій. Так, наприклад, в алювіальній макрофації рік виділяється три фації – *руськова*, *заплавна* і *фація стариць*, льодовикова складається з *власне льодовикової фації* (основної та кінцевої морен), *флювіогляціальної* (водно-льодовикової) і *лімно-гляціальної* (озерно-льодовикової).

Вивченням фацій займається спеціальний розділ геології, що називається “*Вчення про фації*” фундатором якого був відомий російський вчений Д.В.Налівкін. Фундаментальне та прикладне значення вивчення фацій знайшло своє відображення в одній з гез цього дослідника, з якої випливає, що вчення про фації є вступом до *палеогеографії* – науки, метою якої є реконструкція поширення морів та континентів, відтворення ландшафтів і всього вигляду земної поверхні, який вона мала в минулі геологічні епохи. Знання умов утворення осадових гірських порід дозволяє встановити закономірності розподілу зв'язаних з ними корисних копалин, а це має велике народногосподарське значення.

Запитання для самоперевірки

1. Що таке фація?
2. Які є групи фацій, і за якими ознаками вони виділяються?
3. Охарактеризуйте морські фації.
4. Дайте характеристику континентальних фацій.
5. В чому полягає основна мета палеогеографії?

5.13. Корисні копалини пов'язані з екзогенними процесами

Основна геологічна діяльність екзогенних процесів, як це випливає з наведеного вище, направлена на утворення осадових гірських порід. Проте, з прикладної точки зору останні можуть виступати в ролі корисних копалин, або вміщувати промислові концентрації тих чи інших мінеральних сполук. Так, наприклад, одним з продуктів *вивітрювання* є кори вивітрювання, з якими пов'язана ціла низка цінних корисних копалин таких як: *боксити* (руда для отримання алюмінію), *залізні руди*, *марганець*, *руди нікелю*, *кобальту*, *хрому* та інших. Вміст металів в древніх корах вивітрювання в декілька разів перевищує їх концентрації у вихідній породі, тобто відбувається свослідний процес природного збагачення, що призводить до формування промислових накопичень певних рудогенних елементів. Так утворювались родовища нікелю, кобальту та інших металів в древніх корах вивітрювання ультраосновних порід на Уралі. Сюди також слід віднести різноманітні види глинистих утворень кори вивітрювання багатьох з яких є керамічною та вогнетривкою сировиною. Прикладом таких родовищ можуть бути родовища каоліну, які користуються значним поширенням в межах Українського щита.

З *елювіальними* утвореннями пов'язані розсіпні родовища, серед яких промислове значення мають родовища *золота*, *платини*, *алмазів*, *каситериту* та інші, що в материнських породах знаходяться в розсіяному стані. В процесі формування кори вивітрювання вони, як хімічно та механічно стійкі речовини, вивільнюються і накопичуються в елювіальних відкладах.

Геологічна діяльність вітру призводить до формування родовищ високоякісних пісків і лесоподібних порід. Перші широко використовуються в будівельній промисловості та для виготовлення скла, а другі також є будівельним матеріалом.

Особливе значення при формуванні розсипних родовищ належить явищам *ерозії* та *аккумуляції* тимчасових потоків і рік. У процесі ерозійної діяльності корінні родовища корисних копалин, або гірські породи, які містять важкі та хімічно стійкі мінерали в розсіяному стані, розмиваються, в результаті ці мінерали вивільнюються, переносяться на певну відстань і відкладаються разом з іншими алювіальними або пролювіальними осадками. В процесі переносу та перевідкладання продукти розмиву підлягають своєрідному сортуванню за питомою вагою, розмірами, щільністю. Більш легкі мінерали у вигляді твердого стоку виносяться ріками в моря, а важкі відкладаються на шляху перенесення. В першу чергу, аккумуляції підлягають *золото* та *платина*, а пізніше – *вольфраміт*, *каситерит*, *магнетит*, *рутил*, *гранат*, *алмаз*. Ці важкі та стійкі до хімічного і механічного руйнування мінерали і утворюють алювіальні та алювіально-пролювіальні розсипища, які мають промислове значення. Найбільш цінними серед них є родовища дорогоцінних металів – золота та платини. На сьогоднішній день біля 25% світового видобутку золота припадає на розсипні родовища.

Значна роль при формуванні родовищ корисних копалин належить також *дельтам*. Так, *вугленосні породи* Підмосковного вугільного басейну являють собою саме алювіально-дельтові та озерно-болотні відклади кам'яновугільного віку. Не виключено, що при формуванні покладів вугілля Львівсько-Волинського та Донецького басейнів значна роль також належала алювіально-дельтовим, озерним та болотним утворенням. Відомо, що такі відклади збагачені органікою, глибоке перетворення якої при певних фізико-хімічних умовах (високих температурах та тисках) може призвести до утворення родовищ *нафти* і *газу*.

Алювіальні та *алювіально-дельтові* рівнини мають велике значення і для сільського господарства. *Ґрунти* заплавл, надзаплавлних терас і дельт рік характеризуються високою родючістю.

Особливо це відноситься до заплав та дельт, які підлягають затопленню водою під час повеней, що призводить до збагачення ґрунтів новими поживними речовинами. Це, в свою чергу, сприяє високій біологічній продуктивності і формуванню високоякісних ґрунтів, прикладом яких можуть бути всесвітньо відомі чорноземи півдня України.

Алювіальні галечники та піски широко застосовуються при будівництві доріг та житлових і промислових споруд.

Підземні води, які мають дуже важливе значення в природі, житті людини і народному господарстві є самі по собі дуже цінними корисними копалинами. Забезпечення населення, промисловості та сільського господарства прісною водою ЮНЕСКО вважає однією з найважливіших проблем світового масштабу і головним завданням сучасної геології. В зв'язку з цим, сьогодні до визначення ресурсів підземних вод ставляться такі ж вимоги, як і до інших корисних копалин.

З мінеральними та підземними водами пов'язаний розвиток курортної справи. На Україні родовища мінеральних і підземних вод зосереджені в Передкарпатті, Закарпатті, Дніпровсько-Донецькому регіоні, а також пов'язані з тріщинними водоносними горизонтами в докембрійських кристалічних породах Українського щита.

Термальні підземні води з високою температурою (75 °С і більше) можуть використовуватись для теплофікації населених пунктів і обігрівання теплиць, а з температурою понад 100-150 °С – для спорудження геотермальних електростанцій.

Серед *озерних відкладів* велике практичне значення належить *солям* (кухонна сіль, калійні солі, сода та інші); *залізним та марганцевим рудам, бокситам*, тощо. З органічних озерних відкладів у народному господарстві використовуються *сапропель, сапрокол, бітумінозні сланці та діатоміти*.

З *болотних відкладів* цінними корисними копалинами є *торф та вугілля*. Перший використовується як паливо, на ньому працює низка теплоелектростанцій. При переробці торфу отримують аміак, оцтову кислоту та дьоготь, з якого, в свою чергу, можна виготовляти віск і парафін. Торф також широко викорис-

товується і в сільському господарстві як добриво, у будівництві – для виготовлення теплоізоляційних плит, у медицині – для виробництва деяких ліків і грязелікування. В районах поширення деревних боліт видобувають викопне вугілля, яке утворюється з торфу (гумідне вугілля) та сапропеля (сапропелеве вугілля).

Утворення вугілля відбувається на певній глибині без доступу атмосферного кисню, в умовах підвищеного тиску, спричиненого вагою товщі порід, що залягають вище, і при високій температурі. Такі фізико-хімічні умови сприяють вуглефікації рослинної клітковини з поступовим збільшенням вмісту вуглецю та зменшенням кількості водню і кисню. В процесі вуглефікації послідовно утворюються три типи вугілля: буре, кам'яне і антрацитове. *Буре вугілля* містить 67-78% вуглецю, 5% водню і 17% кисню та має теплотворну властивість 3500-7400 кал. *Кам'яне вугілля* складається на 75-97% з вуглецю, 2-5% водню і містить менше 15% кисню. Вміст вуглецю в *антрацитовому вугіллі* досягає 92-97%, а 2-2,7% належить водню і 2-3% припадає на кисень. Саме це вугілля є найбільш якісним, його теплотворність досягає 8000-8200 кал.

Родовища кам'яного вугілля можуть знаходитися на цьому ж місці, де відбувалося первинне накопичення рослинного матеріалу, тобто в болотах та озерах – це автохтонні лімнічні родовища. Проте, іноді рослинна маса (стовбури дерев, гілки, листя, тощо) зносилися ріками в дельти та мілководні прибережні ділянки моря, там вони перекривалися товщею нових осадків і вуглефікувалися. Таким чином утворювалися алохтонні паралічні (приморські) родовища.

Вуглеутворення відбувалося впродовж усіх періодів розвитку Землі, починаючи від девонського, але найбільша кількість родовищ пов'язана з відкладами кам'яновугільного (карбонного), пермського, юрського та палеогенового періодів.

В межах території України промислові поклади торфу зосереджені на Поліссі, а численні родовища вугілля локалізуються у трьох вугленосних басейнах: Донецькому, Львівсько-Волинському і Придніпровському. У перших двох проводиться видобуток вугілля промислові поклади якого приурочені до від-

кладів кам'яновугільної системи, а в Придніпровському басейні експлуатуються родовища пов'язані з палеогеновими відкладами.

Найбагатшими на корисні копалини серед утворень екзогенних процесів є, без сумніву, *морські відклади*. Вивчення сучасних морських осадків показало, що вони містять розсипища рудних та нерудних мінералів з промисловими концентраціями. Розсипні родовища зустрічаються в межах пляжів, на підводних берегових схилах, у піднятих та опущених морських терасах. Особливо велике значення мають розсипища *магнетиту*, *ільменіту*, *рутилу*, *каситериту*, мінералів, які містять *рідкісні та розсіяні елементи*, а також *золота* і *алмазів*. Так, вздовж східного узбережжя Австралії протяжністю більше 1000 км, поширені ільменіт-циркон-рутилові розсипища; титано-цирконові розсипища виявлені в Бенгальській затоці; ільменіт, магнетит, рутил і сапфір містяться в прибережних розсипах Шрі-Ланки і Індії; розсипища магнетиту, ільменіту і рутилу відомі в пляжних пісках Каліфорнії, вздовж східного берега Флориди, в Коста-Риці, Бразилії, Чилі та Аргентині; каситериту – біля берегів Індонезії; ільменіту, магнетиту та мінералів радіоактивних елементів – біля Нової Зеландії і Південно-Східної Азії. Зона розсипних родовищ з різноманітними корисними копалинами оточує майже все узбережжя Африки. Зокрема, відомі багаті родовища алмазів біля берегів Південно-Західної Африки, де вони приурочені до прибережних терас, пляжних пісків і піщано-гравійних відкладів шельфу. Найбагатші родовища знаходяться біля берегів Намібії в гирлі р.Оранжевої. Золотоносні розсипища відомі на західному узбережжі США і Канади, а розсипні родовища платини – на Алясці в районі затоки Гудньюс.

На території України також є розсипні родовища ільменіту та циркону приурочені до палеогенових і неогенових відкладів, які перекривають кристалічні породи Українського щита. Такі родовища розробляються у Волинському, Придніпровському і Приазовському регіонах.

З відкладами зовнішнього шельфу та частини континентального схилу, яка до нього примикає, окрім розсипів пов'язані родовища *фосфоритів*, представлених зернами піщинками, концен-

траціями та стяжіннями різноманітних форм. В межах ложа Світового океану рудними багатствами є залізо-марганцеві конкреції.

До морських осадових гірських порід, які покривають 3/4 поверхні материків, приурочені поклади таких важливих корисних копалин як залізо, марганець, фосфорити, сульфідні руди міді, осадові родовища бокситів, кам'яного вугілля, нафти, газу, різноманітних мінеральних солей – гіпсу, ангідриту, сільвіну, галіту та інших.

Окрім зазначених родовищ корисних копалин багато осадових порід, таких як піски, пісковики, глини, вапняки, мергелі та інші, самі є корисними копалинами і використовуються в будівництві та промисловості.

Запитання для самоперевірки

1. Які корисні копалини пов'язані з кораами вивітрювання?
2. Назвіть приклади корисних копалин пов'язаних з алювіальними відкладами.
3. Які корисні копалини пов'язані з відкладами шельфової зони морів і океанів?
4. Назвіть корисні копалини пов'язані з глибоководними морськими відкладами.
5. Які корисні копалини є продуктом геологічної діяльності озер і боліт?

5.3. Ендогенні процеси

5.3.1. Загальні відомості про ендогенні процеси

В підрозділі 5.1. «Загальні відомості про динаміку Землі» зазначалось, що ендогенні процеси, – це процеси, зумовлені енергетичними джерелами внутрішніх геосфер Землі. До них відно-

сяться: *тектонічні рухи земної кори та землетруси, магматизм, метаморфізм і метасоматоз*. Безперечно, всі вони є результатом взаємодії внутрішніх оболонок Землі, зароджуються та проходять у надрах планети (земній корі або мантії) в зв'язку з чим і протікають в умовах підвищеного тиску та температури.

Всі ендегенні процеси тісно взаємопов'язані між собою. Так, тектонічні рухи є однією з головних причин метаморфізму гірських порід. Разом з тим, вони призводять до порушення суцільності земної кори, сприяють утворенню зон пониженого тиску, що, в свою чергу, призводить до виникнення осередків розплавленої магми. Метаморфічні процеси в крайніх формах свого проявлення (ультраметаморфізм) супроводжуються перерозплавленням порід і, відповідно, виникненням магматичних розплавів. Магматичні та метаморфічні процеси супроводжуються виділенням значної кількості термальних газів і різноманітних розчинів, які, циркулюючи по тріщинах, зумовлених тектонічними рухами, призводять до метасоматичних явищ. Разом з тим, магматичні, метаморфічні та метасоматичні процеси, супроводжуючись високими температурами і тисками, суттєво впливають на зміни механічних властивостей вмішуваних порід, і насамперед на їх щільність, в'язкість, пластичність, що має значний вплив на характер тектонічних явищ.

Таким чином, як впливає з зазначеного, проявлення одних ендегенних процесів, зумовлює народження і розвиток інших. Про цей взаємозв'язок та взаємообумовленість різних геологічних процесів та явищ необхідно пам'ятати не тільки при реконструкції складної картини розвитку земної кори, але й при проведенні різноманітних геологорозвідувальних і гірничих робіт, а також при розробці та експлуатації родовищ корисних копалин.

До сьогоднішнього дня ще залишається нез'ясованою природа сил, які зумовлюють ендегенні процеси. Немає сумніву в тому, що вони породжуються складними процесами саморозвитку нашої планети зокрема і Всесвіту в цілому, проте, які з них є основними джерелами енергії для ендегенних процесів досі не відомо.

Запитання для самоконтролю

1. Які є ендегенні процеси ?
2. Охарактеризуйте джерела енергії ендегенних процесів.
3. В яких геосферах Землі відбуваються ендегенні процеси.
4. Розкрийте взаємозв'язок і взаємобумовленість ендегенних процесів.

5.3.2. Магматизм

Магматизм є одним з найважливіших ендегенних геологічних процесів. Більша частина гірських порід, що складають земну кору, виникли внаслідок магматичних процесів.

Магматизм, як геологічний процес, дуже складний. Він включає зародження магми в земній корі або в підкорівій області, переміщення її у верхні горизонти, або виверження на поверхню. *Магма* (грецьк. "магма" – тісто) – це силікатний розплав, насичений газами, водою та її пари. В складі магми переважають ті ж хімічні елементи, що складають земну кору – кисень, кремнезем, алюміній, залізо, кальцій, магній, калій і натрій. Проте, від складу гірських порід магма відрізняється значним вмістом легких сполук – пари води, оксиду вуглецю, сірчаных сполук, хлористого та фтористого водню, хлористого амонію, водню, азоту та інших. Завдяки високому тиску, який існує в надрах Землі, легкі сполуки, що знаходяться в магмі понижують її в'язкість і збільшують рухливість та хімічну активність по відношенню до вміщуваних порід. Переміщуючись в земній корі, магма поступово втрачає частину легких компонентів, остигає, і з розплавленого стану переходить у твердий. Таким чином утворюються *магматичні гірські породи*, які, як вже зазначалось вище, складають основну частину об'єму земної кори. Утворення магматичних порід відбувається різними шляхами. В одних випадках, безпосередньо в надрах Землі, коли магма застигає, не досягаючи її поверхні. Так утворюються *інтрузивні* (лат. "інтрузіо" – проникнення, вкорінення) магматичні породи. В інших, коли магматичні розплави виливаються на поверхню, відбувається формування

ефузивних (лат. "ефузіо" – виливання) гірських порід. Залежно від того, виливається магма на поверхню або застигає на глибині, в надрах Землі, магматизм поділяють на глибинний, або інтрузивний, і на поверхневий, або ефузивний.

Інтрузивний магматизм – це магматизм при якому магма застигає на різних горизонтах земної кори, що призводить до утворення неоднакових за формою та розмірами інтрузивних тіл, або, як їх ще називають, інтрузивів.

По відношенню до вміщуючих порід інтрузиви бувають *згідні* і *незгідні*. Останні проривають шари вміщуючих порід, а перші залягають згідно з ними.

Будь-яке інтрузивне тіло, вкорінюючись в інші породи, взаємодіє з ними. Ця взаємодія виражається в наявності двох типів контактних зон інтрузива та вміщуючих порід – екзоконтакту і ендоконтакту. **Екзоконтакт**, або зовнішній контакт – це зона зміни вміщуючих порід, які безпосередньо примикають до інтрузиву під впливом високотемпературної багатой флюїдами магми. Ширина такої зони може змінюватись від перших сантиметрів до десятків кілометрів. З іншого боку, сама магма, яка вкорінюється, взаємодіючи з вміщуючими породами в фронтальних частинах магматичного тіла, охолоджується швидше в порівнянні з внутрішньою частиною тіла. В результаті, це призводить до зміни складу магми, її структури та текстури. Така зона змінених магматичних порід у фронтальних частинах інтрузивного тіла називається зоною **ендоконтакту**, або внутрішньою зоною.

Залежно від глибини залягання в надрах Землі інтрузивні породи поділяються на абісальні (глибинні) та гіпабісальні (напівглибинні).

Абісальні інтрузивні тіла формуються на глибинах у декілька десятків кілометрів від поверхні. Вони характеризуються великими розмірами і тісним зв'язком з магматичним осередком, або самі являють собою застигли внутрішньокорові магматичні осередки. Форма абісальних інтрузій різноманітна; найбільш характерними є батоліти, бісмаліти, штоки та етмоліти (рис. 5.72).

Батоліти – це інтрузивні тіла площею понад 100 км², протяжністю на сотні кілометрів, при ширині в декілька десятків кі-

лометрів. Здебільшого вони мають видовжену форму, але зустрічаються і ізометричні. Стінки батоліта круті, нахилені в сторону від масиву (рис. 5.72,1). Верхня частина нагадує склепіння, але нерівна з виступами та заглибленнями. Формуються батоліти на глибинах більше 4-5 км і складені гранітами.

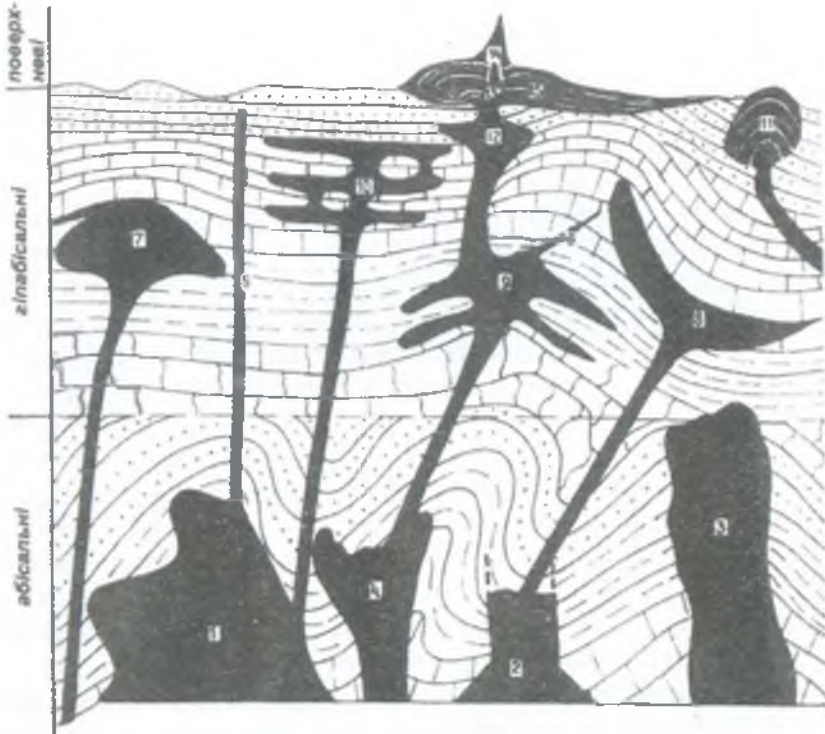


Рис. 5.72. *Форми магматичних тіл.*

1 – батоліт; 2 – бісмаліт; 3 – шток; 4 – етмоліт; 5 – дайка; 6 – жила; 7 – лаколіт; 8 – лополіт; 9 – факоліт; 10 – сіл; 11 – купол; 12 – лавовий осередок; 13 – нек; 14 – лавовий обеліск; 15 – лавові потоки

Бісмаліти – утворюються також на значних глибинах, але на відміну від батолітів характеризуються коркоподіною формою (рис. 5.72, 2).

Штоки – це невеликі за площею (до 100 км²) тіла, ізометричні в плані і витягнені у вертикальному напрямку (рис. 5.72,3). Вони можуть бути складені різними магматичними породами.

Етмоліти – тіла неправильної форми, які розширюються доверху, нагадуючи ліжку, і складені здебільшого лужними породами (рис. 5.72, 4).

Всі зазначені вище інтрузивні тіла є дискордантними, тобто незгідними по відношенню до вміщуючих порід. Вкорінюючись, вони руйнують останні, поглинають їх і характеризуються січними контактами з ними. Форма таких тіл залежить від фізичного стану та хімічного складу магми, зокрема від вмісту в ній флюїдів.

Застигання магми в глибинних тілах відбувається поступово, флюїди (гази) в її складі утримуються, в зв'язку з чим кристалізація відбувається повністю і такі породи характеризуються повною, крупно- або середньокристалічною структурою. Їх текстури здебільшого масивні.

Гіпабісальні інтрузивні тіла формуються на відносно невеликих глибинах і здебільшого пристосовуються до умов залягання вміщуючих порід. При вкоріненні вони використовують усі послаблені зони земної кори незалежно від положення їх в просторі.

Магма, в першу чергу, проникає по тріщинах та заповнює їх. Таким чином утворюються своєрідні вертикальні, або похилі плитоподібні тіла, які називаються **дайками** (рис. 5.72, 5). Складені вони породами різного складу – від ультраосновних до кислих і характеризуються значною довжиною (від сотень метрів до кілометрів) при малій ширині (метри і десятки метрів). У ряді випадків дайки утворюють цілі системи, віялоподібно відгалужуючись від більш крупного інтрузивного тіла.

Серед гіпабісальних тіл широким розвитком користуються трубоподібні тіла, які називаються **неками** (англ. "нек" – шия). Вони є підвідними каналами магми до жерла вулканів, у зв'язку з чим їх здебільшого відносять до категорії субвулканічних (приповерхневих) тіл (рис. 5.72, 13).

Тіла подібні за формою до дайок називають *жилами* (рис. 5.72, 6). Для них характерні нерівні, хвилясті стінки, численні відгалуження, переплетення, тощо. Як і дайки, жили в більшості випадків пов'язані з більш крупним інтрузивним тілом.

Здебільшого дайки виповнюють канали між магматичним джерелом і гіпабісальним конкордантним, тобто згідним, інтрузивним тілом. До таких тіл належать *лаколіти*, – які характеризуються грибоподібною або короваєподібною формою (рис. 5.72, 7). При формуванні лаколітів магма, вкорінюючись, піднімає верстви осадових порід, які залягають вище, і заповнює утворену порожнину, в зв'язку з чим верхня поверхня лаколіту куполоподібна, тоді як нижня відносно рівна, паралельна до верств. У деяких лаколітів нижня поверхня нахилена в бік підвідного каналу, і тоді тіло, яке нагадує грушу, називається *магматичним діаметром*. Розміри лаколітів можуть коливатися від сотень метрів до декількох кілометрів в діаметрі.

При вкоріненні магми в ядро синклінальної складки, нерідко формується тіло тарілкоподібної форми, обмежуючі поверхні якого нахилені до центру, при цьому для нижньої характерні більш круті кути падіння в порівнянні з верхньою. Такі тіла називаються *лополітами* (рис. 5.72, 8). Вони характеризуються значними розмірами, їх площа досягає перших сотень тисяч квадратних кілометрів.

Вкорінюючись в ослаблені склепінні частини складок, магма утворює випуклі або вигнуті лінзоподібні тіла, які називаються *факолітами* (рис. 5.72,9). У випадку, коли магма вкорінюється в міжпластовий простір горизонтально, або похило до вміщуючих пластів, утворюються *магматичні поклади*, або *сіли* (рис. 5.72,10). Вони характеризуються значним простяганням і потужністю, яка вимірюється першими сотнями метрів. Розташовуються сіли декількома ярусами, сполученими між собою дайками. Складені вони здебільшого основними та середніми породами.

Поблизу поверхні Землі в'язка кисла магма нерідко утворює тіла куполоподібної форми, які мають риси як інтрузивних, так і ефузивних порід. Характерною ознакою таких тіл є наявність слі-

дів видавлювання у вигляді специфічної текстури, яка нагадує цибулину. Такі тіла називаються *куполами* (рис. 5.72, 11).

Серед згаданих вище інтрузивних гіпабісальних тіл лаколіти, дополіти, факоліти та сіли є конкордантними, тобто згідними з вміщуючими їх породами, а дайки, жили та куполи – дискордантними, незгідними, січними.

Всі інтрузивні тіла неоднорідні за складом. Центральні частини можуть бути складені одними породами, а периферійні – іншими. Причиною такого явища є диференціація магми при застиганні. Здебільшого в інтрузіях породи поблизу контакту з вміщуючими утвореннями характеризуються більш основним складом і дрібнозернистою структурою. Формування інтрузивного тіла може проходити в декілька етапів – фаз, що також призводить до різнорідного його складу.

Вкорінюючись у вміщуючі породи, магма може захоплювати уламки останніх і ці уламки, при їх застиганні утворюють своєрідні включення в інтрузивних тілах які називаються *ксеполітами* (грец. “ксенос” – чужий, “літос” – порода).

При застиганні магми в інтрузивному тілі виникає система тріщин охолодження, орієнтованих в декількох напрямках. Ці тріщини розбивають інтрузивне тіло на своєрідні фігури у вигляді стовпів, пласто- або матрацеподібних фігур, тощо. Таке явище називається *окремістю* порід. Розрізнять стовпоподібну, матрацеподібну, кулясту та інші види окремісті.

Ефузивний магматизм, або вулканізм, на відміну від інтрузивного, представлений комплексом явищ, пов’язаних з виливами та викидами магматичної речовини на поверхню Землі і в атмосферу. Вже в процесі переміщення всередині Землі магма диференціюється і на поверхню виливається рідка розплавлена маса, яка називається *лавою*, а також викидаються тверді продукти у вигляді брил, уламків, округлих ядер (вулканічних бомб) та дрібних камінчиків (лапівів), а також піску, попелу, різноманітних газів і водяної пари. З вулканічними процесами пов’язане виникнення вулканічних форм рельєфу, утворення певних мінералів та гірських порід, які називаються *ефузивними гірськими породами*, а також певних корисних копалин.

Процес вулканічної діяльності складається з трьох стадій: ранньої, або субвулканічної; головної, яка називається – вулканічне виверження; поствулканічної, або фумарольної.

Субвулканічна стадія передбачає процес підготовки до самого виверження. Зароджуючись в верхній мантії, в зоні астеносфери, магматичний розплав переміщується в верхні горизонти земної кори, де заповнює *магматичні камери*. Він є здебільшого базальтового складу і містить велику кількість газів та водяної пари в розчиненому стані. Повільно піднімаючись догори по ослаблених зонах або по тріщинах, магма, завдяки високій температурі, розплавляє та асимілює (поглинає) вміщуючі породи, створюючи таким чином трубоподібні канали та розширюючи тріщини. При досягненні певної глибини, де її температура знижується до 1200 °С, в ній відбувається виділення в окрему фазу газів та перегрітої водяної пари. Змінена магма стає рухливішою і стрімко піднімається догори. Особливо велика кількість парів та газів виділяється з магми на глибинах 2-3 км від поверхні Землі, що призводить до різкого збільшення тиску. Разом з тим, при пароутворенні відбувається збільшення об'єму приблизно в 100 разів, що спричиняє вивільнення великої кількості енергії, а це призводить до вибуху. Гази та пара піднімаючись догори, руйнують породи, які перегороджують їм шлях і з силою виштовхують їх нагору. Слідом за ними до поверхні піднімається також частково або повністю дегазований розплав. При виході на поверхню він перетворюється на лаву. Переміщення магми, парів та газів супроводжується незначними землетрусами, осередки яких також поступово переміщуються до земної поверхні.

Здебільшого при переміщенні магми в мантії, вище астеносфери, або в земній корі виникають вулканічні осередки (рис. 5.73). Розміри камер таких осередків становлять від 10 до 50 тис. км³. З часом склад магми внаслідок її диференціації може змінюватися: магма основного складу заміщується середньою або кислою. Це і визначає характер головної стадії вулканічного процесу.

Головна стадія вулканічного процесу – це саме явище виверження вулкану. Початок виверження знаменує момент розрядки

вулканічної енергії, який супроводжується викидом магматичних продуктів через жерло вулкана. Тверді та рідкі продукти виверження здебільшого акумулюються навколо жерла і тут поступово утворюється вулканічна гора конусоподібної форми. Вершина такої гори рівна і завершується лійкоподібним заглибленням, яке називається *кратером* вулкана (рис. 5.73). На дні кратера знаходиться один або декілька отворів – це *жерла*, які сполучаються з вулканічним каналом. Кратер активних вулканів з часом поступово перетворюється у велику улоговину, що називається *кальдерою*. Формування останньої пов'язане з викидом при вибухах великої кількості матеріалу, який складає вершину конуса, або з її провалюванням (опусканням) у порожній вулканічний канал (рис. 5.74). Діаметр кальдер іноді досягає кількох кілометрів. При наступних виверженнях у центрі кальдери може утворюватися новий конус зі своїм кратером та жерлом. Дугоподібний вал, який облямовує кальдеру, називається *сомою*, а кільцева долина між сомою та новим молодим конусом – *атрію* (лат. "atrio" – внутрішній двір).



Рис. 5.73. Схема будови вулкану.
 1 – кальдера; 2 – сома; 3 – конус; 4 – кратер; 5 – жерло; 6 – лавовий потік; 7 – вулканічний осередок

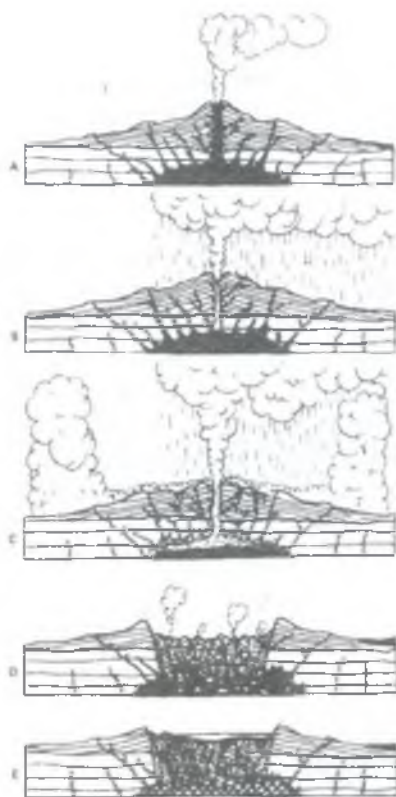


Рис. 5.74. Схема утворення кальдери (за З.Кукалом).

А,Б – піднімання магми з вулканічного осередку догори; В – викид при виверженні в атмосферу значної кількості матеріалу, яким складена верхина конуса і утворення під ним вільного простору; Г – провалювання частини конуса вздовж розломів в утворену під ним порожнину; Д – утворення на місці проваленої частини депресії кальдери.

Загальні риси та розміри вулканів дуже різноманітні (рис. 5.75). Форми вулканічних споруд залежать від тривалості вивержень та циклічності їхньої діяльності. В одних випадках процес виверження короткочасний і обмежується одним вибухом, в інших – він розтягнений на багато місяців. Окремі виверження складаються з декількох циклів, які відокремлюються один від одного стадіями поствулканічного режиму. Тривалість таких стадій може досягати десятків і навіть сотень років.

Залежно від характеру вивержень та їх продуктів усі вулканічні процеси можна розділити на чотири категорії: *ефузивну* (наземну і підводну), де панівне значення належить рідкій лаві; *пірокластову*, коли переважають тверді продукти виверження при підпорядкованому виділенні лави та газів; *експлозивну* – газиво-вибухову, яка супроводжується виділенням великої маси газів та сильними вибухами. В кожній катего-

рії виділяється декілька типів (табл. 5.5).

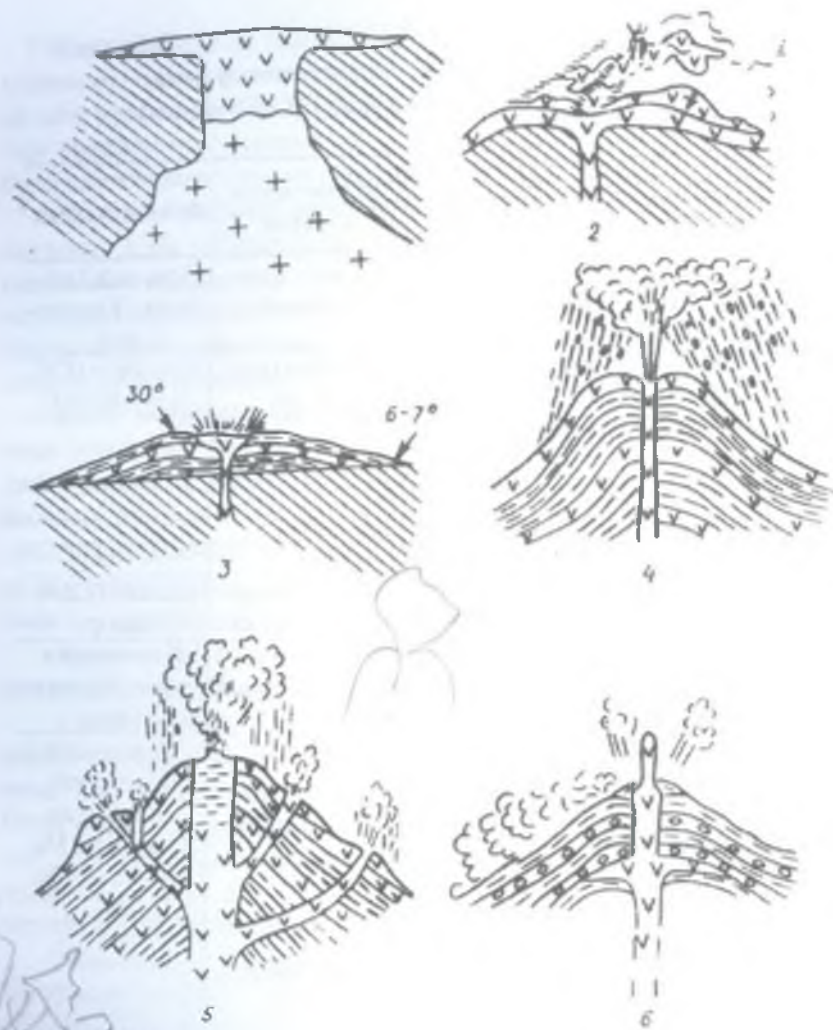


Рис. 5.75. Форми вулканічних споруд та типи вулканів.

1 - океанських плит; 2 - ісландський; 3 - гавайський (цитовий за формою); 4 - стромболіанський; 5 - етнінський; 6 - пелейський

Таблиця 5.7

Класифікація вулканів за типом виверження
(за О.Ф. Якушовою, В.Ю.Хаїним і В.І.Славіним)

Категорія	Тип виверження	Вулкани, які визначають тип	Місце знаходження	Інші вулкани
Ефузивна (наземна)	ісландський (тріщинний)	Лакі (тріщина)	Ісландія	Плоский Толбачик (Камчатка)
	гавайський	Кілауеа	Гавайські острови	Нірагонго (Східна Африка)
Ефузивна (підводна)	підводних хребтів			
	океанських плит			
	шельфовий			
Пірокластова (змішана)	стромболіанський	Стромболі	Італія, Липарські острови	Іцалько (Сальвадор)
	везувіанський	Везувій	Італія, Неаполь	Ключевська сопка (Камчатка)
	етнінський	Етна	о. Сицилія	Кримський (Камчатка), Парикутин (Мексика), Мечнікова (Курили)
Експлозивна (газово-вибухова)	плініанський	Везувій (раннє виверження)	Італія, Неаполь	
	пелейський	Мон-Пеле	о. Мартиніка	Шівелуч (Камчатка)
	кракатауський	Кракатау	Індонезія	
	маарський	Пульфер	Німеччина, плато Ейфель	
	бандайський	Бандайсан	Японія	

Класифікація вулканів за типом виверження є в деякій мірі умовною, так як більшість з вулканів займає проміжне положення між виділеними категоріями. Деякі вулкани з часом змінюють тип виверження, переходячи з однієї категорії в іншу. Це може бути спричинене зміною складу магми.

Ефузивні наземні виверження проявляються на океанічних островах і на узбережжі континентів. Вони приурочені до зон глибинних корово-мантієвих розломів по яких у верхні горизонти земної кори проникає магма основного та базальтового складу. Характерними представниками вулканів цієї категорії є вулкани ісландського та гавайського типів.

Ісландський тип характеризується тріщинним виверженням лави основного складу, яке настає після викиду з тріщини великої кількості попелу та шлаку. Вздовж тріщини виникає низка великих і малих конусів та кратерів. Само виверження триває до декількох десятків днів, що сприяє формуванню лавового покриву потужністю 30-40 м, який покриває територію площею в декілька сот квадратних кілометрів.

Вулкани цього типу поширені в Ісландії, на Гавайських островах, Японії та Камчатці.

Гавайський тип за характером проявлення і продуктами виверження подібний до тріщинних вулканів. Відмінність полягає в тому, що виливання лави відбувається через широкий трубоподібний канал. За формою вулкани цього типу нагадують щити, за що їх ще називають щитовими. Окрім Гавайських островів такі вулкани поширені в Новій Зеландії, Ісландії, а також зустрічаються і в Східній Африці.

Підводні ефузивні виверження пов'язані з тріщинами на дні Світового океану. Характерною їх особливістю є те, що лава виливається спокійно, без сильних вибухів та з незначною кількістю (1-3%) пірокластів. Це пов'язано з тим, що на глибинах більше 2-3 км стовп води створює набагато більший тиск у порівнянні з тиском пари, в зв'язку з чим вибуху не відбувається. Лава та вміщуючі породи не подрібнюються і пірокласти майже не утворюються. Гази, які виділяються при виверженні, розчиняються у воді не досягаючи поверхні. Такі виверження

практично на поверхні океанів не проявляються. Іноді, завдяки великому тиску води, лава витискається, не розтікаючись, що призводить до утворення куполоподібних тіл. Склад лави здебільшого базальтовий. Вона утворює на дні океанів значні за розмірами ізометричної форми покриви або вузькі, але дуже протяжні потоки з подушкоподібною та кулястою текстурою, які називаються *піллоу-лавами*. Характерною особливістю підводних лав, яка дозволяє відрізнити їх від наземних – це утворення на їх поверхні склуватої оболонки, що зумовлене швидким остиганням лави при зіткненні її з холодною водою.

Окрім покривів на дні океанів утворюються і вулканічні споруди у вигляді конусів. Складені вони здебільшого базальтовою лавою. Однією з найхарактерніших особливостей підводних вулканічних вивержень є виділення великої кількості гарячих розчинів – *гідротерм*. Практично всі гідротерми несуть з собою велику кількість розчинених хімічних сполук і при зіткненні з холодною океанічною водою відбувається формування таких цінних корисних копалин, як мідь, свинець, цинк, срібло та інші.

Підводні вулкани в області шельфу за характером виверження подібні до наземних і також супроводжуються пірокластовими та експлозивними виверженнями. У таких вулканах спочатку виростає підводний плоский широкий п'єдестал конуса, а пізніше на ньому утворюється нормальний конус, який може досягати поверхні води, утворюючи, таким чином, вулканічний острів. Особливо багато підводних вулканів у Тихому океані, а також вздовж серединних хребтів інших океанів.

Пірокластові (змішані) виверження характеризуються викидами як лави, так і твердих та газоподібних продуктів. Вони утворюють апарати центрально-кратерного типу з конусами правильної форми. Здебільшого конуси складені з перешарування лави та твердих продуктів (бомб, попелу, вулканічного піску, шлаків, тощо), в зв'язку з чим їх називають *шаруватими* або *стратовулканами*. До цієї категорії відносяться вулкани стромболіанського, етнінського та інших типів. В загальному виверження даної категорії носять проміжний характер між ефузивними та вибуховими (експлозивними).

Страмболіанський тип характеризується ритмічними вибухами та викидами через короткі проміжки часу (від декількох хвилин до години). Лава кислого складу і в'язка, з температурою 1100-1200 °С.

Везувіанський тип вулканів – один з найпоширеніших типів. Його характерною рисою є тривале (до кількох днів) виверження з періодичним повторенням через декілька десятків років. При цьому виливається велика кількість лави та викидається значний об'єм попелу, бомб, а також газів.



Рис. 5.76. Вулкан Ключевська Сопка.

До вулканів цього типу належить також і вулкан Ключевська Сопка на Камчатці (рис. 5.76).



Рис. 5.77. Загальний вигляд вулкану Етна.

Етнінський тип за характером виверження близький до везувіанського. Вулкани даного типу дуже активні.

Виверження відбувається одне за одним через декілька років, а в перервах між ними з центрального кратера безупинно виділяються гази та водяна пара, нерідко викидається попел. Здебільшого напередодні основного виверження відбувається сильний землетрус, який супроводжується вибухами та викидами з центрального кратера газів і попелу. Услід за початковим виверженням на схилах конусу з'являються тріщини, з яких виливається лава та викидається пухкий матеріал, що призводить до утворення

побічних – паразитичних – невеликих кратерів, кількість яких може сягати до 200 і більше. Вулкани цього типу характеризуються пологими схилами конуса (рис. 5.77) і основним складом лави.

Такі вулкани поширені в Середземномор'ї, Південній Америці, Японії, на Курильських островах, Камчатці.

Експлозивні (газово-вибухові) виверження характеризуються викидами великої кількості газів та пари при малій кількості, або відсутності, лави. Тверді продукти сильно подрібнені, перетерті і представлені попелом. Такі виверження здебільшого пов'язані з магмою кислого або середнього складу. Магматичні джерела, які живлять вулкани, розташовані на значних глибинах, у зв'язку з чим магма не завжди досягає земної поверхні. Найпоширенішими вулканами цієї категорії є вулкани пелейського, кракатауського, маарського та бандайсанського типів.

Пелейський тип характеризується наявністю частих землетрусів, які супроводжуються викидами попелу, парів води та отруйних газів, що триває декілька тижнів. Іноді виверження супроводжується видавлюванням в'язкої лави, яка застигає і утворює своєрідний обеліск (рис. 5.78). В такому випадку виверження називається **екструзивним**.



Рис. 5.78. Лавовий обеліск вулкана Мон-Пеле.

Для вулканів **кракатауського типу** характерні вибухи значної сили, які супроводжуються викидами великої кількості газів та попелу. При цьому лава на поверхню практично не піднімається, що обумовлено кислим складом

в'язкої магми.

До **маарського типу** відносяться вулкани з одноразовим виверженням. Характерною особливістю їх будови є наявність

тарілкоподібних кратерних западин, по краях яких формуються невисокі вали, складені шлаком та уламками гірських порід, викинутих з кратера. Кратер з'єднаний з магматичним джерелом каналом, або трубкою вибуху, яка у древніх вулканів називається *діатремою*. На глибині 400-500 м трубки вибуху бувають заповнені базальтовою лавою або похідними ультраосновної магми. Вище лави знаходиться перетерта синя глина та зім'яті уламки вулканічних порід, які називаються *кімберлітом*.

Кімберліти складаються з уламків ультраосновних порід та порід, які розсікає трубка вибуху на шляху до поверхні. Характер породи свідчить про її формування при високих тисках та температурах, а ультраосновний склад уламків вказує на мантійне походження магми. Діаметр трубок вибуху може становити як перші метри, так і перші кілометри. З трубками вибуху пов'язані родовища алмазів.

Бандайсанський тип за характером вивержень дуже нагадує попередні типи даної категорії. Різниця лише в тому, що вибухи при виверженні вулканів, які до нього належать, пов'язані не з магматичними газами, а водою, котра, проникаючи на значні глибини, перетворившись в пару створює значний тиск, що і спричиняє вибух. На відміну від типових газо-вибухових вивержень у вулканів бандайсанського типу відсутні свіжі вулканічні продукти виверження.

Поствулканічна, або фумарольна стадія характеризується суттєвим послабленням вулканічної діяльності, яка проявляється тільки у виході на поверхню численних газово-парових струменів та гарячої води. Схили вулканів на початку цієї стадії нагадують паруючі котли води.

Газові струмені, які називаються *фумаролами*, залежно від температури та складу газів поділяються на: 1) *сухі* фумароли з температурою вище 500 °С, які містять хлористі сполуки натрію, калію, марганцю, міді та фтору за повної відсутності або незначних кількостях водяної пари; 2) *сірчисті*, або *сульфатарі*, з температурою 90-300 °С, і вмістом сірчаної та хлористоводневої кислоти; 3) *лужні*, або *аміачні*, фумароли з температурою вище 100 °С, гази яких складаються з вуглекислого амонію та сірководню.

дню, з домішками парів води: 4) *холодні вуглекислі* фумароли, або *мофети*, температура яких нижче 100 °С.

Фумароли здебільшого розташовуються групами, або у вигляді ланцюга вздовж тріщин. Висота газових струменів коливається від сантиметрів до декількох метрів. Проходячи скрізь пухкі породи, або рухаючись по тріщинах, гази та пара конденсуються, залишають на стінках або в порах кірочки, складені різними мінералами.



Рис. 5.79. Гейзер "старий Служака" в Ієллоустонському національному парку Скалистих гір.

До характерних особливостей поствулканічної стадії належить також виверження водяної пари. При віддаленні від осередку виверження водяна пара перетворюється на викиди сильно мінералізованої води у вигляді гарячих та підігрітих джерел. Такі джерела бувають постійно діючими, або носять періодичний характер. Останні називаються *гейзерами* (рис. 5.79). Періоди виверження гейзерів здебільшого постійні і становлять від 10 хвилин до 5,5 годин. Температура води в них досягає +94 – +99 °С. Вода гейзерів містить солі натрію, магнію, кальцію, кремнезему. В зв'язку з цим довкола гейзерів нагромаджуються

відклади пористих вапняків або кременистих туфів, які називаються *гейзеритами* (5.80).

Пара і гази разом з водою можуть викидати рідку грязюку, утворюючи таким чином *грязьові вулкани*. Конуси таких вулканів зазвичай невеликі і досягають висоти 1-2 м, проте відомі також грязьові вулкани з висотою конуса до 400 м. Відповідно, діаметр кратерів змінюється від десятків сантиметрів до перших ме-

трів (рис. 5.81). При виверженні таких вулканів грязьові потоки досягають довжини декількох десятків метрів, а температура грязі становить 80-90 °С.

Грязьові вулкани можуть бути і не зв'язані з магматичними процесами, а виникати там, де в надрах накопичуються водневі гази і є водонасичені та глинисті породи, які знаходяться під значним тиском. Такого типу грязьові вулкани поширені на Апшеронському та Керченському півостровах, а також у Західній Туркменії і на Сахаліні (рис. 5.81).

Поствулканічна стадія може тривати десятки років і навіть століття. Затухання вулканічного процесу можливе тільки при повному вичерпанні магми в магматичному осередку.

Вище зазначалося, що при вулканічній діяльності на поверхню виливаються та викидаються вулканічні продукти трьох типів:



Рис. 5.81. Грязьовий вулкан на Апшеронському півострові.



Рис. 5.80. Натічні форми гейзериту в районі басейну Мамонтових гейзерів Йеллоустонського національного парку.

рідкі, тверді та газоподібні.

До *рідких продуктів* виверження відносяться лави різного складу. Охолоджуючись та застигаючи вони утворюють ефузивні гірські породи кислого, середнього, основного та ультраосновного складу.

До порід, які утворилися з *кислих* магм належать ліпарити, ріоліти, дацити. Враховуючи, що кислі магми в'язкі і

кислі - породи, рідкіти, дацити

найменш рухомі, вони, застигаючи утворюють куполоподібні тіла, або потужні незначної протяжності потоки.

При застиганні лав *середнього* складу утворюються андезити. Найбільш поширеними породами *основних* лав є базальти, а *ультраосновні* ефузивні породи – пікрити – зустрічаються рідко.

Кількість лави при виверженні буває різною. Особливо багато виливається лави базальтового складу з вулканів ефузивної категорії. Лавові потоки при цьому досягають десятків та сотень кілометрів в довжину при ширині в сотні метрів.



Рис. 5.82. Мандельштейн.

Лава, яка виливається з вулканів, може бути в'язкою або щільною в тих випадках, якщо гази виділилися з неї ще в жерлі вулкана, та пористою – у випадках насичення її газами. Лави, насичені газами при застиганні утворюють породу, яка називається *пемзою*. Ра-

зом з тим, порожнини в лаві можуть бути заповнені: кальцитом, кварцом, агатом, опалом, цеолітами та іншими мінералами у вигляді кульок, горошин, мигдалин. Така порода називається *мандельштейн*, або *мигдалевий камінь* (рис. 5.82).

Поверхня лавового потоку може бути бриловою, або хвилястою. Брилова лава нагадує поверхню ріки під час льодоходу. Вона властива в'язким лавам, або ж утворюється в тих випадках, коли ламається вже застигла лава.

Хвиляста поверхня характерна для лав вулканів гавайського типу. На такій поверхні видно як одна порція лави напливає на другу і в такому вигляді вони застигають.

Базальтові лави підводних вивержень мають подушкоподібну поверхню і складаються з великих за розмірами куль – кулясті, або пілоу-лави.

Лави з бриловою поверхнею при застиганні дробляться, утворюючи брекчію. Така порода називається вулканічним *агло-*

мератом. При розтріскуванні вулканічного скла на морському дні внаслідок зіткнення його з холодною водою, утворюються породи, які складаються з дрібних уламків скла і називаються **гіалокластитами**.

Не вся лава виливається суцільним потоком. Дуже часто вона розбризується або викидається у вигляді окремих згустків (бомб, грудок), які здебільшого характеризуються грушеподібною формою. Густа в'язка лава може викидатися у вигляді окремих брил масою до декількох тон. Дрібні бризки рідкої лави можуть розтягуватися в тонкі нитки, які дістали назву "**волося Пеле**" (*Пеле – богиня вогню у гавайських туземців*). Лава, яка викидається у вигляді невеликих пористих грудок, при злипанні утворює породу, яка називається **шлаковим туфом**.

Тверді продукти вивержень здебільшого характерні для континентальних вулканів, де їхня кількість в декілька разів перевищує об'єм лави яка виливається.

Залежно від розмірів уламків серед твердих продуктів розрізняють: 1) вулканічний попіл; 2) вулканічний пісок; 3) вулканічні уламки – лапілі; 4) вулканічні бомби та 5) вулканічні брили.

Вулканічний попіл являє собою найдрібніші кутасті уламки пемзи, скла та різних мінералів. Більші уламки складають **вулканічний пісок**, а уламки розміром з горіх називаються **лапілями**. Відповідно, **бомби та брили** – це уламки розміром від 2 см та більше в діаметрі. Трапляються брили об'ємом близько 25 м³ і масою до 68-70 т.

Увесь твердий уламковий матеріал, який викидається з вулкану під час виверження називається **пірокластичним** (грецк. "пірос" – вогонь і "класмос" – уламок). При його охолодженні, ущільненні і переході в твердий стан утворюються вулканічні породи, які називаються **туфами та туфітами**. Перші формуються в умовах суходолу, тобто на схилах вулканів; другі у водному середовищі – в морях та озерах. Більшість туфітів утворюється при підводних виверженнях вулканів. Вони здебільшого верствуваті і характеризуються наявністю теригенного або органічного матеріалу. Як і осадові породи теригенного походження

ня, туфити поділяються за величиною уламків на туфопісковики, туфобрекчії та туфоконгломерати.

Туфи, в свою чергу, за величиною уламків діляться на попелові та псамітові, а за складом – на туфи кислих, середніх і основних порід. Часто зустрічаються також змішані туфолавові породи, які утворюються в тих випадках коли на лаву, яка ще не встигла застигнути, осів туфовий матеріал і відбулося змішування. Своєрідні відклади гарячих лав кислого складу називають *ігнібритами* (грецк. "ігнос" вогонь, "імбер" – злива).

До *газоподібних продуктів* вивержень, як це вже неодноразово зазначалося, належать гази та пара води, які виділяються впродовж усієї стадії виверження і в усіх типах вулканів. Основна їх маса виринає протягом початкового періоду виверження з центрального жерла та тріщин, а також з паразитичних жерл, і пізніше – з лавових потоків. Проте, гази у вигляді фумарол ще довго виходять з тріщин і після головної фази, через що заключну стадію вулканічного процесу ще називають *фумарольною*.



Рис. 5.83. Виверження вулкана Парикутин, Мексика.

Вулканічна діяльність супроводжується виділенням надзвичайно великих об'ємів газів. Так, наприклад, при виверженні вулкану Парикутин у Мексиці (пірокластова категорія) виділялося понад 3000 т газів на добу (рис. 5.83).

Склад газів різноманітний. Вони містять двооксид вуглецю, азот, двооксид сірки, оксид вуглецю, водень, хлор, аргон та водяну пару. Окрім цього в незначних кількостях містяться також хлористий та фтористий водень,

сірководень.

Продукти вулканічних і інтрузивних магматичних процесів це не тільки основний "матеріал" з якого складається земна кора, вони мають також і велике практичне значення. Вулканічні виверження відіграють подвійну роль в житті людини: з однієї сторони, це небезпечні природні явища, які супроводжуються людськими жертвами, а з другої – постачальники людству корисних копалин, теплової та інших видів енергії.

Жертви, викликані катастрофічними, особливо експлозивними виверженнями вулканів, можуть бути дуже значними. Так, наприклад, вогняна газова хмара вулкану Мон-Пеле спричинила смерть 30 тисяч чоловік, а при виверженні вулкану Кракатау загинуло більше 36 тисяч осіб. Під час найпотужнішого виверження вулкана Тамбора в 1915 р. на острові Сумбава в Індонезії загинуло більше 90 тисяч чоловік. Вважається, що за останні 500 років жертвами вулканічних вивержень стало біля 240 тисяч чоловік.

Сьогодні інтенсивно розробляються заходи захисту від вулканічних вивержень: змінюються напрямки лавових потоків, споруджуються на їхньому шляху греблі, охолоджуються фронтальні частини потоків водяними струменями, що дозволяє зупинити рух лави, тощо. Окрім того вчені працюють над розробкою проєктів послаблення сили вивержень шляхом випереджувального відводу частини газів з вулканічних каналів через бурові свердловини з глибини 2-3 км.

Не зважаючи на наведені приклади стихійних лих, спричинених виверженням вулканів, вони також приносять людству і значну користь. Вулканічний попіл завдяки мінералам та елементам, які містяться в ньому сприяє формуванню родючих ґрунтів. Окрім цього вулканічні райони володіють запасами теплової енергії. Геотермічний градієнт у цих районах становить біля 100 °С, в зв'язку з чим на відносно невеликих глибинах концентруються значні запаси тепла, які можна використовувати. При поствулканічних процесах фумаролами та гейзерами на поверхню виносяться гаряча вода та пара, які в Італії, Мексиці, Новій Зеландії, США (Каліфорнія) та Японії використовуються для роботи геотермальних електростанцій.

Під час виверження вулканів разом з газами, фумарольними струменями, гідротермами виноситься велика кількість корисних копалин, про що піде мова в відповідному розділі. Слід також зазначити, що інтрузивний магматизм є одним з основних процесів, з яким пов'язано формування різноманітних родовищ металевих та неметалевих корисних копалин.

Впродовж усієї історії розвитку Землі вулканічні процеси відігравали суттєву роль у формуванні не тільки певної групи гірських порід, але й рельєфу і кліматотворчих факторів, тобто вони мали значний вплив на становлення компонентів географічного середовища нашої планети. Вулканічна діяльність Землі знаходиться в активному стані і сьогодні. За останні 3000 років, на земній поверхні зафіксовано близько 1000 діючих вулканів, з яких на сьогоднішній день лише біля 200 знаходяться на стадії затухання. Більшість з них зосереджено в межах океанічного узбережжя, а також приурочена до острівних дуг, які облямовують океани, та океанічних островів. У глибині материків діючі вулкани зустрічаються дуже рідко. Сучасні та четвертинні вулкани утворюють три глобальних пояси, які оперезують земну кулю (рис. 5.84).

Перший пояс, який називається *Навкруг-Тихоокеанський*, у вигляді неправильного кола облямовує Тихий океан. В його межах знаходяться як згаслі вулкани неоген-четвертинного віку, які розташовані в зовнішній частині пояса, так і діючі – зосереджені у внутрішній, ближчій до океану частині. Він об'єднує близько 340 діючих вулканів, що становить майже дві третини всіх вулканів, які знаходяться на суходолі.

Другий, *Середземноморсько-Індонезійський*, пояс простягається в субширотному напрямку (паралельно до екватора). В ньому зосереджено 117 діючих і таких які знаходяться на стадії затухання вулканів, а з врахуванням тихоокеанського відгалуження їх кількість досягає 150. Більшість вулканів цього поясу локалізується в районі островів Індонезії і на островах Середземного моря.

Третій, *Атлантичний*, пояс, характеризується субмеридіональним простяганням вздовж однойменного океану. В ньому

зосереджено багато острівних і підводних вулканів, приурочених до серединно-океанічного хребта, гобто віддалених від берегів, що відрізняє його від Тихоокеанського поясу, де більшість вулканів розташована на узбережжі материків.



Рис. 5.84. Схема поширення вулканів (за О.Ф.Якушовою, В.Ю.Хайним, В.І.Славіним).

1 – Навкруг-Тихоокеанський пояс. 2 – Середземноморський-Індонезійський пояс; 3 – відгалуження Середземноморсько-Індонезійського поясу в Тихому і Атлантичному океанах. 4 – Атлантичний пояс; 5 – Атлантичний серединно-океанічний хребет; 6 – Африканський рифтовий пояс. 7 – вулканічні території та окремі вулкани континентів і островів; 8 – вулкани на дні океанів; 9 – окремі вулкани: 1 – Шивелуч, 2 – Ключевська Сопка, 3 – Толбачик, 4 – Крашеннічкова, 5 – Каримський, 6 – Авацінський, 7 – Ксудач, 8 – Менделєєва, 9 – Бандайсан, 10 – Фудзіяма, 11 – Еребус, 12 – Сангай, 13 – Чимборасо, 14 – Котопахі, 15 – Іцалько, 16 – Попокатепетль, 17 – Парикутин, 18 – Лассен-Пік, 19 – Катмай, 20 – Вулькано, 21 – Везувій, 22 – Стромболі, 23 – Етна, 24 – Сантонін, 25 – Кракитаву, 26 – Мерані, 27 – Келуд, 28 – Семеру, 29 – Агунг, 30 – Батур, 31 – Тамбора, 32 – Ян-Майєн, 33 – Гекла, 34 – Лакі, 35 – Нірагонго, 36 – Кіліманджаро, 37 – Кілауеа, 38 – Мауна-Лоа, 39 – Фалькон, 40 – Мон-Пеле, 41 – Суфрієр.

В межах цих трьох поясів зосереджено близько 90% усіх діючих на планеті вулканів. Інших 10% діючих вулканів знахо-

диться на Африканському материку, де у Східній Африці утворюють локальний пояс меридіонального простягання. Декілька діючих вулканів розташовані на островах Індійського океану. Згаслі вулкани поширені в Сибіру, Забайкаллі та Прибайкаллі. До позапоясних вулканів відносяться також численні острівні-надводні та підводні вулкани Тихого океану. Припускають, що кількість підводних вулканів, яку підрахувати досі ще неможливо, значно перевищує кількість наземних і становить кілька тисяч.

Існує певна закономірність між територіальним поширенням вулканічних поясів і природою вулканічних процесів. На рис. 5.84 видно, що Навкруг-Тихоокеанський пояс розташований у зоні поєднання тонкої земної кори океанського типу з корою континентального типу. Тут, зі сторони океану знаходяться вузькі глибоководні жолоби глибиною 7-11 км, зі сторони континентів на західному узбережжі океану піднімаються гірські пасма островів (острівні дуги), а на східному – гірські системи Кордильєр і Анд. Така різка контрастність рельєфу свідчить про різке прогинання (опускання) ділянок земної кори в районах жолобів і таке ж інтенсивне піднімання прилеглих гірських областей. На їх межі відбувається формування зони надглибинних розломів, зміщувачі яких нахилені від океанів у бік континентів або острівних дуг. Це є так звані *сейсмофокальні зони*, які досягають мантії. Вздовж них відбувається формування осередків базальтової магми внаслідок часткового розплавлення океанічної кори, або надходження її з мантії по розушільнених зонах. Ці осередки в подальшому стають джерелами магматичних розплавів, які по розломах піднімаються догори і проявляються на земній поверхні у вигляді вулканічних вивержень. Здебільшого вулкани розташовуються над тими ділянками сейсмофокальних зон глибина яких досягає 90-150 км, а на відстанях від глибоководних жолобів – 100-200 км.

Середземноморсько-Індонезійський вулканічний пояс є одним з найактивніших кайнозойських поясів Землі. Сьогодні він знаходиться на заключній стадії розвитку, яка характеризується утворенням системи гірських хребтів. Проте в західній та східній

частинах поясу збереглися активні сейсмофокальні зони до яких і приурочені вулкани здебільшого пірокластової і експлозивної категорій. Перші більш характерні для західної частини поясу, їх прикладом можуть бути такі вулкани як Везувій, Етна та інші, другі – типовими представниками яких є вулкани Кракатау, Тамбора та інші, поширені у східній частині. Вулканізм середньої частини поясу знаходиться на стадії затухання і представлений вулканами, які діяли в неогені та на початку четвертинного періоду. До них належать численні вулкани Карпат, які складають вулканічне Вигорлат-Гутинське пасмо розташоване на межі Закарпатської низовини і Карпатських гір, вулкани Кавказу (Ельбрус, Казбек, Арагац), а також Ірану, Афганістану і Тибету.

Вулкани Атлантичного поясу, як і деякі вулкани Індійського океану (островів Сен-Поль і Амстердам), приурочені до рифтових зон серединно-океанічних хребтів і їх магматичні осередки залягають на незначних глибинах, під тонкою океанічною корою. В межах серединного хребта Тихого океану діючих вулканів дуже мало і зосереджені вони в районі Галапагоського архіпелагу. До вулканічних споруд відноситься також острів Паски.

Східно-Африканський пояс характеризується порівняно невеликими розмірами і приурочений він до континентальної рифтової системи. Розташовані в його межах вулкани вивергають різну за складом лаву, яка є похідною глибинної магми лужно-базальтового складу. Це відрізняє їх від вулканів Атлантичного типу, які характеризуються базальтовим складом магми.

Враховуючи наведене вище, а також відомості про структурні елементи земної кори та літосфери (див. розділ 6), можна зробити висновок, що більшість вулканів земної кулі розташована на межі літосферних плит. Частина з них приурочена до зон зближення континентальної та океанічної кори, або так званих зон стиснення. До таких відносяться вулкани Навкруг-Тихоокеанського та Середземноморсько-Індонезійського поясів. Друга частина вулканів зосереджена в межах рифтових зон серединно-океанічних хребтів, які являють собою зони розтягу. Це вулкани Атлантичного поясу, а також Індійського та Тихого океанів. До цієї групи слід також віднести вулкани Східної Африки

та Західної Європи (Франції і заходу Німеччини), приурочені до рифтових континентальних систем.

Посеред літосферних плит вулкани утворюються дуже рідко, де вони приурочені до зон глибинних розломів. В океанах це трансформні розломи які є каналами переміщення базальтової магми, на континентах – це глибинні розломи, які досягають мантиї, звідки живляться магмою лужно-базальтового складу. Як приклад внутрішньоплитних вулканів можна назвати вулкани Гавайських островів у Тихому океані, а також на островах Реюньон і Маврикій в Індійському океані. Типовим прикладом континентальних внутрішньоплитних вулканів є вулкан Камерун в Афганістані.

Магматичні процеси, особливо вулканічні не є прерогативою розвитку лише нашої планети, вони властиві і іншим космічним тілам Сонячної системи. Вулканічні гори покривають поверхні Марса, Венери та Місяця, які також характеризуються наявністю кратерів і кальдер, при цьому розміри марсіанських вулканів набагато перевищують земні. Так, наприклад, щитовий вулкан Олімп має висоту 27 км, діаметр кальдери – 60 км, а діаметр підніжжя – 600 км. Вулкан Тейн на Венері заввишки 4,5 км, а в діаметрі біля 700 км.

Майже всі вулкани планет Сонячної системи та Місяця давно затушли, виключенням є лише діючі вулкани на супутнику Юпітера Іо.

Запитання для самоконтролю

1. Що таке магматизм?
2. Які розрізняють типи магматизму?
3. Що таке магма? Охарактеризуйте її властивості.
4. Розкрийте суть інтрузивного магматизму.
5. Охарактеризуйте форми інтрузивних тіл.
6. Розкрийте суть ефузивного магматизму.
7. Охарактеризуйте будову вулкану.
8. Які існують типи вулканів?
9. Охарактеризуйте стадії вулканічної діяльності.
10. Поясніть зв'язок між інтрузивним та ефузивним магматизмом.

11. Охарактеризуйте продукти вулканічної діяльності.
12. Охарактеризуйте класифікацію магматичних порід.
13. Наведіть приклади інтрузивних порід.
14. Наведіть приклади ефузивних порід.
15. Розкрийте практичне значення вулканізму.

5.3.3. *Метаморфізм*

Гірські породи під впливом глибинних ендегенних факторів, таких як: висока температура, тиск, гарячі розчини, що містять іони натрію, калію, кальцію, фтору, бору та сірки, а також вода і вуглекислота, зазнають певних перетворень. Цей процес називається *метаморфізмом* (грецк. "метаморфозис" – перетворення), а породи, які виникають в результаті його проявлення – *метаморфічними породами*. Вони утворюються за рахунок перетворень вже існуючих осадових, магматичних, а також метаморфічних утворень і складають третій головний клас гірських порід.

Метаморфічні перетворення осадових порід є продовженням тих перетворень, які вони зазнали на стадіях метагенезу, катагенезу та епігенезу (див. розділ 5.2.11). Межа між катагенезом і метаморфізмом є дуже умовною. За даними Г.Вінклера метаморфічні перетворення в породах наступають при температурах 150-200 °С. М.Б.Вассоевич вважає, що температурна межа початку метаморфізму становить 300-350 °С. Мінералогічним підтвердженням початку метаморфізму є виникнення групи нових мінералів за рахунок перетворення вже існуючих. Так, наприклад, замість каолініту з'являється дікіт, актрацит переходить в сграфіт, а найбільш раннім з типових метаморфічних мінералів вважається ломонтин, який належить до водних алюмосилікатів кальцію з групи цеолітів.

Головним фактором метаморфізму є підвищення температури, яке визначається геотермічним градієнтом, який являє собою функцію теплового потоку і теплопровідності порід. Його величина не постійна і змінюється в межах від 6 до 150°С на 1 км. В

зв'язку з цим і перехід від катагенезу до метаморфізму також може відбуватися на різних глибинах – від перших кілометрів до 15 км і навіть більше. Найменшою ця глибина є в межах осьових зон серединно-океанічних хребтів, де окрім високого теплового потоку метаморфізму сприяє циркуляція по тріщинах нагрітої до температури 300-350 °С морської води.

Підвищення температури призводить до заміни катагенезу метаморфізмом, а в подальшому, якщо процес підвищення температури продовжується, метаморфізм також поступово може змінюватися частковим і повним плавленням порід. Цей процес називається *анатексисом* (грецьк. “*тексис*” – плавлення, “*ана*” – *вища ступінь*). Він знаменує найвищу фазу метаморфізму і друга його назва *ультраметаморфізм*.

Нижньою термобаричною межею при якій починають відбуватися ультраметаморфічні перетворення є температури 680-700 °С і тиск 2-4 кбар. Відповідно, такі умови можуть мати місце тільки на глибинах не менше 6-8 км. Проте, породи основного складу багаті фемічними компонентами, такими як Fe і Mg, починають плавитися тільки при температурі близькій до 1000 °С. Це значно розширює температурний діапазон проявлення процесів метаморфізму від 150-200 °С до 700-1000 °С, а тиск при цьому змінюється від 2-3 до 10-15 кбар.

При метаморфізмі змінам підлягають структурні, текстурні особливості порід та мінеральний склад. Такі перетворення виражаються, перш за все, в перекристалізації порід: дрібнозерниста структура змінюється крупнозернистою, зникає пористість і породи ущільнюються. Прикладом можуть бути кварцові пісковини, вапняки та доломіти. Перші в процесі метаморфізму перетворюються в *кварцити*, а другі та треті, відповідно, в *кальцитові* та *доломітові мармури*. В глинистих та туфогенних породах, а також в мергелях при метаморфізмі розвивається сланцюватість, тобто паралельна структура, яка надає породі властивостей розщеплюватися на тонкі пластинки.

Перетворення мінерального складу порід в процесі метаморфізму призводить до зникнення одних та утворення інших мінералів, більш стійких до нових фізико-хімічних умов. При цьому

зміна мінерального складу може відбуватися без зміни хімізму породи в закритій системі. Такий процес називається *ізохімічним метаморфізмом*. Проте, можливі випадки зміни хімічного складу породи завдяки приносу та виносу речовини у відкритій системі, в такому випадку слід говорити про *алохімічний метаморфізм*. Якщо цей вид метаморфізму відбувається без зміни об'єму породи, він називається *метасоматозом*. При цьому явищі відбувається обмін іонами між породами, які підлягають метасоматозу та вміщуючими утвореннями.

В природі спостерігається два основних типи метаморфізму: локальний, який поділяється на контактний та дислокаційний, і регіональний.

Контактний метаморфізм пов'язаний з вкоріненням у відносно холодні породи верхньої частини земної кори гарячої магми, яка застигає у вигляді інтрузивних масивів – плутонів. У даному випадку метаморфічні зміни відбуваються на межі магми та порід в які вона вкорінюється. Чинниками метаморфізму виступають висока температура та флюїди, джерелом яких є сама магма. Ділянка вміщуючих порід, яка зазнала метаморфічних змін, називається *ореолом контактено-метаморфізованих порід*. Його розміри залежать від розмірів магматичного тіла (у дайок він складає декілька метрів, а у великих батолітів досягає 3-5 км), глибини застигання плутону (ширина ореола зростає з глибиною), та складу магми (в плутонах, складених кислими породами, ширина ореолу більша в порівнянні з магматичними тілами основного та ультраосновного). Здебільшого ореол контактено-метаморфічних змін співпадає з зоною екзоконтакту (рис. 5.85).

У тих випадках, коли метаморфічні зміни вміщуючих порід відбуваються не тільки завдяки температурному фактору, а підсилюються ще й гарячими розчинами та газами, які виділяються з магми, контактний метаморфізм переходить у контактено-метасоматичний метаморфізм. Він супроводжується привносом SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO та інших мінералів.

Основними продуктами контактеного метаморфізму є *роговики*, *скарни* та *грейзени*. Перші утворюються завдяки метаморфічним перетворень піщано-глинистих порід, другі є результатом

вкорінення магми в карбонатні відклади, а треті формуються в результаті пневматоліто-гідротермальних змін кислих порід.

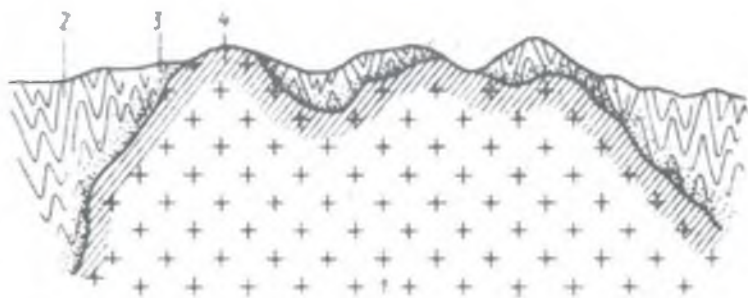


Рис. 5.85. Схема будови гранітного плутону

1 – граніти; 2 – вміщуючі породи; 3 – зона екзоконтакту і метаморфічних змін вміщуючих порід (ореол контактово-метаморфізованих порід); 4 – зона ендоконтакту.

Дислокаційний метаморфізм, який ще називають **динамометаморфізмом**, відбувається під впливом локального підвищення спрямованого тиску, або стресу в зонах тектонічних розломів, тобто це природозломний метаморфізм. Його проявлення призводить до зміни структури гірських порід. Старі структури руйнуються і виникають нові з чітко вираженим орієнтуванням мінералів. Крихкі мінерали зазнають перетирання та розвальцювання, а пластичні деформуються.

Зовнішнім вираженням дії динамометаморфізму на породу є сланцюватість, або кристалізаційна сланцюватість, яка підкреслюється певним орієнтуванням мінеральних зерен. Розрізняють також площинну, лінійну та лінзоподібну сланцюватість.

Динамометаморфізм може також проявлятися в руйнуванні мінералів і подрібненні породи. Такий тип перетворень первинних порід отримав назву **катакластичного динамометаморфізму**, а гірські породи, які несуть сліди подрібнення, називаються **катакластичними**, або **катаклазитами**. При сильному подрібненні та перетеранні дрібних часток утворюються розсланцьовані породи, які називаються **мілонітами**, а весь комплекс гірських

порід, які зазнали впливу динамометаморфізму, об'єднують під загальною назвою *тектоніти*.

Тектоніти здебільшого характеризуються низькими показниками фізико-механічних властивостей і легко руйнуються, в зв'язку з чим у місцях їх поширення є вірогідність виникнення обвалів, осувів, тощо.

До локального метаморфізму можна віднести також і **ударний метаморфізм**, спричинений різким підвищенням температури і тиску в гірських породах верхньої частини земної кори зумовленим падінням на її поверхню космічних тіл. При падінні метеорита за надзвичайно короткий час (менше 0,1 секунди) виділяється велика кількість кінетичної енергії. Ця енергія тратиться на механічні (стискання і подрібнення) і теплові (розплавлення та випаровування) перетворення речовини порід, які зазнали впливу ударної хвилі. Такі породи називаються *мішенню*. В напрямку від епіцентру до периферії хвилі відбувається поступове зниження тиску та температури яке, відповідно, відображається в якісних і кількісних перетвореннях речовини, що носять зональний характер. Виділяються наступні зони: 1) зона випаровування, де тиск досягає 10^3 - 10^4 кбар, а температура 10^4 °C; 2) зона розплавлення, яка характеризується тиском $0,6 \cdot 10^3$ кбар на зовнішній межі та температурою $- 1,5 \cdot 10^3$ °C; 3) зона поліморфних переходів, де тиск становить 100 кбар, а температура 1000 °C; 4) зона інтенсивного подрібнення гірських порід.

Метаморфічні породи, які утворюються в трьох останніх зонах, називаються *імпактитами* (англ. "імпакт" – ударна дія). Залежно від того переміщені породи або 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 переплавленні породи, в складі яких присутнє скло. Змішані та переміщені продукти подрібнення називаються *зювітами*.

Тагаміти являють собою лавоподібні склуваті породи, які на 10-20% складаються з дрібних уламків вміщуючих порід занурених у склувату масу, яка є продуктом розплавлення порід мішені.

Зювіти – це брекчії, складені з уламків розкладеного скла та продуктів подрібнення порід мішені.

Однією з особливостей ударного метаморфізму, яка має вирішальне значення при встановленні метеоритної природи кратерних структур, є наявність новоутворених мінералів, породжених надвисокими, не характерними для земної кори, тисками. Такими “гіпербаричними” мінералами є поліморфні модифікації кремнезему — *коесит* та *стিশовіт*, а також *алмаз* і *лонсдейліт*. Два останніх є високобаричними модифікаціями вуглецю.

Серед зазначених вище типів метаморфізму найважливіша роль у формуванні вигляду земної кори належить регіональному метаморфізму. На відміну від локального, який поширюється на обмежену територію, він охоплює площі в тисячі, десятки і навіть сотні тисяч квадратних кілометрів. При цьому спостерігається закономірність між розмірами територій, які зазнали регіонального метаморфізму, та віком порід. Так, утворення палеоархейської акротеми метаморфізовані повсюдно в умовах високих тисків і температур, породи протерозойського віку поліфазально метаморфізовані, тобто при вертикальних і латеральних змінах тисків та температур, а серед фанерозойських геологічних споруд метаморфізм характерний лише для складчастих геоструктур цих елементів.

Головними чинниками метаморфічних перетворення для більшості регіонально метаморфізованих порід, як це вже зазначалось вище, є температура та тиск. Метаморфічні породи нижнього і середнього архею, як правило, метаморфізовані відносно рівномірно на значних територіях, що зумовлено рівномірним високим тепловим потоком, який охоплював великі площі. Такий регіональний метаморфізм називається *ареальним*. Проте, починаючи з пізнього архею переважав *зональний* регіональний метаморфізм, який характеризувався підвищенням його ступеню в одному районі та зниженням до периферії.

Закономірну зміну підвищення температури та тиску на різних стадіях розвитку вчення про метаморфізм пов'язували виключно з зануренням порід на значні глибини. Враховуючи це, У.Грубенман виділив в земній корі три зони, які відповідали різним температурам та тискам, як чинникам метаморфізму: епізону, мезозону та катазону.

Епізона, або сама верхня зона, характеризується слабким проявленням метаморфізму, який протікає при низьких температурах при низькому петростатичному і, значно вищому односторонньому, тектонічному тисках. У цій зоні утворюються такі метаморфічні породи, як *філіти*, *талькові*, *хлоритові* та інші *сланці*.

Мезозона, або середня зона, залягає нижче першої. Для неї характерні високі температури, значні петростатичні тиски, та досить інтенсивні односторонні тектонічні, які проявляються рідко. Характерними представниками цієї зони є *слюдяні сланці*, різноманітні *гнейси*, *кварцити*, *мармури* і *амфіболіти*.

Катазона, глибока зона, характеризується високим петростатичним тиском та дуже високими температурами. Односторонній тиск тут виражений слабо, в зв'язку з чим для порід практично не характерна сланцюватість. У цій зоні здебільшого утворюються *біотитові* та *піроксенові гнейси*, *амфіболіти*, *еклогіти*.

Така номенклатура до сьогоднішнього часу не втратила актуальності, проте детальне вивчення областей метаморфізму показало, що не існує безпосереднього зв'язку між глибиною та температурою, так як тепловий потік по площі суттєво змінюється. Враховуючи це, П.Ескола розробив класифікацію регіонально метаморфізованих порід, в основу якої були покладені тільки зміни температури та тиску. Так з'явилося поняття про метаморфічні фації.

Метаморфічна фація – це група метаморфічних порід, а точніше парагенезис мінералів, які утворилися в певному діапазоні температур і тисків. Фації називаються за найбільш типовими для них типами порід або мінералів; наприклад, цеолітова, хлоритова, біотитова, мусковітова, тощо. На рис. 5.86. показана залежність фацій метаморфізму глинистих порід від температури, тиску та глибини.

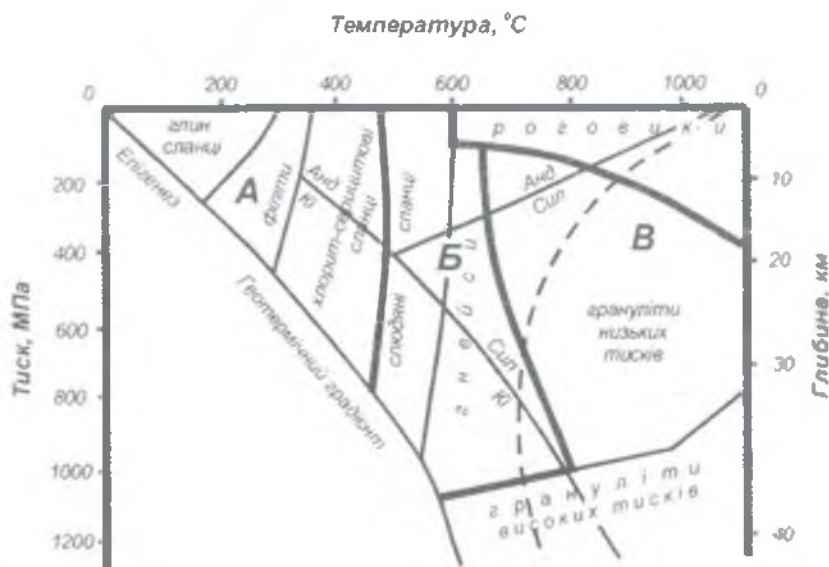


Рис. 5.86. Фації метаморфізму суттєво глинистих порід (за О.О. Маракушетим)

Жирні лінії – границі ступенів метаморфізму: А – низький (зеленосланцева), В – середній (амфіболітові), В – високий (гранулітова). Тонкі лінії – границі фацій: Анд – андалузитова, Сил – силіманітова, Кі – кіанітові

Фації групуються в ступені метаморфізму – низький, середній та високий, або за породною ознакою їх називають, відповідно, *гранулітова*, *амфіболітова* та *зеленосланцева*.

У випадках, коли первинна природа певної метаморфічної породи легко встановлюється за низкою ознак (структурою, текстурою), назву метаморфічної породи виводять від вихідної, додаючи до неї приставку “*мета*”; наприклад, метапісковик, метаконгломерат. Для високометаморфізованих порід використовують назву метаморфічної породи з приставкою “*орто*”, якщо це первинно магматична порода, та “*пара*”, коли порода осадового походження (наприклад, орто- та парагнейси).

Перехід від низьких ступенів метаморфізму до високих називається *прогресивним метаморфізмом*. У випадках, коли порода

утворилася при відносно високих температурах та тисках і повторно була метаморфізована в умовах більш низьких ступенів, говорять про *регресивний метаморфізм*, який ще називають *ретроградним метаморфізмом* або *діафторезом*.

До порід дуже низького ступеню регіонального метаморфізму, який іноді ототожнюють з метагенезом, або апокатагенезом, відносяться глинисті сланці. Це тонкозернисті породи, які легко розколюються на тонкі пластинки з гладкими поверхнями. Нерідко вони мають чорний колір, за що їх ще називають *аспідними сланцями*. Такому забарвленню вони завдячують наявності в вихідному первинному глинистому осадку органічної речовини, яка при метаморфізмі перетворилася на графіт.

До продуктів низького ступеню метаморфізму належать також *спіліти* і *кератофіри*. Перші утворюються в результаті метаморфізму лави основного складу, а другі – середнього. Такі ультраосновні породи як перидотити в умовах дуже низьких ступенів метаморфізму перетворюються на *серпентиніти*. Характерною властивістю всіх цих порід є їх зеленувате забарвлення, обумовлене наявністю таких новоутворених метаморфічних мінералів як *хлорит*, *епідот*, *серпентин* та інші.

При підвищенні ступеню метаморфізму від низьких субфацій до більш високих глинисті (аспідні) сланці перетворюються в *філіти*, які відрізняються від перших більш грубою сланцюватістю і характерною блискучою поверхнею, що зумовлене наявністю в їх складі макроскопічних лусок слюди.

Продуктом метаморфізму глинистих порід в умовах зеленосланцевої фації є *хлорит-серицитові сланці*, які складені з кварцу, хлориту і серициту. Але типові зелені сланці утворюються за рахунок метаморфічних перетворень вулканітів основного складу та їх туфів і завдячують своїм забарвленням хлориту, епідоту і, рідше, зеленій рогової обманці.

Типовими породами середнього ступеню метаморфізму (амфіболітові фація) є кристалічні сланці, гнейси та амфіболіти.

Кристалічні сланці – це середньо- і крупнозернисті чітко сланцюваті породи складені листовими силікатами (мусковіт, біотит, хлорит) та амфіболами.

Вони є результатом метаморфічних перетворень глинистих порід і окрім зазначених мінералів до їх складу входять гранат, плагіоклаз і кварц.

Гнейси на відміну від кристалічних сланців містять значно менше слюд і складаються з кварцу та польових шпатів з підпорядкованим вмістом темнобарвних мінералів (біотиту, рогової обманки). Вони характеризуються своєрідною гнейсовою структурою, вираженою орієнтованим розташуванні слюд і рогової обманки. Утворюються гнейси по пісковиках (особливо аркозових), глинах, вулканітах кислого складу, а також по гранітах (гранітогнейси). Гнейси, які є метаморфічними аналогами осадових порід називають парагнейсами, а магматичних – ортогнейсами.

Амфіболіти – темно-зелені, зеленувато-чорні породи, складені з рогової обманки та плагіоклазу. До їх складу також можуть входити гранат, епідот і біотит, але в підпорядкованих кількостях. Утворюються амфіболіти при метаморфізмі магматичних порід основного складу – ортоамфідоліти, або карбонатно-глинистих осадків – параамфіболіти.

Метаморфізм амфіболітової фації може переростати в ультраметаморфізм, який супроводжується частковим, а пізніше і повним розплавленням порід (анатексис) з утворенням мігматитів і анатектичних гранітів.

Мігматити (грецьк. “мигма” – суміш) – це продукт часткового розплавлення порід, який супроводжується утворенням кварц-плагіоклазових, близьких за складом до гранітів, прошарків серед метаморфічних порід, які виявилися більш стійкими до плавлення. Такі утворення мають смугастий вигляд, зумовлений чергуванням світлих за забарвленням новоутворених гранітоїдних прошарків і темнозабарвлених смуг, складених метаморфічними породами. На думку Д.С.Коржинського, утворення мігматитів можливе лише при активній участі глибинних флюїдів, і температурі 650-700 °С.

При повному розплавленні вихідних порід під впливом ультраметаморфічних процесів, утворюються анатектичні граніти, які за складом не відрізняються від інтрузивних.

Індикаторами вищого ступеню регіонального метаморфізму є грануліти і еклогіти.

Грануліти складаються з кварцу, ортоклазу, плагіоклазу ± гранат, кіаніт, силіманіт і піроксен. Піроксенові грануліти основного складу позбавлені кварцу та ортоклазу і утворюються в результаті метаморфізму основних магматитів (габро або базальтів). Вихідним матеріалом для формування кислих гранулітів є глинисті та піщано-глинисті осадки. З гранулітами часто зв'язані своєрідні породи, які є перехідними між метаморфітами і магматитами. Вони складені з кварцу, калієвого польового шпату, кислого плагіоклазу, піроксену (гіперстену) та гранату і називаються *чарнокітами*.

Породи гранулітів фації найхарактерніші для архейських та, частково, протерозойських комплексів, і дуже рідко зустрічаються в палеозойських геологічних спорудах. У зв'язку з цим вони побічно можуть використовуватися як ознаки віку метаморфічних порід.

Окрім гранулітової до утворень високого ступеню метаморфізму відноситься також *еклогіти*. Це щільні (3,3-3,4 г/см³), з високою питомою вагою породи, основними мінералами яких є піроксени і гранат, а за складом вони відповідають основним магматитам (базальтам, габро). Утворюються еклогіти в умовах високих температур і тисків, характерних для нижньої частини континентальної кори та верхньої мантії. Їх уламки, що зустрічаються в трубках вибуху, нерідко містять алмази.

Основними областями розвитку метаморфічних порід є щити древніх платформ, а також, як вже зазначалося вище, ядерні частини складчастих споруд.

В межах території України метаморфічні породи складають Український щит, і користуються незначним поширенням у внутрішній зоні Карпат. На Українському щиті відомі утворення всіх метаморфічних фацій. Комплекси високометаморфізованих порід (гранулітова фація) поширені на Побужжі та в Західному Приазов'ї, утворення амфіболітової фації складають кристалічну основу заходу Київщини та Середнє Придніпров'я, поліфаціально метаморфізовані породи (від гранулітової до зеленосланцевої фа-

ції) поширені на Волині і Кіровоградщині, утвореннями низьких ступенів метаморфізму складені розрізи Криворізької та низки зеленокам'яних структур Придніпров'я, а також Білорівницько-Овруцької системи депресій Полісся.

Запитання для самоконтролю

1. Що таке метаморфізм ?
2. Охарактеризуйте типи метаморфізму
3. Що таке локальний метаморфізм ? Дайте характеристику його видів.
4. Наведіть приклади порід, які утворюються під впливом локального метаморфізму.
5. Що таке регіональний метаморфізм, і на якому етапі розвитку Землі він проявився найкраще ?
6. Наведіть приклади порід, які утворюються в результаті проявлення регіонального метаморфізму.
7. Дайте загальну характеристику ударного метаморфізму.
8. Охарактеризуйте основні продукти ударного метаморфізму.
9. Що таке фації метаморфізму ?
10. Назвіть райони поширення метаморфічних порід в межах території України.

5.3.4. Корисні копалини, що утворюються внаслідок магматичних і метаморфічних процесів

Ендогенні процеси є одним з основних джерел рудних та нерудних корисних копалин, пов'язаних з комплексами інтрузивних, ефузивних та метаморфічних порід. У ряді випадків самі породи можуть виступати в якості корисних копалин. Так, наприклад, інтрузивні породи широко використовуються в будівництві як облицювальний матеріал. Це, перш за все, різноманітні за кольором та текстурою *граніти*, *діорити*, *габро*, *лабрадорити* та інші. Практично всі інтрузивні породи завдяки високим фізико-механічним показникам є основною сировиною для виробництва

щобінки та бутового каменю. Проте, саме інтрузивний магматизм відіграє провідну роль при утворенні руд багатьох металів. Деякі типи руд виникають вже на стадії диференціації та застигання магми, головним чином ультраосновного і основного складу. До таких руд відносяться *хроміти, сульфіди кольорових металів (міді, нікелю, свинцю, цинку), титаномагнетит, платина*. З кільцевими інтрузіями лужно-ультраосновного складу пов'язані родовища *цирконію, ніобію, танталу, олова, а також апатиту* – основної сировини для отримання фосфору.

Не менш важливе значення при формуванні рудних родовищ відіграють також магми середнього та кислого складу, багаті легкими компонентами. З ними пов'язані жильні гідротермальні утворення, які є місцем локалізації промислових концентрацій *міді, свинцю, цинку, олова, вольфраму, молибдену, золота, срібла* та інших металів, а також *урану і плавикового шпату*. Ці родовища утворюються при формуванні плутонів і проникненні рудоносних газів та розчинів у тріщини вміщуючих порід. Тут при охолодженні останніх відбувається також відкладення нерудних мінералів таких як *кварц, кальцит, барит* та інших з вкрапленням рудних, головним чином *сульфідів*.

Значна кількість родовищ корисних копалин пов'язана також з вулканічною діяльністю, а точніше з її газоподібними та гідротермальними продуктами. Було підраховано, що під час одного виверження вулкану Етна з парою та газами в атмосферу щодобово викидалося 9 кг *платини*, 240 кг *золота* та 420 тисяч тон *сірки*. Правда, ці багатства так розпорошені, що практичного значення не мають, проте, випадаючи в межах океанів вони збагачують воду і осадові породи.

Велика концентрація рудогенних елементів характерна для фумарол. Вони накопичуються біля виходів останніх і особливо в прилягаючих водоймах. Так, наприклад, фумароли підводного вулкана в районі Нових Гебрід винесли стільки *міді*, що вміст її в осадах збільшився на 12%. Проте, найбільше значення в відношенні виносу рудогенних елементів належить вулканічним гарячим водам – гідротермам. Вони містять підвищені концентрації *міді, цинку, свинцю, нікелю, кобальту, мши 'яку, марганцю, заліза,*

золота, молібдену, стронцію та радіоактивних елементів. Термальні води також мають лікувальне значення.

Лави здебільшого бідні рудними елементами, але паралельно з ними іноді виливаються цілі потоки корисних мінералів. Так, наприклад, при виверженні вулкана Іосан у Японії вилитося 2 тис. т сірки; в Чилі лава вулкана Лако об'ємом 70 тис. т складалася з магнетиту, гематиту та апатиту; в Італії діяльність вулкана Монте-Аміата спричинила утворення найбільшого в світі родовища ртуті.

Вивчення вулканічної діяльності на дні сучасних морів та океанів показало, що найбільш значна кількість корисних копалин пов'язана з гідротермами підводних вивержень. Саме вони містять промислові концентрації міді, свинцю, цинку, срібла, золота, а також сірки, кобальту, нікелю, заліза та марганцю.

Вулканічні гірські породи використовуються також як будівельний матеріал. Базальти, андезити та інші породи знайшли своє застосування в якості облицювального матеріалу. З них виготовляють бутовий камінь і щебінку. Вулканічні шлаки широко використовуються для виробництва бетону, абразиву та в паперовій промисловості. Цінним будівельним матеріалом є перліти – породи, які складаються з кульок вулканічного скла, мають властивість спучуватися при нагріванні і являють собою тепло-звукоізоляційний матеріал.

Широкий спектр корисних копалин пов'язаний з метаморфічними породами. До таких відносяться залізисті кварцити, які є важливим джерелом заліза. Саме такі залізні руди є основою металургійної промисловості України і основна їх частина зосереджена в Криворізькому залізорудному басейні.

Метаморфічні комплекси вміщують також родовища чорних, благородних, кольорових і рідкісних металів. Це родовища вольфраму, олова, міді, молібдену, золота та інших. З процесами метаморфізму пов'язано також формування деяких родовищ дорогоцінного та виробного каменю (лазурит, чароїт, нефрит і інші). Багато метаморфічних порід є облицювальним та будівельним матеріалом.

Запитання для самоконтролю

1. Які металеві корисні копалини пов'язані з інтрузивними породами?
2. Наведіть приклади неметалевих корисних копалин, які є продуктом інтрузивного магматизму.
3. Наведіть приклади металевих корисних копалин пов'язаних з метаморфічними комплексами порід.
4. Наведіть приклади неметалевих корисних копалин, які є продуктом метаморфічних процесів.
5. Які корисні копалини пов'язані з продуктами ударного метаморфізму?

5.3.5. Тектонічні рухи та порушення

Впродовж геологічної історії земна кора зазнавала складних перетворень в просторі. Порооди, які її складають зминалися в складки, розривалися, насовувалися одна товща на іншу, тощо. В результаті змінювався рельєф земної поверхні, утворювалися гори та глибоководні западини. Всі ці явища виникали під впливом рухів земної кори, або як прийнято називати, **тектонічних рухів**.

Тектонічні рухи, спричинені різними за природою силами внутрішніх геосфер Землі і бувають самими різноманітними, що ускладнює їх класифікацію.

На поточний час існує ціла низка класифікацій тектонічних рухів, які відображають їх характер, області поширення та результати проявлення. Найбільш повними і інформативними, на наш погляд є класифікації В.Ю.Хаїна та В.В.Білоусова.

Залежно від напрямку переміщення гірських порід В.Ю.Хаїн виділяє суттєво **вертикальні** та **горизонтальні** тектонічні рухи, за областю їх проявлення – **поверхневі** (покривні) рухи, пов'язані з процесами в осадовому чохлі; **корові**, які проявляються в межах усєї земної кори, та **глибинні**, зумовлені процесами в верхній мантії. Всі вони, в свою чергу, поділяються на складчасті, блокові, брилові та інші (табл. 5.6).

Таблиця 5.6

Класифікація тектонічних рухів

За В.Ю.Хайним				За В.В.Білоусовим	
Суттєво верти- кальні рухи		Суттєво горизонта- льні рухи		Внутрішньокорові рухи	
Поверхневі (покривні)					
Склад- часті (нагні- тання)	Блокові	Складча- сті (загаль- ного зім'яття, ковзання)	Зсуви, насуви, шаряжі	Складчасті (брилові, на- гнітання, за- гального зім'яття і гли- бинні)	Розривні (скиди, підкиди, насуви та інші)
Склад- часті (огор- таючі)	Блокові	Складча- сті	Зсуви, регіона- льні насу- ви	Коливні (зага- льні, хви- льові)	Розривні (глибин- ні розломи, зсуви, підкиди та інші)
Хвилеві	Брилові	Хвилеві	Глибинні зсуви та насуви		

Класифікація В.В.Білоусова базується на виділенні певних видів рухів за масштабами їх проявлення. Згідно з цим положенням усі тектонічні рухи поділяються на *внутрішньокорові*, які поширюються тільки на окремі частини земної кори, і *загальнокорові* (глибинні), які призводять до руху всієї кори. В свою чергу, внутрішньокорові рухи діляються на *складчасті* та *розривні*, а загальнокорові – на *коливні* і *розривні*, які спричиняють утворення *плікативних* (лат. "пліко" – складати) і *диз'юнктивних* (лат. "диз'юнго" – розділяти) дислокацій різних порядків. Саме ці дві групи дислокацій гірських порід і є основним результатом тектонічних рухів.

Утворення складчастих або розривних тектонічних дислокацій насамперед означає порушення первинного залягання гірських порід, спричинених дією на ці породи певних сил. Напруги.

які виникають у шарах гірських порід, можуть призводити до їх згинання, а також руйнування. Все це відбувається під дією сил, які проявляються на поверхні якого-небудь геологічного тіла, наприклад, у покрівлі або підшві верстви, тоді вони називаються *поверхневими*. Якщо сили діють на певний об'єм гірських порід, вони називаються *об'ємними*.

Причини деформації гірських порід можуть бути різними: це прикладена механічна дія, сила притягання, вплив температури, збільшення об'єму внаслідок насичення породи водою, тощо. Будь-яка деформація гірських порід залежить від часу дії цих факторів, який в геологічних процесах може бути дуже тривалим.

Деформація це зміна об'єму та форми тіла під впливом певних сил. Деформації діляться на *однорідні* та *неоднорідні* (рис. 5.87). У першому випадку величина деформації однакова на кожній ділянці деформованого тіла. Так, брус під впливом стиснення змінює свою форму, але в будь-якому місці бруса деформація буде однаковою. В іншому випадку, коли цей брус згинати, тоді ближче до його верхньої частини буде спостерігатися розтягування, яке поступово зменшується до центру, а в нижній половині бруса буде відбуватися стиснення. Серед однорідних деформацій виділяють стиснення, розтягування та зсув. Для останнього необхідною умовою є дія двох протилежно направлених сил, або пари сил. До неоднорідних деформацій відносяться згин і кручення. В даному випадку величина та характер деформації на кожній ділянці тіла, яке деформується, змінюється.

Деформації поділяються на *пружні*, *пластичні* та *крихкі*. *Пружні деформації* характеризуються тим, що після зняття навантаження тіло знову набирає первинної форми. Пружні тіла завжди протидіють прикладеній ззовні силі, яка, діючи на певну одиницю площі, називається *напругою*. В тілі, що зазнає деформації, напруга змінюється в різних його частинах. Характеризувати деформацію тіла зручно, використовуючи "*еліпсоїд деформації*". Згідно з теорією пружності, три взаємно перпендикулярні осі відповідають головним осям напруг у даному тілі. При однорідній деформації, а саме з нею мають справу в геології, з головними осями напруг співпадають головні осі деформацій, і з ни-

ми співпадає напрямком видовження або скорочення тіла. Найбільш вдалий приклад, який ілюструє зазначене – це стиснення кулі. В первинному стані в ній всі осі однакової довжини і дорівнюють діаметру, але при деформації вона сплющується і перетворюється на трьохосний еліпсоїд. Розміри осей цього еліпсоїда і їх різниця між первинним діаметром кулі відповідають величині деформації вздовж трьох осей.

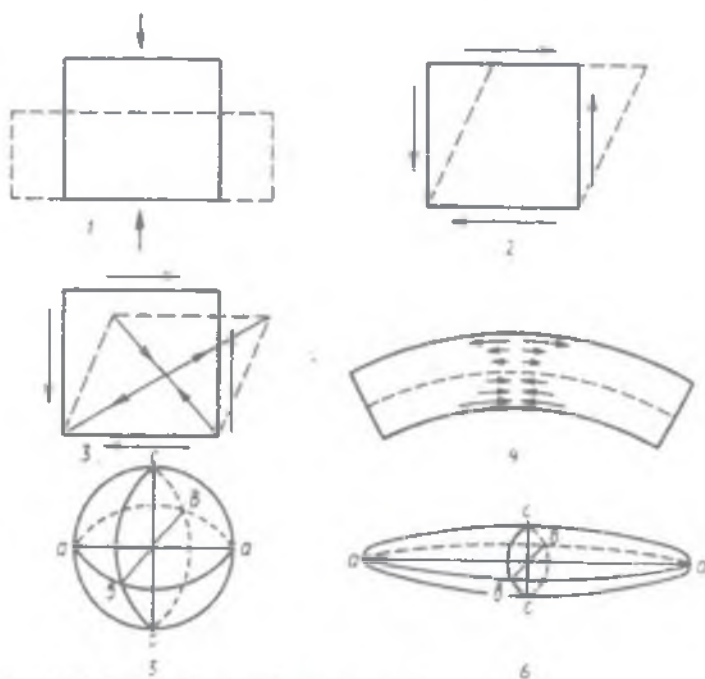


Рис. 5.87. Види деформацій твердого тіла.

Однорідні деформації: 1 – стиснення; 2 – простий зсув; 3 – чистий зсув.
Неоднорідні деформації: 4 – згин. *Еліпсоїд деформації* 5 – первинна форма тіла (куля); 6 – після деформації куля перетворилася в еліпсоїд

Пластичною деформацією називають залишкову деформацію, яка зберігається при знятті прикладеного навантаження. При пружній деформації яка збільшується прямопропорційно напрузі, настає момент, що називається *межею пружності*, коли тіло

починає пластично деформуватися, в той час як напруга залишається постійною. Іноді пластичний стан гірської породи називають *граничним станом*, при якому вона може деформуватися необмежено. При цьому важливе значення належить *в'язкості*, яка визначається властивістю часток породи чинити опір зміщенню, і цей опір прямопропорційний швидкості зміщення. В'язкість залежить від температури та тиску, вимірюється в паскалях на секунду і для літосфери становить 10^{23} - 10^{24} Па/сек.

Ці поняття з основ механіки деформування матеріалів широко використовуються, коли описуються деформації гірських порід, особливо їх міцність, перевищення межі якої призводить до руйнування породи. В природі існують крихкі та пластичні тіла. Гірські породи належать, в основному до крихких тіл, які руйнуються не зазнавши залишкових деформацій. Пластичні тіла перед руйнуванням піддаються пластичним деформаціям. Уявлення про в'язке та крихке руйнування гірських порід базується на механізмі суцільності. Перед в'язким руйнуванням порода зазнає тривалих пластичних змін, а крихке характеризується миттєвим утворенням тріщинуватості. Гірські породи можуть руйнуватися шляхом відриву, або сколювання, і завдяки тому вони складаються з різноманітних за величиною та формою зерен, в них розвивається внутрішнє тертя, яке призводить до зосередження деформацій в локальних зонах, де і відбувається руйнування породи, тобто утворення тектонічних розривів.

Розтягування гірських порід здебільшого призводить до виникнення крихкого відриву, а здавлювання – до в'язкого сколювання.

При руйнуванні порід під впливом фізичної напруги суттєва роль належить фактору часу. У випадку тривалої дії напруги гірські породи можуть руйнуватися навіть незважаючи на незначну її величину.

Таким чином, залежно від виду деформації гірські породи можуть набувати різноманітних вигнутих форм, які називаються складками (пластичні деформації), або руйнуватися з утворення тріщин, розломів, тощо (крихкі деформації). В першому випадку

виникають *складчасті*, або *плікативні* порушення, в другому – *розривні*, або *диз'юнктивні*.

Основним вираженням в природі плікативних порушень є *складки*, під якими слід розуміти будь-які вигини верстви гірських порід без розриву їх суцільності.

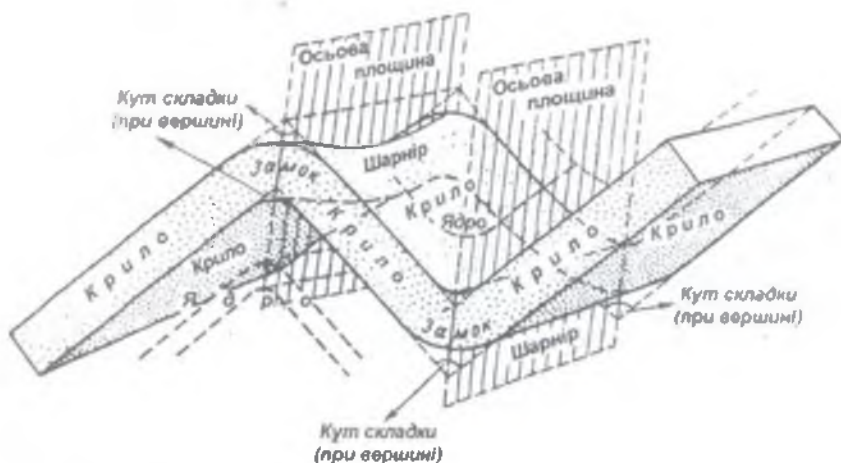


Рис. 5.88. Основні елементи складки.

В складках розрізняють (рис. 5.88): *крила* – верстви (пласти), які складають бокові частини складки, розташовані по обидва боки згину; *ядро* – внутрішня частина складки, обмежена якою-небудь верствою порід; *кут при вершині складки* – кут, утворений продовженням крил складки до їх перетину; *замок*, або *склепіння* – місце вигину пластів; *осьова поверхня* – поверхня, яка ділить кут при вершині складки навпіл; *шарнір* – точка перегину в замку, або склепінні складки; *шарнірна лінія* – лінія перетину осьової поверхні з покрівлею, або підшовою верстви в замку або склепінні складки; *осьова лінія*, або *вісь* – лінія перетину осьової поверхні складки з горизонтальною поверхнею; *гребінь* – найвища точка складки, яка не співпадає з шарніром у випадку нахилених або лежачих складок.

Виділяється два основних типи складок: *антиклінальні*, в ядрі яких залягають древні породи, і *синклінальні*, де ядро складене більш молодими породами в порівнянні з крилами (рис. 5.89). Ці визначення не змінюються навіть у тих випадках, коли складки виявляються перекинутими. Якщо неможливо визначити покрівлю або підшову верстви, наприклад, у високометаморфізованих породах, для визначення вигину верств застосовують терміни: *антиформа*, у випадках коли верстви вигнуті догори, і *синформа*, якщо вони вигнуті донизу.

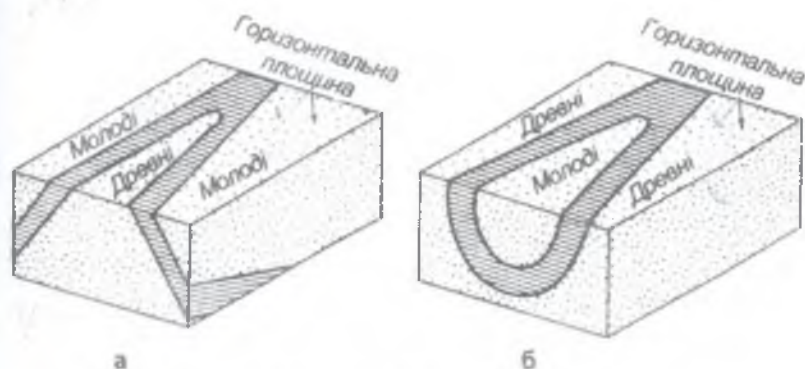


Рис. 5.89. Антикліналь (а) і синкліналь (б).

Залежно від нахилу осьової поверхні та положення крил (у поперечному розрізі) виділяються наступні різновиди складок: *пряма* (симетрична і асиметрична) *складка* – це складка, осьова поверхня якої вертикальна; *похила* – осьова поверхня нахилена, але крила падають в різні сторони; *перевернена* – осьова поверхня нахилена, а крила падають в одну і ту ж сторону під різними або однаковими кутами; *лежача* – осьова поверхня горизонтальна (рис. 5.90). Коли осьова поверхня “пірнає” нижче лінії горизонту таку складку називають *пірнаючою*.

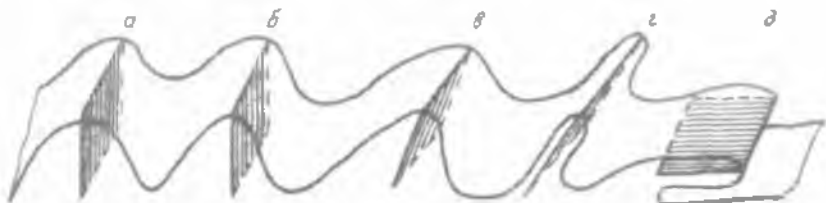


Рис. 5.90. Види складок виділені за положенням осьової поверхні.

а пряма симетрична; б пряма асиметрична; в похили; г перевернена; д лежача.

Залежно від величини кута при вершині складки та співвідношення осьової поверхні і крил розрізняють: **відкриті** складки, які характеризуються тупим кутом при вершині; **закриті**, кут при вершині яких гострий, та **ізоклінальні**, осьова поверхня яких паралельна крилам складки.

За формою замка складки діляться на: **гребенеподібні** – вузькі, гострі антикліналі, розділені широкими пологими синкліналями; **кілеподібні** – вузькі гострі синкліналі, розділені широкими, пологими антикліналями; **скринеподібні** – широкі пологі антикліналі та синкліналі та інші (рис.5.91).



Рис. 5.91. Види складок виділені за формою замка та крил.

а гострі; б гребенеподібні; в аркоподібні; г – скринеподібні; д – віялоподібні; е ізоклінальні.

За співвідношенням потужностей верств на крилах та в замках виділяються подібні, концентричні, діапирові і діапироїдні складки (рис. 5.92). **Подібні** складки – це складки, в яких потужність верст на крилах менша в порівнянні з їх потужністю у замковій частині, при збереженні кута нахилу крил. Такі складки утворюються при роздавлюванні крил під тиском порід, які заля-

гають вище, що спричиняє переміщення матеріалу в склепінну, або замкову частини. **Концентричні** складки характеризуються однаковою потужністю верст на крилах і в замку, але з глибиною відбувається зміна нахилу кута крил. **Діапирові** складки – це складки, ядра яких складені пластичними породами (сіть, гіпс, глина та інші), які виринаючи в результаті інверсії щільності, протикають верстви, що їх перекривають, нерідко виходячи на поверхню. **Діапироїдні** складки характеризуються потоншеними замками і добре розвиненим ядром, що спостерігається в пластичних товщах.



Рис. 5.92. Види складок виділені за співвідношенням потужностей верст на крилах і в замках.

1 – подібні; 2 – концентричні; 3 – діапироїдні; 4 – діапирові.

За характером вираження в плані складки поділяються на (рис. 5.93): **лінійні** – довжина складки набагато перевищує її ширину; **брахіформні** – овальні складки, довжина яких у два-три рази більша за ширину; **кулоподібні** – антиклінальні складки, довжина і ширина яких приблизно однакові; **мульди** – синклінальні складки, довжина і ширина яких приблизно однакові.

Замикання антиклінальної складки в плані називається **перикліналлю**, а синклінальної – **центрикліналлю** (рис. 5.94). Ці ознаки форми складки, мають велике значення при побудові геологічних розрізів. На периклінальних закінченнях антиклінальної складки шарнірна лінія занурюється нижче денної поверхні, а в центрокліналях, навпаки, піднімається. В таких випадках говорять про **ундуляцію** шарнірної лінії. Якщо всі найвищі точки складок – гребені – з'єднати площиною або в поперечному розрізі лінією, то ця лінія буде називатися **дзеркалом складчастості**.

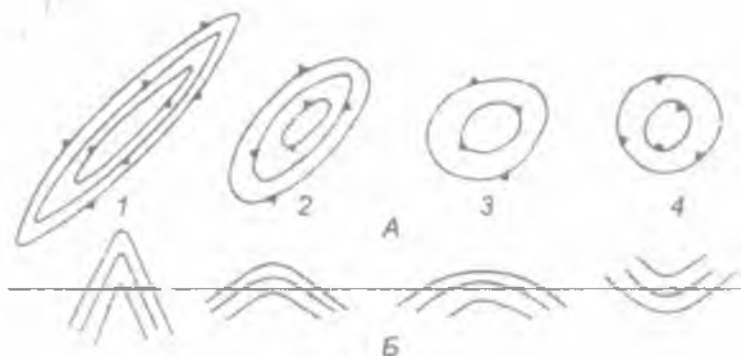


Рис. 5.93. Типи складок в плані (А) та розрізі (Б).

1 - лінійна, 2 - брахіморфна, 3 - куполотодібна; 4 - мульда. Зубці направлені в сторону надіння крил складок.

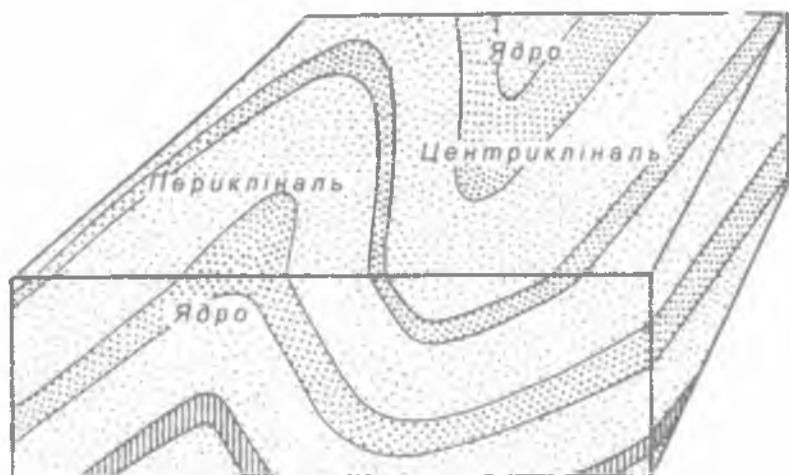


Рис. 5.94. Перикліналь і центрикліналь.

При поєднанні антиклінальних та синклінальних складок виникають більш складні складчасті форми. Так, коли спостерігається переважання антиклінальних складок і дзеркало складчастості утворює випуклу криву, така структура називається **анти-**

клінорієм і, навпаки, переважання синклінальних складок і увігнута крива дзеркала складчастості характерні для *синклінорія* (рис. 5.95).

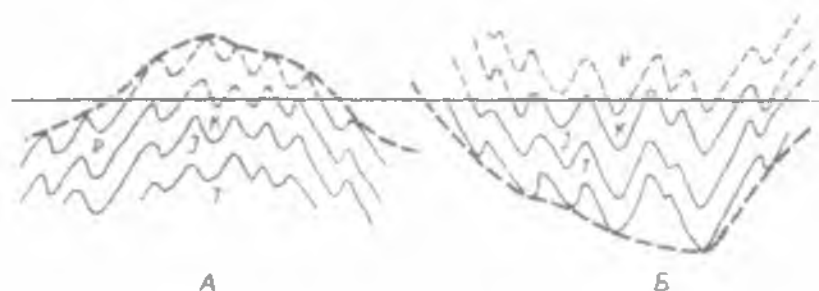


Рис. 5.95. Антиклінорії (А) і синклінорії (Б).

Складки нерідко займають значні простори і крило антикліналі переходить в крило сусідньої синкліналі. Таке поєднання складок називається *складчастістю*. В.В.Білоусов виділяє три основних типи складчастості: 1) повну, або голоморфну; 2) переривчасту, або ідіоморфну, і 3) 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 одної. В ній переважають антикліналі ізометричної форми, розділені майже недеформованими породами, які залягають горизонтально.

Проміжна складчастість володіє рисами повної та переривчастої і характеризується розвитком окремих гребеноподібних та кілеподібних складок і їх поєднанням на фоні спокійного залягання відкладів.

За типом деформацій порід розрізняють складки: *поздовжнього згину*, *поперечного згину* та *текучості (нагнітання)*. В першому випадку на верстуву, або товщу гірських порід діють го-

ризоньтально орієнтовані сили і верстви зминаються в складки завдяки тому, що відбувається ковзання одних верств по інших і при цьому в покрівлі та підшви кожної верстви діють протилежно направлені сили, які спричиняють деформацію зсуву.

Складки поперечного згину утворюються в результаті дії сил, направлених перпендикулярно до покрівлі або підшви верстви. В такому випадку над блоком, який піднімається, верстви, деформуються, зазнають розтягування і стають довшими.

Складки текучості, або нагнітання, властиві гірським породам з низькою в'язкістю, таким як глини, гіпс, кам'яна сіль, ангідрит, кам'яне вугілля. Для таких складок характерні різноманітні та складні форми.

Морфологічна класифікація складчастості враховує тільки її форму та поєднання складок. Відповідь на питання, як відбувалася деформація гірських порід дає кінематична класифікація В.В.Білоусова (табл. 5.8). Він виділяє складки загального зім'яття, які характеризують загальне горизонтальне здавлювання гірських порід, що спричиняє формування повної, або голоморфної складчастості. Брилова складчастість призводить до утворення ідіоморфних або переривчастих складок, а складчастість нагнітання формує діапирові складки або ядра діапирових куполів, що пов'язане з перетіканням пластичних гірських порід.

Розривними або диз'юнктивними порушеннями, називаються деформації верств, товщ, пачок гірських порід з порушенням їх суцільності, яка виникає у випадку перевищення межі міцності порід. Як і складки, тектонічні розриви дуже різноманітні за своєю формою, розмірами, величиною зміщення та іншими параметрами. Вони також характеризуються своїми елементами (рис. 5.96).

В будь-якому розривному порушенні виділяється *площина* розриву або *змішувач* і *крила* розриву. Останні являють собою блоки порід по обидва боки змішувача, які підлягали переміщенню. Крило, або блок, який знаходиться вище площини розриву, називається *висячим*, а нижче – *лежачим*.

Важливим параметром розриву є його *амплітуда*, тобто відстань від підшви або покрівлі пласта в лежачому крилі до пі-

дошви або покрівлі того ж пласта в висячому крилі по площині розриву. Розрізняють **вертикальну амплітуду** – проекцію амплітуди по зміщувачу на вертикальну площину та **горизонтальну амплітуду** – проекцію амплітуди по зміщувачу на горизонтальну площину.

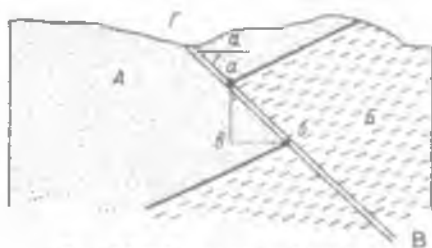


Рис. 5.96. Елементи підкиду.

A – лежаче крило (опущене). *Б* – висяче крило (підняте); *ВГ* – зміщувач (площина скиду); α – кут падіння площини підкиду; *аб* – істинна амплітуда; *ав* – вертикальна амплітуда підкиду; *бв* – горизонтальна амплітуда підкиду.

Серед різних типів розривних порушень головними є: **скид** – зміщувач вертикальний, або має падіння в сторону опущеного крила (рис. 5.97); **підкид** – зміщувач має падіння в сторону піднятого крила; **насув** – це підкид з кутом падіння зміщувача менше ніж 45° ; **зсув** – розрив з

переміщенням крил у горизонтальному напрямку по простяганню зміщувача; **розсув** – розрив з переміщенням крил перпендикулярно до зміщувача; **покрив**, або **шар'яж** – розрив з майже горизонтальним положенням зміщувача. Покриви складаються з **алохтона**, тобто тієї частини яка зазнала переміщення, і **автохтона** – частини, що підстеляє алохтон. Якщо алохтон під впливом ерозії руйнується і відслонюються породи автохтона, їхній вихід на денну поверхню називається **тектонічним вікном**, а якщо від фронтальної частини алохтона ерозією відокремлені блоки порід, вони називаються **тектонічними останцями**. Зміщувач в покриві ще називають поверхнею зриву або волочіння. Нерідко алохтон сам підлягає розпаду на покриви або пластини меншого розміру – **дигітації**. У випадках, коли рух алохтона спричиняє зрив і деяке переміщення окремих товщ автохтона, але при цьому не втрачається зв'язок з підстелюючою товщею, говорять про **параавтохтон** (грецьк. – "пара" – близько, біля). Утворення

покривів нерідко відбувається в підводних умовах, при цьому в результаті руйнування фронтальної частини покриву від нього відокремлюються брили різних розмірів – *олістоліти*, які згодом перекриваються новими осадками і таким чином формуються *олістостроми*. Значні за розмірами фрагменти верств, які в результаті формування покриву зсунулися називаються *олістоплаками*.

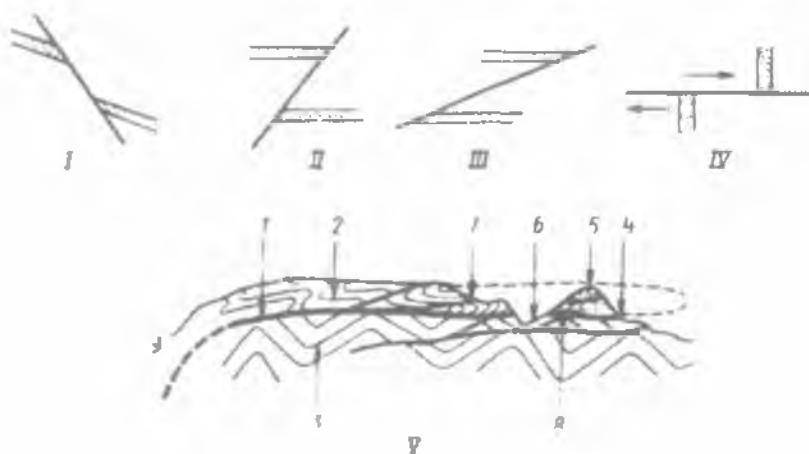


Рис. 5.97. Типи розривних порушень.

I скид; II підкид; III насув; IV зсув (план); V покрив та його елементи: 1 змішувач; 2 – алохтон; 3 автохтон; 4 фронт покриву; 5 тектонічний останець; 6 – тектонічне вікно; 7 ділянка дигітації; 8 параавтохтон; 9 корінь покриву

Покриви, або шар'яжі можуть утворюватися в різний спосіб: у процесі складчастості, як результат зриву крил лежачих складок, або при підсуванні під складчасту споруду древнього блока молодих порід. Вони можуть бути доскладчастими, або утворитися після складчастості.

Тектонічне дроблення алохтона по його змішувачу – поверхні зриву – призводить до формування *тектонічних брекчій* або їх суміші, яка називається *меланжем* (франц. – “меланж” – су-

миш) і складається з перетертих зім'ятих уламків порід як автотона, так і алохтона.

Будова поверхні зміщувача може бути різною. В одних випадках це площина, по якій відбувається зміщення порід, в інших – зони брекчіювання порід. При зміщенні по поверхні розриву утворюються так звані *дзеркала ковзання*. Це блискучі, немов відполіровані, поверхні з борознами та слідами відриву. В більш крупних розривах в зоні зміщення утворюються *мілоніти* (грецк. “*милос*” – *млин*), які являють собою перетерті уламки порід. Потужність таких зон мілонітизації може змінюватися від перших сантиметрів до сотень метрів.

Тектонічні порушення, здебільшого, утворюють цілі системи. Так, скиди, розташовуючись паралельно, утворюють східчасту структуру, в якій кожний наступний блок опущений нижче по відношенню до попереднього. В умовах розтягування нерідко утворюються зустрічні скиди і тоді центральна частина структури зазнає опускання. Така структура називається *грабеном* (рис. 5.98, А). У випадку паралельних підкидів центральна частина структури, навпаки, піднята і її називають *горстом* (рис. 5.98, Б). Витягнені на сотні і тисячі кілометрів складні системи грабенів, які поєднуються з горстами (рис. 5.99), називаються *рифтами* (англ. “*рифт*” – *розходження*).

Складкоутворення в умовах загального тектонічного стиснення здебільшого супроводжується формуванням підкидів, насувів та покривів. Перевертання складок призводить до зриву їх лежачого крила, в зв'язку з чим підвернені крила сприятливі для утворення скидів і насувів.

Зсувні порушення виникають в умовах стиснення складчастості системи паралельно до простягання складок.

Говорячи про розривні порушення всіх типів, слід мати на увазі, що вони можуть утворюватися одночасно з осадконагромадженням, і тоді називаються *конседиментаційними*, або після накопичення відкладів – *постседиментаційними*.

Окрему категорію розривних порушень утворюють зони *глибинних розломів*. Вони характеризуються значним простяганням, потужністю та тривалим розвитком, що свідчить про їх глибинне

закладення. Сейсмічними дослідженнями було встановлено, що ці розломи досягають навіть межі Мохоровичича. На поверхні зона глибинного розлому може мати ширину в десятки кілометрів і складатися з серії більш дрібних кулісоподібних розломів, між якими затиснуті блоки порід. В ній можуть бути конседиментаційні западини і підняття, потужні зони брекчіювання, тощо.

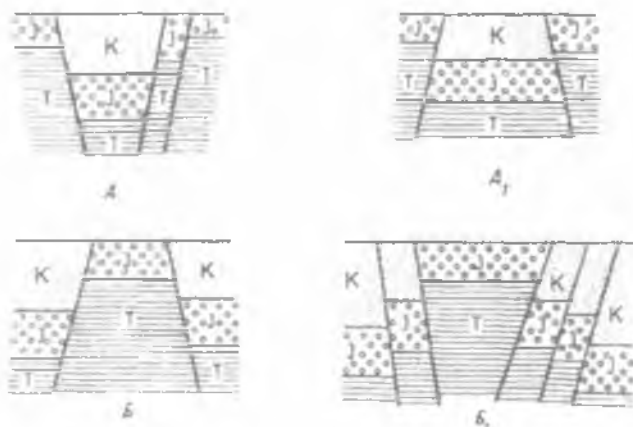


Рис. 5.98. Схема будови грабенів та горстів.

А А₁ - грабени: А - утворений скидами; А₁ - утворений підкидами
 Б Б₁ - горсти: Б - утворений скидами; Б₁ - утворений підкидами.

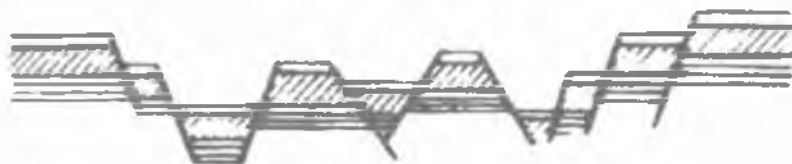


Рис. 5.99. Рифти, які складаються з системи грабенів і горстів.

Для характеристики положення будь-якого пласта в просторі використовують так звані *елементи залягання* пласта, до яких відносяться: лінія простягання, лінія падіння та кут падіння.

Лінія простягання – це горизонтальна лінія на поверхні верстви, або, іншими словами, лінія перетину поверхні верстви з горизонтальною поверхнею.

Лінія падіння – це лінія, яка лежить на поверхні верстви і є перпендикулярною до лінії простягання, тобто лінією падіння є вектор, що вказує напрямком падіння верстви.

Кут падіння – це кут між поверхнею верстви та горизонтальною площиною, або кут між лінією падіння та її проекцією на горизонтальну площину. В випадку горизонтального залягання верстви кут падіння дорівнює 0° ; при вертикальному положенні верстви її кут падіння становить 90° . Якщо верства знаходиться в перекинутому стані, кут падіння все одно буде меншим за 90° , що впливає з визначення кута падіння.

Просторове положення ліній простягання та падіння визначається відносно сторін світу і ці параметри називаються азимутами простягання та падіння.

Азимут простягання – це правий горизонтальний векторний кут між північним напрямком географічного меридіана та лінією простягання. Він може змінюватися від 0° до 360° . Враховуючи, що лінія простягання має два взаємно протилежних напрямки, азимут простягання може бути виражений двома значеннями, які відрізняються на 180° .

Азимут падіння – це кут між проекцією лінії падіння на горизонтальну площину та північним напрямком географічного меридіана. Його величина може змінюватися від 0° до 360° і завжди має тільки одне значення.

В польових умовах визначення елементів залягання геологічних тіл проводиться за допомогою гірничого компаса.

Гірничий компас складається з корпусу, закріпленого на прямокутній пластині. Всередині корпусу знаходиться лімба з поділками від 0° до 360° . Для зручності відліку азимутів, поділки на ньому розташовані проти ходу годинникової стрілки. В центрі лімба закріплена голка, на яку насаджена магнітна стрілка. Північний кінець стрілки, здебільшого зафарбований в темний колір.

Для визначення вертикальних кутів у гірничому компасі передбачено інклінометр з напівлімбом та поділками від 0° до 90°

по обидва боки від середини півкола. Висок (інклінометр) вільно коливається тільки при вертикальному положенні пластини компаса, на якій також розташований рівень.

Для заміру азимута простягання довшу сторону пластини компаса орієнтують паралельно лінії простягання, а сам компас виставляють в горизонтальне положення. Відлік беруть по північному кінцю магнітної стрілки (рис. 5.100).

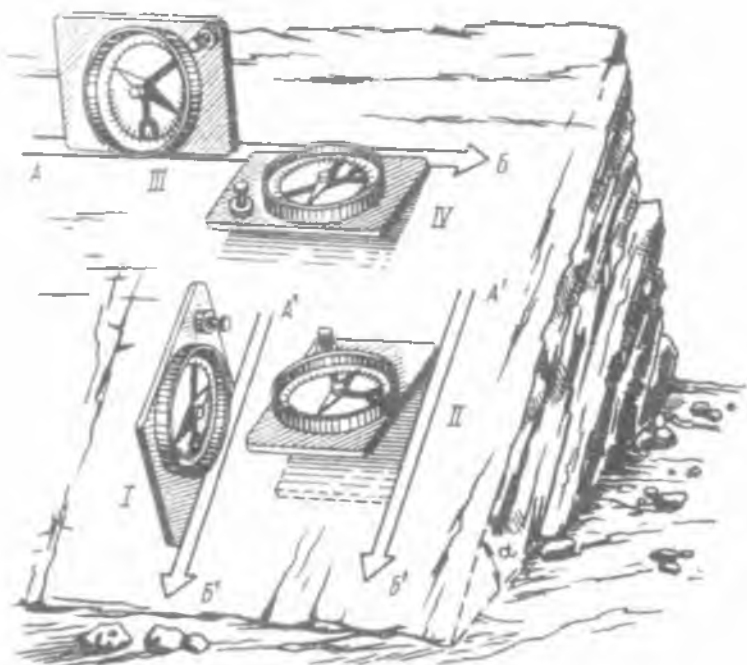


Рис. 5.100. Елементи залягання верстви та їх визначення за допомогою гірничого компаса.

АБ – лінія простягання; *А'В'* – лінія падіння; *а* – кут падіння. I – замір кута падіння; II – замір азимуту падіння; III – визначення лінії простягання; IV – замір азимуту простягання

При визначенні азимуту падіння, коротку сторону компаса з південної сторони розташовують паралельно лінії простягання, а північну направляють в сторону падіння верств. Після установки компаса в горизонтальне положення відлік також беруть по північному кінцю стрілки.

Для визначення кута падіння магнітна стрілка повинна бути зафіксована, а компас довгою стороною пластини прикладають до лінії падіння і використовуючи інклінометр беруть відлік на напівлімбі.

Вивчення тектонічних рухів та різноманітних форм їх проявлення має велике значення не тільки для пізнання історії формування геологічного вигляду земної кори, але також і практичне значення.

Тектонічні рухи перешкоджають вирівнюванню рельєфу земної поверхні, постійно сприяючи виникненню різниці гіпсометричних рівнів окремих її ділянок – основні умови для розвитку екзогенних процесів. У цьому проявляється неподільна діалектична єдність ендегенних та екзогенних процесів. Прямим наслідком тектонічних рухів є зміна обрисів континентів та океанів, явища трансгресій і регресій морів, тощо.

Порушення залягання гірських порід, які виникають при тектонічних рухах, підвищують проникність земної кори, створюють ділянки пониженого тиску, сприяючи тим самим зародженню магматичних осередків, переміщенню магматичних розплавів і розчинів, які відокремлюються від них, що має велике значення для рудоутворення. Відповідно, тектонічні рухи значною мірою зумовлюють процеси метаморфізму гірських порід.

Запитання для самоконтролю

1. Що слід розуміти під тектонічними рухами ?
2. Які існують види тектонічних рухів ?
3. Наведіть класифікацію тектонічних рухів залежно від області їх проявлення.
4. У чому полягає причина деформації гірських порід ?
5. Які існують види деформацій ?
6. Що таке плікативні і диз'юнктивні порушення гірських порід ?
7. Охарактеризуйте елементи складки.
8. Наведіть морфологічну класифікацію складок.
9. Розкрийте причини утворення складок.
10. Охарактеризуйте класифікацію розривних порушень.
11. Що таке елементи залягання гірських порід ?
12. Дайте визначення азимуту простягання гірських порід.
13. Що таке азимут падіння гірських порід ?

14. Охарактеризуйте конструкцію гірничого компасу.

15. Яку роль відіграють тектонічні рухи у процесі формування рельєфу земної поверхні?

5.3.6. Сучасні, новітні і неотектонічні рухи земної кори

Впродовж усієї геологічної історії Землі як екзогенні, так і ендегенні процеси змінюють один одного але ніколи не припиняються. Сьогодні ми також живемо серед різноманіття геологічних явищ, які щомиті відбуваються, як на поверхні Землі, так і в її надрах. Це еолові процеси, геологічна робота річок, озер, морів, виверження вулканів, землетруси, тощо, тобто геологічне “життя” нашої планети продовжується. Не залишається нерухомою і земна поверхня, вона “ворушиться”. Одні її ділянки піднімаються, інші опускаються, а треті зазнають горизонтальних переміщень.

Розрізняють *сучасні* тектонічні рухи, які відбуваються тепер; *новітні*, або молоді, що мали місце в голоцені, віковий діапазон якого становить 10 000 років, і *неотектонічні*, час проявлення яких тривав від початку олігоценової епохи палеогену до голоцену, тобто близько 40 млн. років.

Вивчення сучасних тектонічних рухів стало можливим лише тоді, коли людство почало застосовувати точні геодезичні інструменти. Спочатку це були досить прості спостереження, які зводилися до того що робили позначки на прибережних скелях морів та озер. Так, наприклад, відомий російський мандрівник і геолог І.Д.Черський за допомогою таких позначок на узбережжі озера Байкал спостерігав за вертикальними рухами берегів відносно рівня води.

Прикладом сучасних тектонічних рухів земної поверхні є околиці міста Поццуолі в Італії на узбережжі Неаполітанської затоки (рис. 5.101). В ньому знаходяться руїни міського ринку з храмом, збудованим близько 2000 років тому, на честь бога Серапіса. Після його спорудження площа разом з храмом почала поступово опускатися і у XIII столітті всі споруди були затоплені

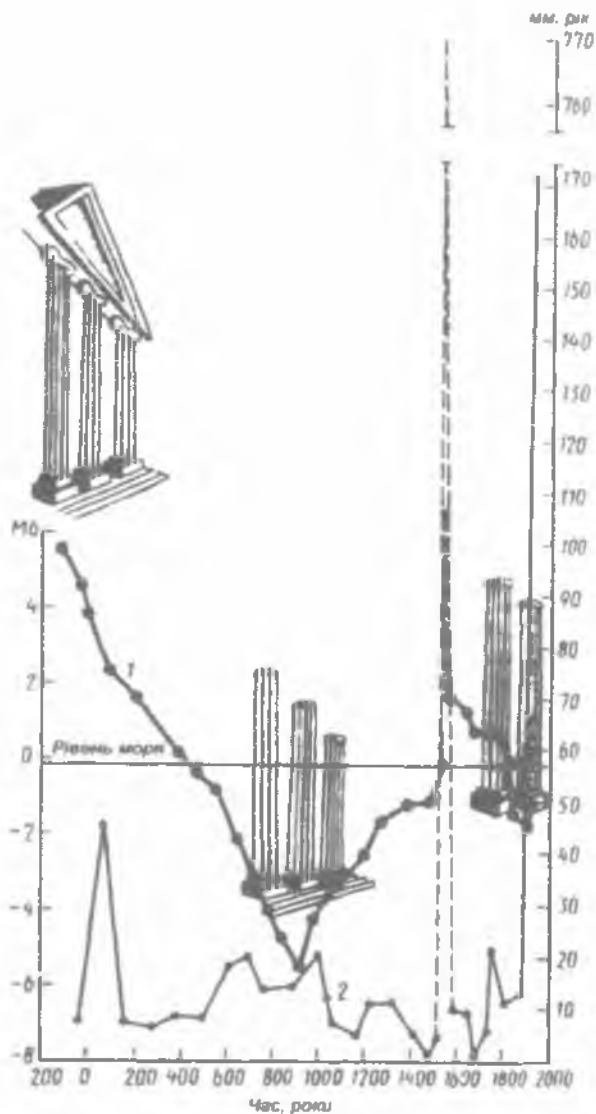


Рис. 5.101. Зміна положення поверхні та основи храму Серапіса відносно рівня моря з 79 р. н.е. і до теперішнього часу (за О.О. Ніконовим).
 1 - вертикальні рухи поверхні; 2 - зміна швидкості руху.

морем. У такому стані вони перебували біля трьох століть, після чого місцевість знову почала підніматись і на кінець 1800 року практично всі руїни разом з фундаментом були виведені з під рівня моря. В результаті тривалого перебування під водою мармурові колони храму були пошкоджені каменеточцями до висоти 5,71 м. В подальшому знову розпочалось опускання території і в 1954 р. рівень води становив уже 2,5 м над підлогою храму, тобто швидкість опускання, за даними Г.П.Горшкова, складала 2,0 см/рік.

Сьогодні інструментальними методами встановлено, що Малий Кавказ піднімається зі швидкістю від 8 до 13,5 мм/рік; складчасті споруди Східних Карпат 1,5-1,7 мм/рік; Скандинавія “росте” зі швидкістю 8-10 мм/рік; в районі Байкальського озера швидкість сучасних вертикальних рухів коливається від 10 до 20 мм/рік. Опускається зараз Чорноморське узбережжя Кавказу, яке занурюється зі швидкістю до 12 мм/рік; узбережжя в районі болгарського міста Бургас – 2 мм/рік; берег Чорного моря на захід від Одеси – до 4,3 мм/рік.

Геофізичними та геодезичними методами фіксуються також і сучасні горизонтальні рухи земної кори. На заході Північної Америки, в Каліфорнії знаходиться сейсмоактивний розлом Сан-Андреас, який простежується на відстані більше 1000 км при ширині зони до 20 км. Він являє собою складну тектонічну споруду з численними кулісоподібними розривами, по яких відбувається горизонтальне зміщення суміжних блоків земної кори зі швидкістю 30-80 мм/рік.

Горизонтальне переміщення плит земної кори підтверджені також результатами космічної геодезії. Встановлено, що Австралія рухається назустріч Тихоокеанській плиті зі швидкістю 46 мм/рік. Південна Америка наближається до Австралії зі швидкістю 28 мм/рік. Південна і Північна Америка в районі Карибського басейну рухаються назустріч одна одній зі швидкістю 8 мм/рік, а Тихоокеанська плита щороку переміщується у напрямку до Південної Америки на 55 мм.

Сучасні вертикальні коливні рухи вивчаються переважно методом повторного нівелювання. За результатами цих спостере-

жень складають відповідні карти, які мають важливе значення для проектування залізничних шляхів, нафто- та газопроводів, водосховищ на великих ріках, а також для спорудження гідро- і атомних електростанцій, великих промислових комплексів, будівництва міст та інших населених пунктів.

Горизонтальні сучасні рухи вимірюються геодезичним методом повторної триангуляції, а для вивчення переміщення крупних літосферних плит застосовують доплерівський, лазерний методи і метод, який базується на замірі відстані від квазарів до певної точки на земній поверхні.

Застосування цих методів та деяких інших, показало, що серед вертикальних і горизонтальних рухів останні на порядок і більше перевищують перші.

Неотектонічні і новітні рухи – це рухи, які обумовили формування сучасного вигляду Землі. Правильне розуміння розвитку структур, сформованих внаслідок проявлення цих рухів має велике значення при прогнозуванні родовищ нафти та газу, мінеральних вод, розсипищ золота, алмазів, каситериту та інших мінералів. Вивчення неотектоніки базується, головним чином, на аналізі геоморфологічних особливостей територій і еволюції рельєфу.

Неотектонічні рухи встановлюються за геоморфологічними ознаками, і зокрема за результатами вивчення річкових терас. Зіставлення поздовжніх профілів річкових долин – це один з основних методів вивчення неоген-четвертинних тектонічних рухів. При висхідних рухах (підніманні) відбувається посилення донної ерозії і врізання русла ріки, при низхідних рухах (опусканні) накопичуються алювіальні відклади і формуються акумулятивні тераси. В гірських областях висотні рівні терас поступово знижуються від верхів'я ріки в сторону гирла, а в місці виходу ріки на передгірську рівнину більш древні алювіальні відклади залягають нижче молодих, тоді як в горах вони розташовуються навпаки.

Вивчення морських терас дає можливість говорити про піднімання та опускання узбережжя, а також виявляти екстатичні коливання рівня океану. На характер тектонічних рухів вказує

також і морфологія морських берегів. Так, наприклад затоплення гирлових частин рік і утворення естуаріїв є ознакою опускання узбережжя.

Важливі відомості про неотектонічні рухи отримують при вивченні абразивних, денудаційних і акумулятивних поверхонь вирівнювання. Прикладом може бути південно-східна частина Кавказу, де виділяється шість таких поверхонь. Найвища з них і найдавніша, яка називається Шахдагською (від назви г. Шахдаг), розташована на висотах 4200-3500 м, складається з двох рівнів і була вироблена в сарматський час пізнього міоцену (13-13,5 млн. років тому). На це вказують морські відклади, які залягають на абразійній Шахдагській поверхні. Це дає підстави припускати, що район гори Шахдаг впродовж пліоцен-четвертинного часу піднявся більше ніж на чотири кілометри. Кожна з нижчих поверхонь відокремлюється від вищої уступом або обривом, що вказує на переривчастий (пульсаційний) характер піднімання Кавказу. Тобто періоди відносного спокою, впродовж яких і відбувається формування поверхонь вирівнювання, змінювались періодами інтенсивного підняття.

Іншим прикладом може бути Тянь-Шань, на території якого в олігоцені перед початком гороутворення існував пенеплен – вирівняна денудаційна поверхня, яка в післяолігоценний час зазнала швидкого піднімання. Підтвердженням цього є наявність на висоті близько 4 км ділянок, що нагадують рівнину, в яку глибоко врізані річкові ущелини. Тerasи таких вузьких річкових долин є свідченням того, що швидкість підняття була нерівномірною, і висхідні рухи переривалися періодами відносного спокою.

Періодичність та ритмічність сучасних, новітніх і неотектонічних вертикальних рухів підтверджується не лише геоморфологічними та геологічними ознаками, але й результатами спеціальних високоточних вимірів на численних полігонах. Так, М.І.Ніколаєвим було встановлено, що сучасні рухи відбуваються з періодичністю 3-7, 8-9, 5-6 років і близько 1 року. Припускається також, що існують навіть добові високочастотні коливання земної поверхні. К.Ф.Тяпкін і О.Г.Бондарук вважають, що коливання з річною періодичністю мають загальнопланетарний харак-

тер, і пов'язані вони з ротаційним режимом земної кулі, до якого безперервно повинна "адаптуватися" форма геоїду.

Запитання для самоконтролю

1. Що таке неотектоніка ?
2. Що таке новітні тектонічні рухи ?
3. Якими методами проводиться вивчення сучасних вертикальних і горизонтальних рухів земної кори ?
4. Де на поверхні земної кори сьогодні відбуваються вертикальні рухи ?
5. Наведіть приклади сучасних горизонтальних рухів земної кори.
6. З якою метою проводиться вивчення неотектонічних і сучасних рухів ?

5.3.7. Землетруси

Щорічно на земній кулі реєструється понад 100 000 землетрусів. Більшість з них практично не відчуваються людиною, але серед такої великої кількості є і такі, які супроводжуються значними руйнуваннями та людськими жертвами. Враховуючи збитки, які приносять землетруси і їх руйнівну дію, сьогодні витрачаються великі кошти на прогнозування сейсмічних поштовхів, виділення сейсмонебезпечних районів і вивчення природи та характеру землетрусів загалом.

Будь-який землетрус – це тектонічні деформації земної кори або мантії, які відбуваються внаслідок того, що напруга, яка накопичилася в надрах Землі, в певний момент перевищила міцність гірських порід у певному місці. Розрядка цієї напруги і породжує сейсмічні коливання у вигляді хвиль, які досягнувши земної поверхні, спричиняють руйнування. Першопричиною, яка викликає розрядку напруги, можуть бути, незначні на перший погляд явища, що відбуваються на земній поверхні. Наприклад, наповнення водосховища, швидка зміна атмосферного тиску, океанські припливи, тощо. Найпоширенішими є землетруси

спричинені тектонічними, вулканічними або денудаційними процесами.

Вулканічні землетруси виникають у результаті глибинних вибухів газів, які виділяються з магми, гідравлічних ударів магми при переміщенні її по каналах складної форми і, безпосередньо, при виверженні вулканів.

Денудаційні, або обвальні землетруси характеризуються меншим поширенням у порівнянні з вулканічними. Вони спричиняються обвалами значних мас гірських порід, провалами підземних порожнин, гігантськими осувами.

Тектонічні землетруси є найпоширенішими і характеризуються найбільшою силою. Вони складають біля 95% всіх землетрусів, які відбуваються на земній поверхні. Згідно з сучасними уявленнями тектонічні землетруси пов'язані з миттєвим розвантаженням накопичених протягом тривалого часу в надрах Землі механічних напруг, які виникають при взаємному переміщенні окремих блоків літосфери. Оскільки такі розвантаження проявляються при формуванні розломів і “миттєвому” переміщенні по них окремих блоків земної кори або мантії, тектонічні землетруси, фактично, є особливим видом сучасних дислокаційних рухів.

Центр виникнення землетрусу називається його **фокусом** або **гіпоцентром** (рис. 5.102). Розрахунки параметрів гіпоцентру реальних землетрусів показують, що в першому наближенні осередок землетрусу являє собою сферу, радіус якої може вимірюватися десятками кілометрів. Таким чином, гіпоцентр це не точка, а деякий об'єм значного розміру.

Проекція гіпоцентру на поверхню Землі називається **епіцентром** землетрусу, а точка найбільшого віддалення від осередку – **антиепіцентром**. Максимальної руйнівної сили землетрус досягає в епіцентрі, а в міру віддалення від останнього, його сила поступово зменшується. При цьому слід пам'ятати, що часто карти розташування епіцентрів відображають не зовсім правильну картину зв'язку землетрусів з поверхневою геологічною структурою. Особливо це спостерігається у випадку нахилених розривів з гіпоцентром на значній глибині. Ця особливість підкреслюється

для дотримання обережності при інтерпретації землетрусів з врахуванням геологічної будови регіонів.

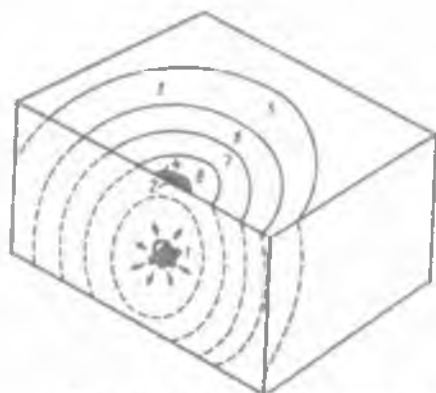


Рис. 3.102. Осередок і ізосейсти землетрусу.

1 - осередок (гіпоцентр); 2 - епіцентр; 3 - ізосейсти; 4 - плейстосейстова область; 5, 6, 7, 8 - зони більшості.

денну поверхню. Відповідно, інтенсивність землетрусу зменшується в сторони від плейстосейстової області, проте, це зменшення залежить від багатьох факторів, серед яких провідне місце належить формі та глибині осередку, геологічній структурі, складу та ступеню метаморфізму гірських порід, рівню залягання ґрунтових вод тощо.

У зв'язку з цим ізосейсти на поверхні мають самі різноманітні обриси, а не утворюють правильних кіл.

Для характеристики землетрусів користуються відомостями про їх силу, енергію та магнітуду.

Під *силою* або *інтенсивністю* землетрусу розуміється зовнішній ефект, тобто його проявлення на земній поверхні. Силу землетрусу вимірюють величиною прискорення руху частин земної поверхні під дією поштовху останнього. Для її визначення існують розроблені різними сейсмологами "шкали інтенсивності землетрусів", в основі яких лежать результати безпосередніх спостережень, спричинених землетрусами руйнувань. Найчастіше в

країнах СНГ та в Україні застосовують 12-бальну шкалу визначення сили землетрусу, характеристика якої наведена в таблиці 5.7.

Таблиця 5.7

Характеристика наслідків землетрусів за 12-бальною шкалою

Інтенсивність в балах	Загальна характеристика	Зовнішній ефект
1	Непомітні	Коливання ґрунту реєструються приладами
2	Дуже слабкі	Відчувається в поодиноких випадках людьми, які перебувають у спокійному стані
3	Слабкі	Коливання відчуються небагатьма людьми
4	Помірні	Відчувається багатьма людьми. Можливе тремтіння вікон та дверей
5	Досить сильні	Гойдання предметів, що висять, скрип підлоги, деренчання посуду, осипання побілки
6	Сильні	Незначні пошкодження деяких будівель; тонкі тріщини в штукатурці, тріщини в печах
7	Дуже сильні	Значні пошкодження деяких будівель; тріщини в штукатурці та відпадання окремих шматків, тонкі тріщини в стінах, пошкодження димарів. Виникають тріщини у сирому ґрунті
8	Руйнівні	Руйнування будівель: великі тріщини в стінах, обвалення карнизів, димарів. Осуви ґрунту та тріщини шириною до декількох сантиметрів на схилах гір
9	Спустошливі	Обвалення деяких будівель, стін, покрівлі. В ґрунтах утворюються тріщини шириною 10 см та більше. Обвали, зсуви та осипи в горах
10	Нищівні	Обвалення багатьох будинків та інші серйозні пошкодження. Тріщини в ґрунтах та гірських породах до 1м шириною, обвали, осуви. Внаслідок перекриття осувами та обвалами рік утворюються озера
11	Катастрофічні	Численні тріщини на поверхні Землі з вертикальним переміщенням окремих блоків, великі обвали в горах. Повне руйнування будівель
12	Сильні катастрофічні	Великі зміни в рельєфі. Численні тріщини, вертикальні та горизонтальні переміщення блоків гірських порід. Великі обвали та осуви. Змінюються русла рік, утворюються водоспади та озера, повне руйнування всіх будинків та споруд

Ступінь руйнувань під час землетрусу на поверхні Землі залежить від глибини його осередку (чим більше глибина, тим менші коливання земної поверхні) та сили поштовху в ньому, а площа дії землетрусу прямопропорційно залежить, як від глибини осередку, так і від сили поштовху. Коливання ґрунту в епіцентрі поширюються здебільшого у вертикальному напрямку, але в міру віддалення від епіцентру їх горизонтальна компонента зростає. Такі коливання називаються **сейсмічними хвилями**. Серед них виділяють поздовжні, поперечні та поверхневі. **Поздовжні** хвилі поширюються вздовж напрямку коливань сейсмічного променя і виражаються в перемінному стискуванні та розтягуванні середовища. **Поперечні** хвилі – це синусоїдальні коливання, які виникають перпендикулярно до напрямку поширення хвиль. **Поверхневі** хвилі – це результат перетворення основних хвиль біля земної поверхні на поперечні до неї синусоїдальні коливання, які поширюються вздовж цієї поверхні.



Рис. 5.102. Сейсмоскоп Чжан Хена.

Для реєстрації землетрусів використовують прилади, які називаються **сейсмографами**. Перший сейсмоскоп (так називалися перші прилади для фіксування землетрусів) сконструйований китайським вченим Чжан Хеном у 132 році нашої ери. Це була китайська ваза з чотирма голова-

ми драконів орієнтованими відповідно до сторін світу (рис. 5.103). У пащах драконів знаходилась металеві кульки, з'єднані з вертикальним маятником. При поштовхах одна з кульок падала в рот жабки, яка стояла навпроти голови дракона. Таким чином визначали напрямок підземного поштовху. Сучасні сейсмографи являють собою складні електронні прилади, а запис сейсмічних коливань здійснюється на магнітній стрічці – **сейсмограмі**. При землетрусах першими досягають станції, обладнаної сейсмографами (сейсмостанції), поздовжні хвилі (Р), тому що вони поши-

рюються з найбільшою швидкістю. Пізніше на магнітних стрічках сейсмограм фіксуються більш різкі зубці (рис. 5.104) поперечних хвиль (S), а згодом ще різкіші – поверхневих хвиль (L). Інтервал між часом поперечних та поздовжніх хвиль прямопропорційно залежить від відстані до осередку та епіцентру землетрусу.

Результати визначення глибини осередків свідчать, що 80% землетрусів виникає в корі на глибині 8-10 км, а 20% – характеризуються ще глибшим зародженням.



Рис. 5.104. Сейсмограми землетрусу.

P – поздовжні хвилі; *S* – поперечні хвилі; *L* – поверхневі хвилі.

За глибиною закладення землетруси діляться на *неглибокі*, або *мілкофокусні*, глибина осередків яких менше 60 км, *проміжні* – від 60 до 150 км та *глибокофокусні* – більше 150 км. Максимальна глибина осередків складає 620-720 км, тобто близька до межі верхньої та нижньої мантії.

Як зазначалося вище землетруси характеризуються також певною енергією. *Енергія* землетрусів – це величина потенційної енергії, яка звільнюється у вигляді кінетичної після розвантаження напруги в осередку і, досягнувши поверхні Землі, спричиняє її коливання. Енергія землетрусів обчислюється в Джоулях. У випадку великих землетрусів кількість звільненої енергії досягає 10^{15} – 10^{18} , а згідно з деякими джерелами, і 10^{25} Джоулів (Дж). Відносна кількість енергії, яка виділяється в осередках землетрусів, оцінюється за шкалою магнітуд.

Магнітуда – це безрозмірна величина, яка являє собою логарифм відношення максимального зміщення часточок породи (в

мікронах) при конкретному землетрусі до деякого еталонного дуже незначного зміщення породи. Ця величина була запропонована в 1935р. американським геофізиком Ч.Ріхтером. Розроблена ним шкала магнітуд широко застосовується в сейсмології і охоплює діапазон від 0 до 8,8 при самих сильних катастрофічних землетрусах. На практиці магнітуда визначається за максимальною амплітудою коливань, записаних на сейсмограмі, знятої на відстані 100 км від епіцентру. Найсильніші землетруси характеризуються магнітудою від 6 до 8,8. Магнітуда 6 відповідає 6-9 балам, 7 – (8-10) балам, 8 – (10-12) балам 12-ти бальної шкали. Очевидним є те, що оцінка сили землетрусів по магнітуді за шкалою Ріхтера є більш об'єктивною, в порівнянні з бальною сейсмічною шкалою, тому що ступінь руйнування будівель, як основний критерій цієї шкали, залежить не лише від кількості вивільненої енергії, але й від цілої низки інших факторів, таких як глибина залягання осередку землетрусу, стійкість гірських порід, їх водонасиченість, інженерних характеристик будівель.

Механізм виникнення землетрусу дуже складний і трактується неоднозначно. Існує декілька моделей осередку землетрусів. М.В.Щебаліним запропонована модель, згідно з якою провідна роль належить різного роду ускладненням морфології зміщувача головного сейсмогенного розриву в земній корі, що спричиняє утворення сейсмічних хвиль. За цією моделлю, вздовж площини основного розриву мають місце “гладкі” ділянки та ділянки з “зачіпками”, які заважають зміщенню. Зривання “зачіпки” відбувається раптово, а так як це процес не відворотний, саме він і призводить до виникнення короткоперіодичних сильних коливань. Враховуючи, що молоді сейсмогенні розломи супроводжуються великою кількістю “зачіпок”, вони являють собою значну сейсмічну небезпеку в порівнянні з розломами, в яких “зачіпи” зрізані і переважають “гладкі” поверхні.

Інша модель джерела землетрусу була розроблена В.І.М'ячкіним та іншими сейсмологами (рис. 5.105) і суть її зводиться до того, що зростання напруги призводить одночасно до збільшення кількості та розмірів тріщин у певному об'ємі гірської породи. Згодом інтервали між тріщинами скорочуються, а їх

число лавиноподібно збільшується. Поле напруги в області осередку набуває неоднорідності, зростає кількість деформацій, а процес утворення тріщин концентрується у відносно вузькій зоні, де вони об'єднуються в один головний розрив, по якому і відбувається розвантаження накопиченої напруги, тобто виникають сейсмічні коливання та відбувається землетрус. Весь цей процес "підготовки" до заключної стадії злиття тріщин може тривати тисячі років, а перед землетрусом він різко прискорюється.

Протягом багатьох років вивчення землетрусів було встановлено, що на материках вони приурочені, здебільшого, до зон новітнього гороутворення (рис. 5.106). Основними сейсмічними поясами є Тихоокеанський та Альпійсько-Гімалайський. Перший облямовує Тихий океан, з виступами на схід в районі Карибського моря та Антильської дуги, а також на півдні, в районі моря Скотта та Південно-

Сандвічевої дуги. Альпійсько-Гімалайський пояс тягнеться від західного Середземномор'я до Східної Азії, де зливається з Тихоокеанським. Саме в межах цих поясів відбувалися всі руйнівні

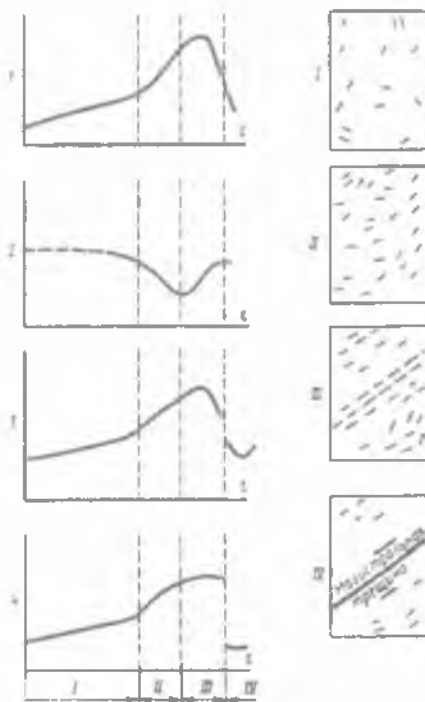


Рис. 5.105. Зміна фізичних параметрів згідно з моделлю лавинно-нестійкого тріщиноутворення (за В.І. М'ячкіним)

I – IV стадії розвитку руйнування: 1 – деформація; 2 – швидкість сейсмічних хвиль; 3 – середнє значення загальної площі поверхні тріщин; 4 – пористість.

землетруси, основна частина з яких пов'язана з напругами стиснення, а інша – з рухами по зсувах.



Рис. 5.106. Схема поширення епіцентрів сучасних землетрусів на Земній кулі.

У Тихоокеанському поясі найактивнішими в сейсмічному відношенні є зони надглибоких розломів, які починаються від осей глибоководних жолобів периферії океану і нахилені в сторону острівних дуг на заході, та у бік Центральної і Південної Америки на сході. Ці розломи добре простежуються по приурочених до них осередках землетрусів. Вони характеризуються нахилом $15-45^\circ$ у верхній частині зони, до глибини приблизно 100 км, і більш крутим падінням (60° і більше) в нижній. Залежно від кута нахилу розломів, а також, враховуючи характер явищ, які супроводжують сейсмофокальні зони, тобто зони концентрації осередків землетрусів, японський геофізик С.Уеда виділив два основних типи розломів: Маріанський і Чилійський. Перший хара-

ктеризується крутим падінням та розвитком проміжних і глибокофокусних землетрусів, а другий – пологим падінням розломів та практично відсутніми глибокофокусними землетрусами.

Окрім периферії Тихого океану надглибокі сейсмофокальні зони добре проявлені також у Індійському океані. Така зона облямовує Малайський архіпелаг, виходячи на поверхню дна в Зондському жолобі. Глибина її залягання перевищує 600 км. Розташовані в Атлантичному океані Антільська та Південно-Сандвічева зони, що вже зазначалось вище, розглядаються як виступи Тихоокеанського поясу.

В Афро-Євразійському поясі переважають дрібнофокусні землетруси, а глибокофокусні практично відсутні. Землетруси з осередками проміжної глибини мають місце в районі Калабрії (південна частина Апеннінського півострова) та на острові Крит. Тут сейсмофокальні зони приурочені до вигнутих на південь островних дуг, у тилевій частині яких спостерігаються інтенсивні прояви вулканізму. Східніше сейсмофокальні зони простежуються вздовж північного, Макранського, узбережжя Аравійського моря, хребта Західний Гіндукуш та Гімалаїв. Ці зони характеризуються нахилом на північ, в той час як на Памірі має місце сейсмофокальна зона зворотного, південного падіння.

Незначні за простяганням глибинні зони подібного типу встановлені в районі Гібралтарської дуги, в Тірренському морі, в районі Вранча на крутому згині Карпат у Румунії, в південній частині Кавказу, а також південніше Кримського півострова.

Окрім охарактеризованих двох основних сейсмічних поясів планети, розташованих по периферії континентів, в океанах виділяються значні за простяганням сейсмогенні пояси, приурочені до осьових зон серединно-океанічних хребтів. Землетруси тут відбуваються дуже часто, але вони характеризуються слабкою інтенсивністю, і їх осередки знаходяться на глибині не більше 10 км. За механізмом виникнення це здебільшого сейсми розтягування, але по окремих трансформних розломах, які з'єднують рифтові зони, відбуваються також і зсувні зміщення.

З напругами розтягування пов'язана також сейсмічність континентальних рифтових систем, таких, наприклад, як Байкальсь-

ка. Східно-Африканська, Північно-Американська, Східно-Китайська та інші.

Певна кількість землетрусів відбувається і поза головним поясом сейсмічності, зокрема в межах пасивних окраїн континентів вздовж поперечних і поздовжніх розломів.

Немає сумніву в тому, що землетруси відбувалися протягом усієї історії формування нашої планети. Вони закарбувалися у вигляді численних розривів, тріщин, які розсікають різноманітні елементи рельєфу – долини рік, яри, вододіли, тощо. Однією з ознак древніх землетрусів є пороги, які виникають поперек потоків на піднятих крилах розривів. Характерні також обвали, осуви та провали. Всі ці порушення в рельєфі, спричинені землетрусами, називаються *сейсмодислокаціями*, обсоливо чітко вони встановлюються при дешифруванні космо- та аерофотознімків. Вивчення таких палеосейсмодислокацій має також практичне значення, і, насамперед, для встановлення ступеня сейсмічної небезпеки в тому або іншому регіоні та можливе їх проявлення.

Особливим різновидом землетрусів є підводні землетруси, або як їх ще називають – *моретруси*. Вони виникають під морським та океанічним дном, а на поверхні проявляються у вигляді велетенських хвиль, які називаються *цунамі*. Такі хвилі виникають при швидкому опусканні дна, спричиненому зміщенням блоків. При цьому в епіцентрі морегтрясіння виникає хвиля, спрямована догори, яка і призводить до підняття рівня води (рис. 5.107). На поверхні акваторії така хвиля перетворюється на хвилю цунамі, яка концентрично поширюється від епіцентру з швидкістю до 800 км/год.

В океані висота хвиль цунамі не перевищує 2 м, що при значній довжині хвилі (100-300 км) робить

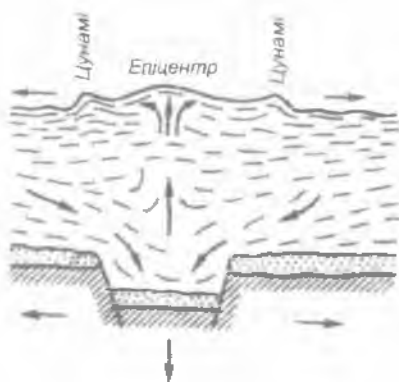


Рис. 5.107. Схема виникнення цунамі.

її практично непомітною. Проте на мілководді, при наближенні до берега, хвиля пригальмовується, виростає до висоти 30-40 м, набуває різко асиметричної форми та обрушується на берег. При цьому руйнівна сила хвилі пропорційна її швидкості.

Однією з найважливіших задач при вивченні землетрусів є сейсмічне районування територій та прогнозування самого явища. Саме від правильного вирішення цієї задачі залежать величини капіталовкладення в сейсмостійке будівництво. Ілюстрацією до цього може бути той факт, що підвищення на один бал можливої сейсмічної небезпеки веде до збільшення витрат на будівництво всіх об'єктів на декілька порядків.

Сейсмічне районування територій – це дуже трудомістка та відповідальна робота, яка базується на аналізі численних факторів, таких як: зв'язок землетрусів з глибинною будовою земної кори, геофізичними полями, тектонічними явищами, геоморфологічними та геологічними особливостями району, типами гірських порід, їх складом та фізико-механічними параметрами, розривними порушеннями, тріщинуватістю та багатьма іншими параметрами, включаючи властивості ґрунтів, рівень підземних вод, палеосейсмодислокації, тощо. Результати таких аналізів повинні дати відповідь на одне питання – якої сили землетрус можна очікувати в конкретному місці.

Аналіз сейсмологічних і геологічних матеріалів дозволяє фахівцям будувати карти сейсмологічного районування, на яких відповідними позначками показуються території з можливим проявленням землетрусів певної сили. Такі карти діляться на дрібно-, крупномасштабні та детальні. До дрібномасштабних відносяться карти масштабів 1:5000000, 1:2500000, на яких відображається загальне сейсмічне районування континентів, або їх частин. З метою достовірнішого прогнозування, для проведення масштабних будівельних робіт укладаються крупномасштабні карти від 1:1000000 до 1:200000, а при проведенні планування забудови міст на інших населених пунктів використовують карти детального сейсмічного районування масштабу 1:25000 і більшого.

Залежно від бальності можливих землетрусів фахівцями розроблені спеціальні норми, додержання яких є обов'язковим при

плануванні та проектуванні будь-яких споруд. До таких норм належать: обмеженість поверхів будинків, посилення фундаментів, обладнання споруд антисейсміними поясами, неприпустимість спорудження додаткових нависаючих деталей, полегшені покрівлі, широке використання залізобетону, тощо. Слід також зазначити, що в сейсмічно небезпечних районах допускається лише обмежена проходка підземних гірничих виробок з обов'язковим закріпленням стінок і покрівлі, незалежно від міцності порід, а відкриті гірничі виробки (кар'єри) рекомендується проектувати з пологими бортами і незначної глибини. Досвід показує, що об'єкти побудовані з дотриманням цих норм, при землетрусах або залишаються цілими, або отримують незначні пошкодження.

Разом з тим, не дивлячись на всі міри застороги, актуальною завжди залишається задача прогнозування, передбачення часу землетрусу. Її вирішення можливе лише шляхом аналізу різних провісників землетрусів. Сейсмологічним провісником зародження землетрусів, насамперед, є збільшення кількості слабких коливань земної кори, які можна трактувати як *форшоки* (англ. "фор" – перед і "шок" – удар, поштовх) великого землетрусу. Реєстрація таких форшоків дає можливість попередити населення і запобігти значним людським жертвам.

Іншим сейсмологічним провісником є зміна швидкості поздовжніх хвиль. Згідно з даними І.Л.Нерсесова, вона перед землетрусом знижується на 10%, а напередодні самого явища знову підвищується до нормального стану.

До третьої групи провісників відносяться такі геофізичні ознаки як зменшення електричного опору порід, коливання модуля магнітного поля та різноманітні електромагнітні явища в атмосфері.

Четверта група провісників може бути виділена як гідрогеологічно-гідрохімічна. До неї зокрема відносяться: зміни рівня ґрунтових вод у свердловинах і колодязях (спочатку рівень понижується, а згодом різко підвищується); зміни температури води, значне підвищення у воді вмісту радону, вуглекислого газу, парів ртуті.

До провісників землетрусів можна віднести також аномальну поведінку тварин напередодні явища. Проте для успішного прогнозування землетрусу не слід покладатися на одну яку-небудь групу провісників, а необхідно аналізувати їх у комплексі з залученням побічних ознак.

Останнім часом з'явився новий генетичний вид землетрусів – землетруси, спричинені інженерною діяльністю людини, або так звані *техногенні* землетруси. Вперше такий землетрус силою у 7 балів був зафіксований вченими в 1975 р. в Каліфорнії, де на сім років раніше була споруджена гребля висотою 235 м та виникло водосховище. Тобто, в даному випадку локальне накопичення великої маси води на поверхні Землі спричинило зміни в надрах. Проте, водосховища не єдині джерела спровокованих землетрусів. Певну “провокуючу” дію на сейсмічність надр може спричинити також розробка нафтових та газових родовищ. Механізм спровокованих землетрусів ще остаточно не з'ясований. Вважають, що вони є наслідком збільшення водонасиченості надр, а це призводить до послаблення зв'язків між частками гірських порід і тим самим знижує їх здатність опиратися крихкому руйнуванню при сейсмічних поштовхах. Такий механізм розглядається як один з перспективних методів послаблення наслідків землетрусів за допомогою зняття напруги дрібними сейсмічними поштовхами, подаючи воду в спеціально пробурені свердловини.

Запитання для самоконтролю

1. Що собою являють землетруси ?
2. Що таке осередок землетрусу ?
3. Розкрийте генетичну класифікацію землетрусів.
4. Охарактеризуйте можливі механізми виникнення землетрусів.
5. Як вимірюється сила землетрусів ?
6. Охарактеризуйте 12-ти бальну шкалу землетрусів.
7. Де і в яких структурах на земній кулі зараз відбуваються землетруси ?
8. Що таке цунамі і як вони виникають.
9. За якими ознаками можна прогнозувати виникнення землетрусів?
10. Що таке сейсмічне районування територій і з якою метою воно проводиться ?

5.3.8. Причини тектонічних рухів і деформацій

Існування вертикальних і горизонтальних рухів в межах земної кори, що спричиняють деформації гірських порід уже ні у кого не викликає сумніву, проте на питання про причини, які зумовлюють ці рухи, як і про джерела енергії всіх ендегенних процесів, донині ще не має однозначної відповіді.

Першими, хто спробував науково пояснити рухи та деформації земної кори і магматизм, були М.В.Ломоносов і Дж.Хаттон, котрі ще у XVIII столітті розробили так звану *гіпотезу "кратерів підіймання"*. Вони вважали, що вертикальні рухи земної кори спричиняються підняттям з глибин Землі розплавленої магми, яка підіймаючись випинає над земною поверхнею верстви гірських порід, а також розсуваючи їх, сприяє зсуванню по схилах підняття (звідси і назва гіпотези). При цьому провідна роль відводилась вертикальним рухам земної кори, а формування складчастих дислокацій розглядалось як наслідок, другорядне явище, зумовлене підняттям магми, що призводило до деформації порід. Аналогічних поглядів дотримувалися німецькі вчені А.фон Гумбольдт і Л.фон Бух, які також основну роль в утворенні гірських областей відводили магмі та вулканізму. Проте геологорозвідувальними роботами дуже швидко було доведено, що складчасто-насувні дислокації поширені і в тих регіонах, де магматичні породи відсутні, а також було встановлено, що у ряді випадків складчасті споруди вміщують не молодші, а древніші за дислоковані верстви граніти та інші магматичні утворення. Відповідно ці факти яскраво свідчили про недосконалість гіпотези "кратерів підіймання", яку на початку XIX століття змінила контракційна гіпотеза.

Гіпотеза контракції (лат. *контракціо* – стискання, стягування) була запропонована французьким геологом Л. Елі де Бомоном. В її основі лежали космогонічні уявлення Канта та Лапласа про первинний розплавлений стан планети. В результаті поступового охолодження Землі спочатку сформувалася тверда зе-

мна кора, яка в подальшому повинна була пристосовуватися до підкорового об'єму, що в процесі охолодження кулі поступово зменшувався. Це призводило до того, що кора починала деформуватися, розтріскуватися та зминатися. Таким чином виникали розломи і утворювалися складки та складчасті споруди. Проте на питання, чому складчасті зони займають певне положення на поверхні земної кори, а не поширені повсюдно, і чому цей процес носив періодичний характер, ця гіпотеза не могла дати задовільної відповіді.

Пояснити розташування на земній поверхні гірських ланцюгів дало змогу *вчення про геосинклінали*, яке виникло в середині ХІХ століття, і згідно з яким, гірські складчасті споруди виникали там, де раніше були заповнені пластичними морськими осадами прогини. Це вчення обґрунтовано підтримало деякі положення контракційної гіпотези, яка майже до початку ХХ століття лежала в основі всіх тектонічних побудов, узагальнених австрійським вченим Е.Зюссом у видатній, на той час, праці "Вигляд Землі". Проте, коли з'явилася так звана "холодна" гіпотеза утворення Землі, контракційна виявилася неспроможною пояснити деякі тектонічні явища, так як холодна планета не могла стискатися, і її замінила *пульсаційна гіпотеза* (лат. *пульсатіо* – *биття*), розроблена В.Бухером, М.О.Усовим і В.О.Обручевим. В її основі лежить уявлення про те, що об'єм Землі поперемінно збільшується і зменшується, тобто планета пульсує. При розширенні Землі відбувається виникнення розломів в земній корі та прогинів, що супроводжується інтенсивними виверженнями на поверхню базальтової магми. Під час фаз стискування в прогинах, які вповнені вулканогенно-осадовими відкладами відбуваються деформації останніх і утворення складчастих гірських систем. При стисненні магма не може вивертатися на поверхню і застигає в земних надрах, утворюючи таким чином інтрузивні тіла. При такому трактуванні перемінної зміни об'єму Землі, складкоутворення повинне було б відбуватися строго одночасно на всій поверхні планети. Проте, відомо, що коли в одному регіоні формувалась складчастість, то в іншому – відбувався розтяг кори.

У 1933 році німецький вчений О. Хільгенберг розробив суттєво протилежну контракційній гіпотезі, *гіпотезу розширення Землі*. Вона обґрунтовано пояснює механізм утворення молодих океанських западин шляхом розтріскування первинно суцільної оболонки земної кори, але практично позбавлена припущень стосовно “закриття” океанів і виникнення на їх місці складчастонасупних гірських областей. Окрім того, вона не дає пояснення також причин, які призвели до збільшення об’єму Землі.

На початку ХХ століття 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 (на тисячі кілометрів) горизонтальних переміщень гігантських материкових брил (пізніше вони дістали назву літосферних плит) по поверхні мантіїного субстрату. Завдяки цьому явищу, явищу горизонтального переміщення окремих частин земної кори по поверхні мантії, цей напрямок дістав назву *мобілізм* (лат. “*mobiles*” – рухомий, той що рухається). Всі попередні гіпотези, які земну кору та мантію розглядали як єдине ціле, вважали неможливим відрив кори від мантії та стояли на позиціях фіксованого положення континентів відносно мантії, складали другий напрямок – *фіксизм* (анг. “*fixe*” – закріплювати, встановлювати).

Фундатором мобілізму слід вважати німецького дослідника Альфреда Вегенера, який у 1912 році висунув *гіпотезу дрейфу (переміщення) материків*. Він припускав, що ще на початку мезозойської ери всі материки складали єдиний суперконтинент Пангею, який в юрський час зазнав розпаду, в результаті чого утворилися сучасні континенти, а між ними молоді океани (рис. 5.108). В основі такого висновку лежав гідний подиву факт подібності обрисів материків, розділених сьогодні Атлантичним океаном – Північної та Південної Америки, з однієї сторони, Європи та Африки – з іншої. Ці припущення А. Вегенер підкріпив і іншими фактами серед яких важливе місце належить разючій подібності наземних фауни та флори, які населяли південну групу материків в пізньому палеозої та ранньому мезозої, тобто до розпаду

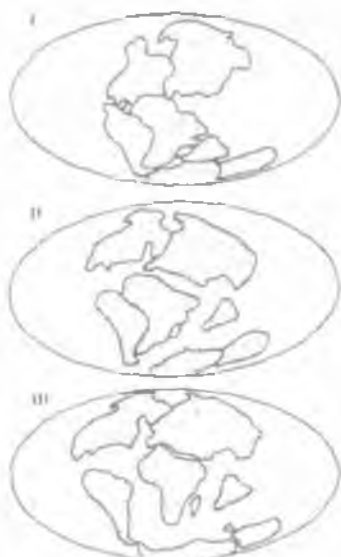


Рис. 5.108. Розпад Пангеї за А. Вегенером в сучасній реконструкції Р. Дітца і Дж. Холдена (за С. Зейболдом і В. Бергером).

I – кінець пермського періоду; II – кінець юрського періоду; III – кінець крейдового періоду.

В ній також основна роль належить вертикальним тектонічним рухам, спричиненим підніманням з надр Землі магматичних мас. Основним джерелом ендогенної енергії при цьому В.В.Білоусов вважав природний розпад радіоактивних елементів, які містяться в породах кори та мантії. Саме цей процес, на його думку, сприяв розігріву мантіїної речовини і її глибинної диференціації та рухливості. Через це цю концепцію ще називають *радіоміграційною*. Її суть зводиться до того, що внаслідок диференціації речовини на межі верхнього ядра та мантії легкі компоненти піднімаються догори, а важкі опускаються вниз. Таким чином легкий розігри-

Пангеї. Немаловажну роль при цьому відіграли також знахідки на всіх материках слідів покривного зледеніння, яке у пізньопалеозойських час охопило південні, так звані Гондванські, континентах. А.Вегенер також вважав, що океани і континенти підстеляють різні породи: континенти – граніти, а океани – базальти. Враховуючи це, він припускав, що океани, під якими залягає базальтовий шар, не могли утворитися шляхом занурення гранітної континентальної кори, а повинні були виникнути в результаті звільнення базальтового шару від гранітного шляхом горизонтального переміщення останнього.

Наприкінці 30-х років минулого століття В.В.Білоусовим була розроблена тектонічна *концепція глибинної диференціації речовини*, яка нагадувала відроджену на значно вищому рівні розвитку науки гіпотезу підняття.

тий матеріал накопичується під земною корою нижче астеносферного шару, який також під впливом тепла, що надходить знизу, розігрівається, і в ньому відбувається часткове плавлення матеріалу. Розігрітий, менш в'язкий і більш рухливий астеносферний матеріал проникає крізь літосферу, створюючи сприятливі умови для базальтового магматизму. Відповідно виливи базальтової магми обважнювали літосферу, що призводило до опускання окремих її частин і утворення в земній корі прогинів, заповнених потужними товщами вулканогенних і осадових порід. Накопичення останніх заважало проникненню нових порцій базальтової магми на поверхню і вона застигала на глибині, а тепло, яке виділялося при її кристалізації було джерелом метаморфічних процесів, а також призводило до плавлення існуючих утворень і формування з цих розплавів гранітів (рис. 5.109).

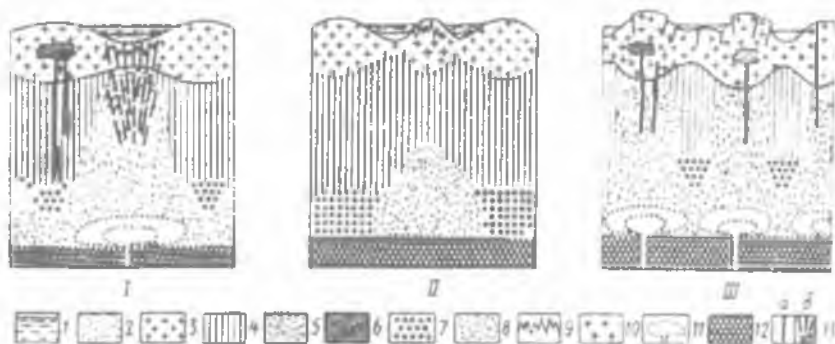


Рис. 5.109. Схема формування структури земної кори згідно з концепцією глибинної диференціації речовини В.В. Білоусова.

I - початкова стадія закладення геосинклінальних прогинів; II - середня стадія заповнення їх вулканогенно-осадовим матеріалом; III - кінцева стадія зміни низхідних рухів на висхідні і формування гірських областей

1 - морська вода; 2 - осади; 3 - континентальна земна кора; 4 - верхній помірно виснажений шар верхньої мантії в холодному стані; 5 - це ж в гарячому стані; 6 - інтрузії кислої і середнього складу; 7 - нижній насичений шар верхньої мантії в холодному стані; 8 - це ж в гарячому стані; 9 - складкоутворення; 10 - гранітизація; 11 - винос тепла з глибоких горизонтів геосфер; 12 - середня мантія; 13 - проникність: а - зосереджена, б - розсіяна.

Метаморфізм і гранітизація супроводжуються збільшенням об'єму порід, а це, враховуючи обмежений простір, призводить до потовщення кори, деформації порід, їх підйому та формування гірського рельєфу. При наступному підйомі магми, кора просто припіднімається і відбувається відродження гірських споруд. У випадках коли піднімаються значні об'єми магми, можливе руйнування континентальної кори. При цьому відбувається поглинання базальтовою магмою окремих брил кори і її переплавлення, а тугоплавкі залишки осідають у нижній частині астеносферного шару. В результаті відбувається заміщення континентальної кори корою океанічного типу і утворення океанських западин. Цей процес називають *океанізацією*, або *базифікацією*, тобто заміщенням кислої кори корою основного складу.

Якщо основним недоліком гіпотези А.Вегенера було те, що вона неспроможна була пояснити утворення прогинів у земній корі, на місці яких формувалися западини, виповнені вулканогенним та осадовим матеріалом, гіпотеза В.В.Білоусова навпаки, практично, не враховувала ролі горизонтальних рухів у формуванні структурного вигляду земної кори. Проте, сьогодні вже доведено, що формування складчастих структур можливе як при вертикальних, так і при горизонтальних рухах окремих частин кори. Також вже не викликає сумніву факт, що ложе океанів складене не продуктами переплавлення континентальної кори базальтовим розплавом, а є прямою похідною часткового плавлення мантіїної речовини.

Встановлення в 50-тих роках минулого століття кардинальних відмінностей будови та складу кори континентального і океанічного типів, стали основною причиною повернення теоретичної геології до ідей мобілізму. Відповідно, це повернення відбувалося на вищому, на відміну від уявлень А.Вегенера рівні, в основі якого лежали наукові обґрунтування. Останні базувалися на численних зроблених на цей час відкриттях в галузі геології і, зокрема, геофізики. Серед них слід відзначити: 1) науково обґрунтоване підтвердження існування астеносфери; 2) відкриття планетарної системи серединно-океанічних хребтів і з'ясування їх будови; 3) обґрунтовані докази відмінностей океанічної і конти-

нентальної кори за складом, будовою та потужностями, що раніше лише припускалося А.Вегенером; 4) встановлення закономірного зменшення потужностей осадового шару в океанах у напрямку від континентів до серединно-океанічних хребтів; 5) відкриття смугастих магнітних аномалій в океанах; 6) відкриття явища інверсії (змін полярності) магнітного поля Землі впродовж останніх чотирьох мільйонів років.

У результаті аналізу та узагальнення всіх цих відкриттів американські вчені Г.Хесс і Р.Дітц у 1961-1962 роках розробили гіпотезу утворення океанів шляхом розсування континентів внаслідок розвитку рифтів, які приурочені до осьових частин серединно-океанічних хребтів (рис.5.110).

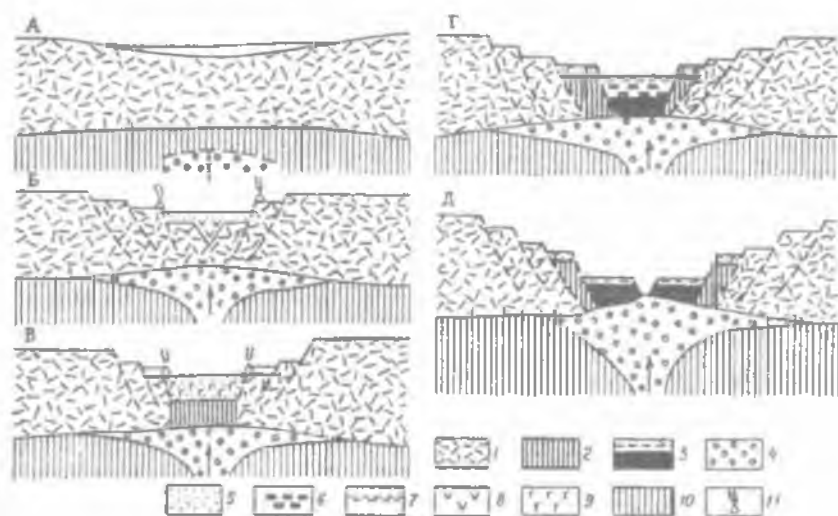


Рис. 5.110. Схема утворення океанів в результаті розсування континентів.

А – зародження континентального рифту; Б – його розвиток; В – перехід в міжконтинентальний; Г – утворення спредингу; Д – його розвиток з утворенням океанічної кори.

1 – континентальна кора; 2 – кора перехідного типу; 3 – океанічна кора; 4 – розігріта і розуцільнена мантія; 5 – континентальні осади; 6 – основні та ультраосновні мігматити; 7 – мілководні морські осади; 8 – лужні мігматити; 9 – базальти, 10 – нормальна мантія; 11 – вулкани.

Згідно з цією гіпотезою рифти серединно-океанічних хребтів є також місцем зародження нової океанічної кори, яка виплавляється з астеносфери. Ця гіпотеза дістала назву *гіпотези спредингу*, тобто розширення, розростання океанського ложа.

У 1963 році англійці Ф.Файн і Д.Метью на основі цієї гіпотези, а також враховуючи дані інверсії магнітного поля, науково обґрунтували наявність загадкових смугастих магнітних аномалій, розташованих паралельно та симетрично відносно серединно-океанічних хребтів. Вони висловили думку, що океанічна кора, яка формується в серединно-океанічних рифтах при остиганні намагнічується перемінно то в пряму, то в зворотному, по відношенню до сучасного магнітного поля напрямках, і вже в цими "помітками" палеонамагніченості у вигляді закономірних аномалій різного знаку пересувається в сторону континентів подібно до стрічки конвеєру (рис. 5.111).

В подальшому всі ці лінійні аномалії були класифіковані за віком і виявилось, що найбільш древні з них знаходяться найдалше від серединно-океанічних хребтів і розташовані по відношенню до останніх симетрично.

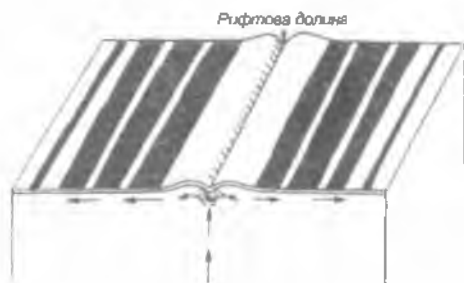


Рис. 5.111. Рисунок магнітних аномалій океанського дна поблизу серединно-океанічного хребта та рифтової долини (за А. Коксом).

Чергування темних і світлих смуг відображає періодичну зміну прямої і зворотної, по відношенню до сучасного напрямку магнітного поля, намагніченості порід.

У 1965 році канадський геофізик Дж.Вільсон виділив трансформні розломи, які майже перпендикулярно перетинають серединно-океанічні хребти, зміщуючи рифтові долини і магнітні аномалії. Він також встановив, що вулканічні острови розташовані на периферії океанів є древнішими за ті, які знаходяться ближче до серединно-океанічних хребтів.

Суттєвим внеском у

розвиток концепції мобілізму стали результати, отримані при вивченні землетрусів. Було встановлено, що їх осередки зосереджені в межах рифтових зон серединних хребтів, островодужних і материкових схилів глибоководних жолобів на периферії океанів, а також (у значно меншій кількості) в районах молодих і відроджених гірських ланцюгів. Разом з тим, широкі області між цими сейсмоактивними зонами практично асейсмічні, тобто там осередки землетрусів відсутні. Це дало можливість зробити висновок, що літосфера складається з семи великих і семи малих монолітних і твердих плит, розділених сейсмоактивними зонами, які виконують роль своєрідних швів, котрі з'єднують плити в одне ціле і одночасно є їх межами. Базуючись на таких припущеннях стосовно будови літосфери, американські вчені Л.Р.Сайкс, Дж.Олівер, Б.Ізакс, У.Дж. Морган та інші у 1962 році сформулювали нову тектонічну гіпотезу, яка одержала назву "*тектоніка літосферних плит*", або "*нова глобальна тектоніка*".

В основі цієї гіпотези лежить уявлення про те, що літосферні плити пересуваються одна відносно іншої по широті, довготі, і при цьому також можуть обертатися. Вони розсуваються в рифтових зонах серединно-океанічних хребтів, зближуються в межах зон глибоководних жолобів і острівних дуг, зазнають змішень зсувного типу вздовж трансформних розломів. Всі ці переміщення по сферичній поверхні землі підпорядковані теоремі Ейлера, згідно з якою траєкторія руху плит нагадує дугу кола, проведену відносно осі, яка проходить через центр Землі. Виходи цієї осі на земну поверхню називаються *полюсами розкриття*, а дуги співпадають або паралельні трансформним розломам. Точка перетину перпендикулярів проведених до трансформних розломів і буде полюсом розкриття, або полюсом розширення (рис. 5.112).

Розростання океанічної кори в зонах спредингу призводить до розширення океанів, що, відповідно, спричиняє рух літосферних плит. Враховуючи відсутність такого явища як розширення Землі, новоутворена океанічна кора повинна десь поглинатися. Такими місцями де відбувається поглинання мас важкої океанічної кори є зони зіткнення її з порівняно легкою континентальною корою, які називаються *зонами субдукції* (поглинання). Саме до



Рис. 5.112. Співвідношення полюса обертання Землі і полюса розширення (за Якушовою О.Ф., Хайним В.І., Славним В.І.).

Товсті лінії – осі спредингу, перпендикулярні до них тонкі лінії – трансформні розломи. Стрілками показані напрямки і відносна швидкість спредингу.

них приурочені сейсмофокальні зони та зони інтенсивної вулканічної діяльності, а проявляються вони на поверхні земної кори у вигляді острівних дуг і глибоководних жолобів (рис. 5.113).

Вважається, що найвірогіднішою причиною горизонтальних переміщень плит є конвективні рухи мантійної речовини, спричинені її розігрівом. Серединно-океанічні хребти з рифтовими зонами розташовуються над висхідними потоками мантійної речовини, а глибоководні жолоби – над низхідними. Це припущення підтверджується підвищеним тепловим потоком в межах серединно-океанічних хребтів і пониженим – у жолобах. Новоутворена океанічна

кора рухаючись від хребтів поступово охолоджується, ущільнюється і потовщується за рахунок астеносфери. Поступово вона стає важчою від астеносфери, яка її підстелює і занурюється в неї вздовж схилів океанічних жолобів. Горизонтальні переміщення літосферних плит відбуваються не по підшві кори, або її гранітного шару, а на межі **літосфера – астеносфера**. Руху підлягають не континенти, а літосферні плити, які також включають прилеглі до серединних хребтів частини океанів. Основною рушійною силою яка зумовлює горизонтальне переміщення плит є, як вже зазначалось вище, конвективні потоки мантійної речовини. Проте, питання першопричин виникнення конвективних потоків мантійної речовини, область їх прояву (в усій мантії чи тільки у верхній її частині), а також джерела теплоти, яке спричиняє розігрів мантії до сьогоднішнього часу залишаються дискусійними.

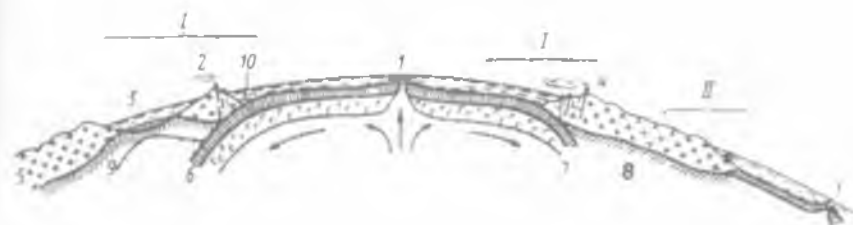


Рис. 5.113. Схема взаємного положення і руху літосферних плит.

1 — серединно-океанічний хребет (зона спредингу або розширення океанського она); 2 — островна вулканічна дуга; 3 — крайнє море; 4 — континент з вулканічним поясом на периферії; 5 — континентальна кора; 6 — океанічна кора; 7 — верхня мантія під океанами; 8 — верхня мантія під континентами; 9 — астеносфера; 10 — глибоководний жолоб. Континентальні країни: I — активна; II — пасивна. Стрілками показано конвективні рухи в мантії.

Одні дослідники вважають, що причиною цього явища є природний розпад радіоактивних елементів, інші бачать її в гравітаційній диференціації речовини мантії, коли легкі компоненти спливають, а важкі навпаки занурюються. Дискусійним є також механізм поглинання океанічної кори в зонах субдукції. Сьогодні ще немає одностайної думки стосовно того, що синхронно відбувається компенсація розширення літосфери в рифтах і її стискування в зонах субдукції. Разом з тим періодичність і переривчастість тектонічних деформацій дають можливість припускати, що існує деяка пульсація об'єму Землі в діапазоні перших відсотків від її радіусу. Можливо, на цю пульсацію накладається і загальна тенденція до поступового зменшення розмірів планети, внаслідок постійних природних втрат запасів радіоактивних елементів і поглибленням гравітаційної диференціації. Можна також припускати, що певний вплив на розвиток структур земної кори мали зміни швидкості її обертання навколо своєї осі. При зменшенні цієї швидкості фігура Землі набувала кулеподібного вигляду, а при збільшенні швидкості ставала еліпсоподібною, що також відбивалося на характері зміни напруг в земній корі. Останні припущення лежать в основі так званої *ротаційної гіпотези*, або гіпотези обертання згідно з якою утворення закономірно орієнтованої

відносно осі обертання Землі системи розломів і тріщин в корі, паралельних до екватора і меридіанів або діагональним до них, зумовле змінами напруги в корі, спричиненими відцентровими і доцентровими силами.

Таким чином, існування двох типів рухів земної кори, які формують її структуру і загальний вигляд поверхні, а також мають певний вплив на характер перебігу та розвиток екзогенних і ендегенних процесів, сьогодні сумнівів не викликає. Беззаперечним є також той факт, що горизонтальні рухи за масштабністю проявлення набагато перевищують вертикальні. Їх джерелом, як це було зазначено вище, слугують конвективні потоки в мантії. В межах рифтових зон серединно-океанічних хребтів (зон спредингу), вони носять висхідний характер і спрямовані в протилежні сторони, а в зонах субдукції (зонах стику океанічної та континентальної кори) – низхідний. Ці потоки і є основною рушійною силою для континентальних плит, швидкість руху яких досягає 20 см на рік. Місцем зародження горизонтальних рухів є не тільки райони серединно-океанічних хребтів, вони можуть виникати і при континентальному рифтоутворенні, а також при зіткненні самих континентальних плит. В останньому випадку такі рухи поширюються на відстань до тисячі та більше кілометрів.

Окрім охарактеризованих горизонтальних рухів планетарного характеру, на континентах, а також в районах континентальних схилів періодично виникають короточасні рухи, вплив яких поширюється на незначні відстані в межах самої верхньої частини кори потужністю не більше 1 км. Такі рухи фіксуються у вигляді горизонтальних зміщень окремих блоків кори під впливом сили тяжіння і нагадують крупні зсуви. При цьому необхідний для проявлення гравітації нахил поверхні кори створюється завдяки її підніманню вертикальними рухами.

Вертикальні рухи можуть бути зумовлені підняттям з астеносфери відносно легких виплавок речовини, що одночасно, як це було показано вище, є і причиною виникнення горизонтальних рухів, а також розігріву літосфери над цими висхідними гарячими мантійними струменями. Опускання в океанах пов'язані з охолодженням літосфери по мірі її віддалення від зон спредингу. Від-

повідно, в таких випадках максимальні величини низхідних вертикальних рухів приурочені до зон глибоководних жолобів. Разом з тим, на ділянках сейсмофокальних зон, які виходять на поверхню вздовж осей жолобів зі сторони континентів, опускання кори змінюється підніманням, що зумовлене тут нагромадженням зім'ятих в складки осадків, а також накопиченням продуктів вулканічної діяльності. Процеси метаморфізму і гранітоутворення, які супроводжують магматичні прояви, призводять також до збільшення потужності легшої континентальної кори, а це, в свою чергу викликає її ізостатичне спливання і утворення первинних гірських споруд.

Відроджені гірські області, а також міжгірські та передгірські прогини формуються під дією напруг, які виникають внаслідок зіткнення континентальних плит. Цей процес супроводжується підвищенням теплового потоку, що, відповідно, сприяє підніманням астеносфери та інтенсивним висхідним рухам і, як результат, росту підняття. Денудація склепінної частини останнього внаслідок ізостації сприяє подальшому їх підніманню, а накопичення осадків у прогинах – опусканню. Ізоастазія спричиняє також опускання територій покритих материковими льодовиками, такими як антарктичний або гренландський. Звільнення від крижаного покриву, відповідно, обумовлює піднімання територій завдяки зняття навантаження на кору. При вертикальних рухах, особливо висхідних, земна кора зазнає диз'юнктивних порушень, що призводить до утворення в склепінних частинах підняття серій розломів. Одночасно ці ділянки зазнають і своєрідного розтягування, тобто горизонтальних рухів, що спричиняє утворення рифтів. При цьому центральні частини цих рифтів опускаються, а краї розходяться в протилежних напрямках. Таким чином у природі відбувається періодична трансформація вертикальних рухів у горизонтальні та навпаки. Цей безперервний процес є наслідком тісного взаємозв'язку і взаємообумовленості ендегенних і екзогенних процесів і виділити тут домінування одного з них неможливо. Будь який з процесів з одного боку спричиняє порушення природної рівноваги в межах окремої природної системи Землі, і разом з тим, направлений на відновлення цієї рівноваги в іншій системі. Таким

чином, тенденція до досягнення природної рівноваги в кожній з систем різного рівня організації природної речовини і є основною причиною розвитку Землі загалом і земної кори зокрема.

Запитання для самоконтролю

1. Охарактеризуйте основні положення гіпотези піднімання М.В.Ломоносова.
2. В чому полягає суть пульсаційної гіпотези ?
3. Розкрийте загальні положення гіпотези дрейфу материків А.Вегенера.
4. В чому полягає суть концепції глибинної диференціації речовини В.В.Білоусова ?
5. Охарактеризуйте основні положення тектоніки літосферних плит
6. Що таке спрединг океанічного дна і на основі яких результатів він був відкритий ?
7. Що таке зона субдукції ?
8. Охарактеризуйте основні причини виникнення горизонтальних рухів.
9. Охарактеризуйте основні причини виникнення вертикальних рухів.
10. Покажіть взаємозв'язок горизонтальних і вертикальних рухів.