

5. ЕКЗОГЕННІ ПРОЦЕСИ І РЕЛЬЄФ

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. *wetter* " – 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 еволюційний 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 піддаватися 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.

5.1. Вивітрювання і рельєфоутворення

Вище зазначалось, що під вивітрюванням слід розуміти сукупність фізичних, хімічних та біологічних процесів, які ведуть до перетворення та руйнування гірських порід і мінералів в при поверхневій 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 *зіпєргєнезу* (грецьк. "зіпєр")

над, зверху). Інтенсивність вивітрювання залежить від клімату, рельєфу, ступеня розвитку органічного світу та часу. Різноманітне поєднання 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.

5.1.1. Фізичне 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 приводить 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 полі мінеральних гірських породах, тобто породах, складених з декількох мінералів. Відомо, що різні мінерали характеризуються різними коефіцієнтами об'ємного розширення, внаслідок чого, 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 (являє анізотропію). Так, значення коефіцієнту лінійного розширення у кристалі 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 моно мінеральних 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 темnobарвні мінерали. Відповідно, темnobарвні, 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 наштовхується на залишкове розширення порід від денного нагрівання і в результаті виникають тріщини та відбувається відшаровування по них лускоподібних шматків породи.

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 потрапляє у пори або тріщини гірських порід, де вода замерзає, її об'єм збільшується на 9-10%, при цьому виникає величезний

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 прогрівається, 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, рідкі 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.

5.1.2. Хімічне вивітрювання

Одночасно з фізичним вивітрюванням в областях, які характеризуються промивним типом режиму зволоження, відбуваються проце-

си, 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 умови 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 розчинитися в холодній воді (при 0 °С) майже вдвічі вища за таку ж у теплих водах (при 25 – 30 °С), 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 поріг знаходиться приблизно на глибині 1000 м, а на заболочених рівнинах він 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 органічні 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 летких 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 гістоподібному 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 внутрішньої напруги, що призводить до утворення численних тріщин і навіть до зміни первинного залягання порід.

Розчинення, або перехід мінеральних речовин в розчинини 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.

Підпорядковане 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 *гальміроліз*.

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 луки, лужноземельні сполуки та приєднання гідроксильних іонів, що призводить до утворення слабкорозчинних 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 алюміди (біотит, 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.

5.1.3. Біогенне вивітрювання

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 визільнюється 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, витоки якої знаходяться у випромінюваній енергії Сонця. Жива речовина є формою активізації матерії, і ця енергія тим більша, чим більша маса живої речовини”*.

Подальший розвиток ідеї В. Вернадського про геологічну роль організмів отримали в працях Б. Полинова, О. 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 зовнішній поверхні після їхнього відмирання з'являються заглиблення, значинені 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 поживної 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 докілья 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.

5.1.4. Продукти вивітрювання і його роль у рельєфоутворенні

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 підстилають. 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 вилугування);
- 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 дрібноуламкова 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.

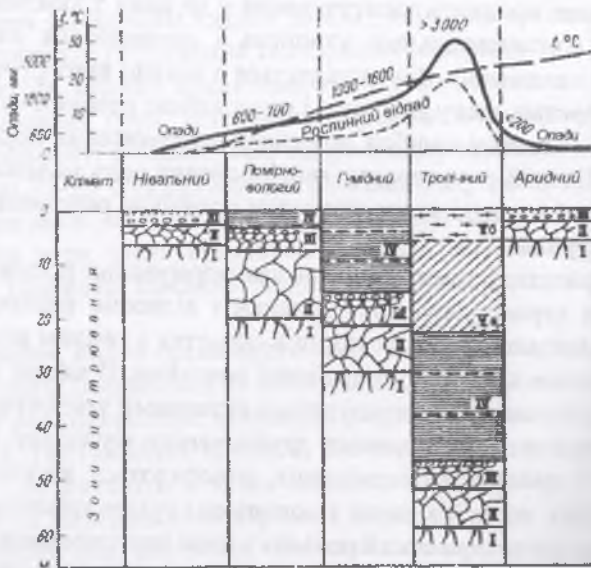


Рис.5.1. Схематичний розріз кори вивітрювання в різних кліматичних зонах.

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

Інтенсивність процесів вивітрювання залежить від кліматичних обставин, а це, в свою чергу, зумовлює утворення різних типів кори вивітрювання. В областях полярного та нівального (холодного) клімату

ту, де переважає морозне вивітрювання, профіль кори характеризується чітко вираженими трьома зонами (знизу догори): монолітна (прихованої тріщинуватості) (I), брилева та щебінчаста з ознаками жорств'яно-піщанистої (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 гідролюдистого 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, елювій 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 щільних порід грубо- та дрібноуламкової будови, що нагадує панішр. 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 поділяють на *площові* і *лінійні*. Площові кори вивітрювання займають великі території і у вигляді чохла перекривають материнські породи, з яких вони утворилися. Здебільшого це пластоподібні за формою та фізичні 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 жиллоподібною формою. Протяжність таких тіл за простяганням досягає со-

тень 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 щільних 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 веде 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 вивітрюваності, або *коефіцієнт вивітрюваності порід*. Він показує відношення величини щільності вивітрілої породи до щільності тої самої, але свіжої, не вивітрілої 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 конетрукції укосів бортів останніх, а також при підрахунках запасів кондиційних блоків природних будівельних матеріалів і при встановленні потужності зони змизу 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 щебінь, 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 розсипні 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 пере-

твореннях 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.

Вивітрювання не приймає безпосередньої участі в рельєфотворенні, але опосередковано впливає на цей процес, через інші екзогенні процеси та чинники. Продукти вивітрювання легко піддаються перенесенню з одного місця на інше такими природними явищами, як вітер, площинний стік дощових і талих вод, тощо. В результаті в одних місцях, звідки елювій переміщений, свіжі поверхні гірських порід знають нового впливу зовнішніх чинників і підлягають вивітрюванню, а інших місцях, це зазвичай понижені форми рельєфу, відбувається накопичення продуктів вивітрювання, що призводить до нівелювання (вирівнювання) рельєфу. Окрім того самі продукти є матеріалом для формування акумулятивних форм рельєфу, а зміна фізико-механічних властивостей гірських порід сприяє розвитку ерозійного рельєфу.

Заяпитання 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 кори вивітрювання?
6. Охарактеризуйте профіль кори вивітрювання в областях з гумідним і аридним кліматом.
7. В чому полягає роль вивітрювання у рельєфотворенні?

8.2. Геологічна робота вітру і її роль у рельєфоутворенні

Вітер – це один з найважливіших екзогенних чинників. Під його впливом змінюється рельєф Землі, а також утворюються своєрідні породи. Зазвичай геологічну роботу вітру називають *еоловими процесами* (від імені бога вітрів *Еол*), групу порід, які при цьому утворюються – *еоловими породами*, а рельєф – *еоловим рельєфом*.

8.2.1. Загальна характеристика геологічної роботи вітру

Геологічна робота вітру складається з наступних видів:

- дефляції (лат. “дефляціо” – видування, розвіювання);
- коразії (лат. “коразіо” – обточувати, здиратати);
- 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 – другі. 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, порешини, 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 соляних 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 ил, 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 виступів 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 вилученням 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 мають 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. 5.2. Грибоподібна форма скель, створена еоловими процесами.



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 направлених 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 часточок, 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 піщаним 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, пил) піднімається на висоту в декілька кілометрів і переноситься в завислому стані на сотні та тисячі кілометрів. Відомі випадки, коли еоловий пил Сахари досягав країн Західної Європи.

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 похилий або перехресна верстуватість, яка вказує на напрямок транспортування матеріалу.

Еолові леси – це своєрідний генетичний тип континентальних відкладів, що утворюються шляхом накопичення порошин, які в závisлому 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 верстуватості;
- 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.

5.2.2. Еолові форми рельєфу

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 *кирми*; акумулятивні або піщані, котрі в Середній Азії відомі як *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 поверхневого 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 солончакові пустелі, вкриті тонкою щільною кіркою солі, яка утворюється внаслідок підняття на поверхню по порах і капілярах та випаровування підземних вод, насичених галоїдними сполуками.

Пустелі, як макро- і мезоформи рельєфу, ускладнені морфоскульптурними мікроформами, складеними еоловими пісками і лесами, 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 півмісяць і розташовуються перпендикулярно панівному напрямку вітру (рис. 5.4). Навітряний схил бархана довгий та пологий ($10-15^\circ$). Він здебільшого покритий поперечними до напрямку вітру знаками брижів, що нагадують брижі на поверхні води. Підвітряний схил короткий та крутий, кут нахилу його поверхні становить $32-35^\circ$. 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 поєднуються один з одним, утворюючи барханні ланцюги (рис. 5.5). Їхня висота може досягати 60-70 м і більше.



Рис. 5.4. Форма бархана.

Поперечні піщані пасма характерні для пустель, де переважають вітри одного або близьких напрямків, і де немає ніяких перепон, які б уповільнювали швидкість вітру (рис. 5.6). В таких умовах горизонтальний рух вітру співпадає з висхідними та низхідними

течіями повітря. В результаті виникають відносно низькі симетричні гряди, розділені пониженнями різної ширини. Саме в таких умовах особливо яскраво проявляється поєднання та взаємодія дефляції, ш-

Екзогенні процеси і рельєф



Рис. 5.5. Основні форми еолового рельєфу (за Б.О. Федоровичем).

1 – щитоподібна дюна; 2 – ембріональний бархан; 3 – молодий бархан; 4 – півмісячний бархан; 5 – парний бархан; 6 – барханний ланцюг; 7 – комплексний барханний ланцюг; 8 – груповий ланцюг; 9 – барханне пасмо; 10 – барханне пасмо з комплексними діагональними ребрами.

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**.

Утворена дюна поступово пересувається вглиб суходолу і на її місці виникає яма, і так з'являється грядка, що призводить до формування ланцюгів паралельних дюн. Окрім прямолінійних дюн в природі мають місце також дугоподібні дюни, які ще називають параболічними (рис. 5.7). Вони виникають, коли їхні краєві частини закріплені рослинністю або зволоженням, а найактивніші завдяки перевітанню піску, просуваються вперед.

Дюни, на відміну від еолових пісків, утворюють платоподібні форми рельєфу, характерною особливістю яких є розвиток густої мережі



Рис. 5.6. Схема утворення піщаних гряд та міжгрядових понижень (за Б.О. Федоровичем).

ярів, водоріїв, що обумовлено високою пористістю порід та здатністю до розмивання.



Рис. 5.7. Параболічні дюни.

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 культурних 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 гірські породи утворюються в результаті еолових процесів?

5. Які форми рельєфу утворюються в результаті геологічної діяльності вітру?

Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «Поширення еолових форм рельєфу на території України».

5.3. Геологічна діяльність поверхневих текучих вод і їх роль у формуванні рельєфу

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

5.3.1. Геологічна діяльність вод площинного стоку і тимчасових руслових потоків та їх роль у рельєфоутворенні

Площинний стік зі схилів об'єднує дощові та снігові води, які стікають у вигляді снігового 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 накопичений на шляху матеріал відкладається (акумулюється) безпосередньо біля підшви схилу або в межах прилеглої частини (рис. 5.8). Такі відклади, які утворилися площинним стоком води зі схилів, називаються *делювіальними відкладами* або *делювієм*, (лат. *deluvium* – зливаю). 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.

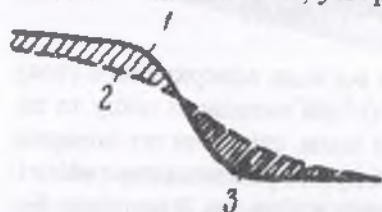


Рис. 5.8. Схема утворення делювію.

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

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 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, в 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 0,3 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 2-10м, 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 – вапни, 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 неупорядкованим уламковим матеріалом місцевих порід.

В лісостепових областях та степах спостерігаються яроподібні форми рельєфу з розширеним дном і пологими схилами, вкритими дерниною 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 каналів, які зливаються, утворюючи разом єдиний водозбірний басейн. Навіть по схилах вода рухається по одному руслу. Ця ділянка гірсько-

го 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. 5.9). 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.

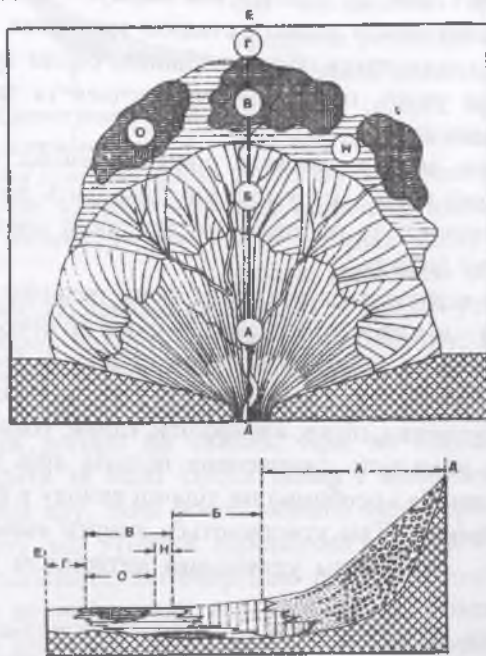


Рис. 5.9. Схема будови конуса виносу в плані та розрізі (за В.К. Кудряшовим)

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 виходу та гірського схилу.

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 піщаним та суглинкостим 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 грязекам'яні потоки (суміш різних за розмірами уламків гірських порід, ґлилу 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 *селами*, а в Альпах – *мурами*. Нерідко вони носять катастрофічний руйнівний характер.

?. Геологічна діяльність рік

Особливу роль при геологічній діяльності поверхневих вод належать *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 об'єму 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 знає опору через тертя об породи, які складають русло. Швидкість течії також змінюється і на шляху ріки, що зумовлено наявністю перекатів 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 річці: високий горизонт, що відповідає повені, і низький меженний горизонт, або межень, що настає 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 транспортуванню 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 приток 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 (відрізок АБ на рис. 5.10) максимальна ерозія буде відбуватися в нижній його частині (відрізок 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 дно ріки займе положення а₁б₁бБ. В подальшому посиляться ерозія вище точки а₁ і т.д. В кінцевому результаті русло поглибиться настільки, що замість первинного прямолінійного профілю (АБ), виробиться плавна крива лінія (Аб₁б₁бБ), 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.

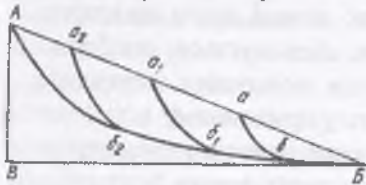


Рис. 5.10. Схема формування поздовжнього профілю ріки.

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 піднімають їх підніжжя внаслідок во доверті. 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. 5.11).

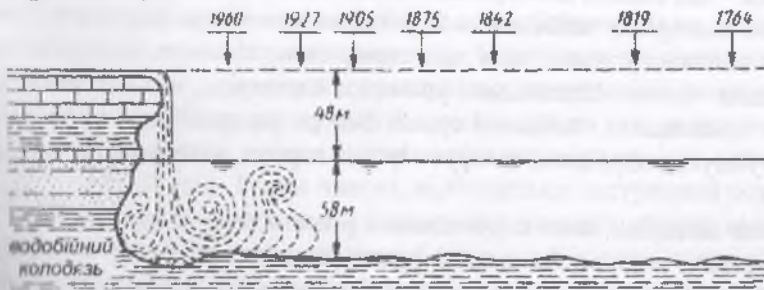


Рис. 5.11. Канадська частина Ніагарського водоспаду і його просування догори за течією (за С.К.Гільбертом).

Місцеві базиси 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 виступатиме 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 плавний.

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, міститься 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 пере-

міщення 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. "аллювіо" – *наміє*). 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. 5.12, А).

При постійному підмиванні, берег стає обривистим та поступово відступає, збільшуючи крутизну вигину. Одночасно на протилежному березі відбувається поступове нарощування прируслової мілини (рис. 5.12, 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 намивного берега, який під час повеней періодично заливається водою. Ця частина долини ріки називається *заплавою*, або *заплавною терасою*. В результаті такого розвитку ріки поперечний профіль її долини набуває плоскодонної або коритоподібної форми. Заворот та коліна стають ще більш вигнутими і в плані нагадують сідель, розділених вузькими перешийками (рис. 5.13). 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 вигину 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*.

Формування алювіальних відкладів, як продуктів геологічної діяльності річок, супроводжується певними змінами в рельєфі земної поверхні, спричиненими виникненням своєрідних річкових акумулятивних форм. До останніх належать, як вже зазначалося, заплави, заплавні тераси, дельти та естуарії, які також відрізняються складом алювіальних відкладів.



Рис. 5.12. Стадії формування прируслових мілин

А – початкова стадія в плані та розрізі; Б – розширена прируслова мілина утворена в процесі прогресуючого розвитку долини річки

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 старець та проток.

На ділянці, де центральна частина заплави стикається з корінним схилом долини, спостерігаються осипи та осуви, які утворюють делювій схилів (рис. 5.14, а).

Так, наприклад, заплави молодих рік, що характеризуються високою кінематичною енергією води, яка скерована на дошну 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.



Рис. 5.13. Схема розвитку річкових меандр.

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

Елементи рельєфу заплава 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 верстуватості та текстури. Тут спостерігається закономірне занурення осадків зверху донизу, що призводить до розташування галечників з прошарками піску в нижній частині розрізу верстви (рис. 5.14, б).

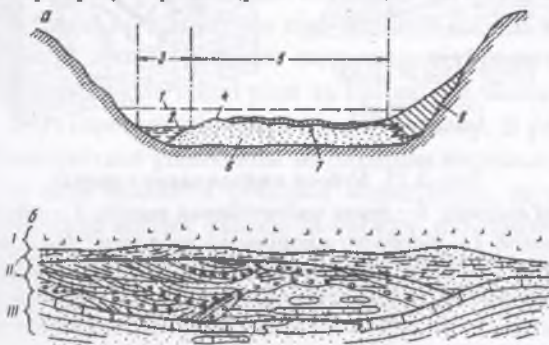


Рис. 5.14. Річкові акумулятивні форми.

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

б – верстуватість відкладів: I – суглинки; II – алювій; III – піски та піччюки.

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. 5.15, а). За співвідношенням алювіальних та корінних порід тераси поділяються на акумулятивні (тераси накопичення), ерозійні (тераси розмивання) і цокольні (рис. 5.15, б).

До **аккумулятивних** 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 аккумулятивних, 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 аккумуляції впродовж розвитку ріки.

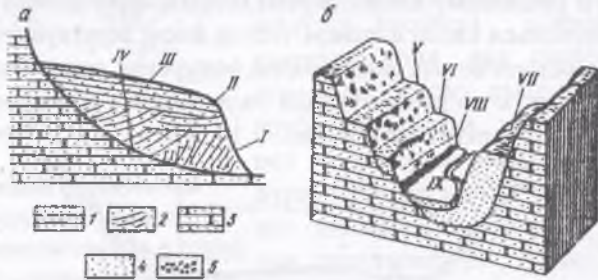


Рис. 5.15. Будова надзаплавних терас.

а – будова тераси; *б* – типи надзаплавних терас: 1 – заплавний алювій; 2 – русловий алювій; 3 – нісковики в корінному заліганні; 5 – осипи.

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

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 аккумулятивних форм рік належить гирловим частинам, тобто місцям впадіння ріки в морський, озерний або океанічний басейни. 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, вислідок 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 виносу принесеного рікою матеріалу в відкритий басейн. Залежно від співвідношення кількості матеріалу,

який накопичується в гирлах рік та виноситься у відкриті водні басейни, гирлові частини рік поділяються на два типи – дельти та естуарії (рис. 5.16).

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 прилеглій 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.

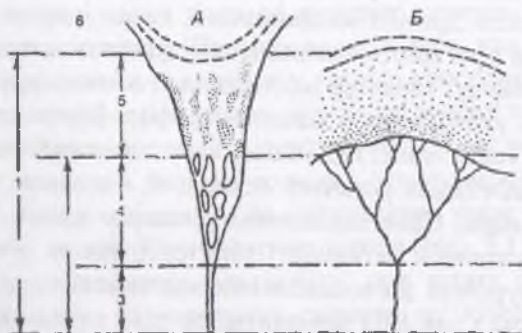


Рис. 5.16. Гирлові частини рік
(за М.В.Самойловим).

А – естуарій; Б – дельта; 1 – гирлова область; 2 – приморська ділянка ріки; 3 – присирлова ділянка ріки; 4 – гирлова ділянка ріки; 5 – передгирлове приморське узбережжя; 6 – передгирлова частина моря.

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, нахилоною 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 **ліманів**.

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.

Заяпитання для самоперевірки

1. Що таке поверхневі води ?
2. Які відклади утворюються внаслідок площинного стоку вод ?

3. Охарактеризуйте схему утворення делювію.
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?

Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «Основні ріки України».

5.4. Геологічна діяльність підземних вод і їх роль у формуванні кругообігу

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. 5.17). 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 материка, де за сприятливих умов вона конденсується і випадає у вигляді атмосферних опадів (рис. 5.17). Так відбувається формування великого кругообігу, при якому більша частина опадів, що випадають на материках, стікаючи по поверхні і через ріки швидко попадає в океан. Друга частина опадів просочується у гірські породи і поповнює підземні води, утворюючи підземний стік, а частина швидко 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 (інфіль-

трація) 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.



Рис. 5.17. Кругообіг води в природі.

5.4.1. Загальні відомості про підземні води

Нижче земної поверхні вода локалізується в порах, різноманітних порожнинах і тріщинах порід-колекторів (лат. "колектор" – цей, що збирає), які 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: $n = \frac{V_p}{V}$; або в

процентах $n = \frac{V_p}{V} \cdot 100$, де n – пористість порід; V_p – 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 знає 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 вологоємність**, коли вода заповнює всі пори, включаючи і тонкі капілярні, та **максимальну молекулярну вологоємність**, яка характеризується кількістю води, що утримується в породи силами молекулярного зчеплення після того, як вся гравітаційна вода стілає з породи. Різницю між повною та максимальною молекулярною вологоємністю називають **водовіддачею** гірської породи. На практиці використовують питому водовіддача, що дорівнює кількості вільної води, яку можна 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 фізичного 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 силам і може бути вивільнена при нагріванні до температури не меншої ніж 105-110 °С.

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. У суглинках вона може досягати 2 метрів і більше, а в грубозернистих пісках не перевищує декількох сантиметрів.

Кранельнорідка, 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 представлений 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 підпорядковане 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 скотаніх.

Морська вода з розчиненими в ній солями насичує мулисті відкладення, 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-келекторах. Сприятливі умови для формування седиментогенних підземних вод виникають на великих глибинах (декілька кілометрів) внаслідок перевертання шлеврито-глинистих та піщанистих відкладів потужними товщинами 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. 5.18). Потужність верховодки складає 0,5-1,0, рідко 2-3 м, і її рівень залежить від кліматичних умов та їх змін. Враховуючи, що води верховодки належать до інфільтраційних, найбільшої потужності вони досягають весною та осінню, в період максимального випадання атмосферних опадів. При незначній кількості останніх верховодка може зникати зовсім.

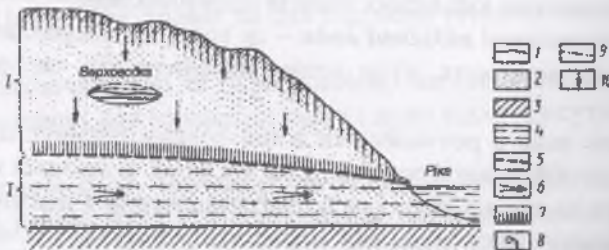


Рис. 5.18. *Схема розташування ґрунтових вод і верховодки в масиві гірських порід*

I – зона аерації; *II* – зона насичення; 1 – поверхневі та капілярно-підвишені води; 2 – підщані водонепроникні породи; 3 – водонепроникні породи; 4 – верховодка; 5 – рівень ґрунтових вод; 6 – напрямок руху ґрунтових вод; 7 – ґрунтові води; 8 – зона аерації.

– капілярно-піднята вода; 8 – низхідні джерела; 9 – рівень верховодки; 10 – напрямок інфільтрації вод.

Грунтові води, на відміну від верховодки, користуються значним поширенням. Це води першого від поверхні землі водоносного горизонту, який залягає на першому від поверхні водотриві (рис. 5.18). 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, а **водотривке ложе** – це водонепроникні породи, які підстеляють 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 – трихованим субкавальним розосередженням способом, від берегами 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, яку називається **депресійною** (рис. 5.19), а сам процес руху води називається **фільтрацією**. Остання залежить від нахилу дзеркала ґрунтових вод, гідравлічного (напірного) градієнта, а також від водонепроникних 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 гідравлічному градієнту (J) і визначається за формулою $S=R \cdot J$, де $J = \frac{h}{e}$ (h – різниця висот; e – пройдена відстань).

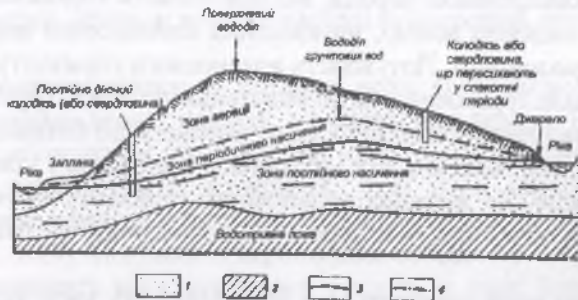


Рис. 5.19. Схема залягання та руху ґрунтових вод у вододільному масиві

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. 5.19) та характеризується постійним обводненням.

Окрім ґрунтових вод в земній корі мають місце також *безнапірні міжпластові води*, які відрізняються від перших тим, що знаходяться між двома водостійкими верствами (рис. 5.20). Живлення таких горизонтів відбувається не по всій площі поширення водоносного шару, а лише в місці виходу останнього на поверхню. Здебільшого такі води користуються розвитком в районах з розчленованим рельєфом і залягають вище базису ерозії. Вони не заповнюють повністю водоносного шару, не досягають водотривкої покрівлі і характеризуються вільною не напірною поверхнею. Завдяки розкриттю водоносних та водотривних контактів на схилах ярів та долин рік такі води утворюють джерела і таким чином набувають проточних властивостей, а їх переміщення підпорядковується законам тяжіння.

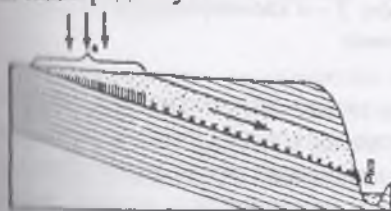


Рис. 5.20. Схема залягання міжпластових безнапірних вод.

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 монокліна-

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

льним залягання гірських порід. У першому випадку водоносні верстви прогнуті у вигляді мульди і областю живлення підземних вод є ділянки виходу на поверхню водо-

носного шару (рис. 5.21). Атмосферні опади, які проникають у водонепроникні верстви шляхом інфільтрації та рухаються до середньої частини 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.

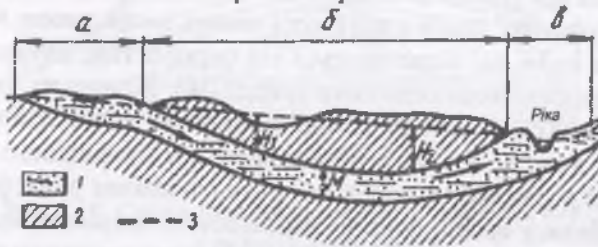


Рис. 5.21. Схема будови артезіанських басейнів при мульдоподібному заляганні порід

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 – п'єзометричні рівні водоносних горизонтів.

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 водонепроникні породи, переміщуючись по падінню верстви, досягає глини, 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.

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 колодзями (рис. 5.22).

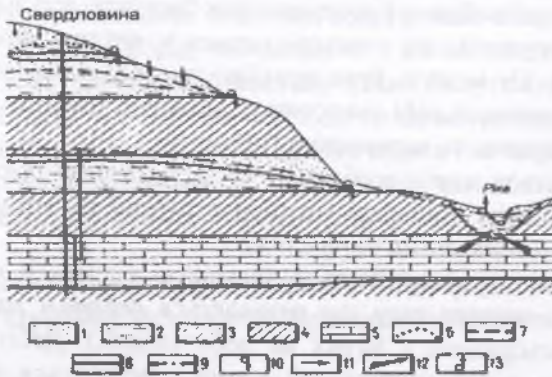


Рис. 5.22. Схематичний гідрогеологічний розріз частини річкової долини (за П.П.Климентовим).

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 безнапірної води; 12 – дренаж артезіанських вод; 13 – висхідні джерела.

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

зійних 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 *контактові джерела*. При ярусній будові схилів можливий вихід на поверхню декількох низхідних контактових джерел, приурочених до підшови водоносних горизонтів. Здебільшого джерела являють собою поодинокі розрізнені виходи підземних вод, проте іноді зустрічаються також протяжні лінійні виходи вод контактового типу.

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 віддавати 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 мало- та 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 воду.

носні 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 вилугування 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 вола використовуються прісні води з мінералізацією до 1 г/л; слабкосолені та солонуваті 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^{2+} . Співвідношення зазначених шести іонів визначають основні властивості підземних вод – лужність, солоність та жорсткість (рис. 5.23). В залежності від аніонного складу розрізняють три типи води: 1) гідрокарбонатні; 2) сульфатні; 3) хлоридні та

ряди гідро-карбонатно-сульфатних, хлоридно-сульфатних і вод більш різноманітного складу. За співвідношенням з катіонами вони можуть бути кальцієвими, магнієвими, натрієвими або змішаними кальцієво-магнієвими, 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-магнієві, а солонуваті – сульфатно-кальцієво-магнієві.

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.

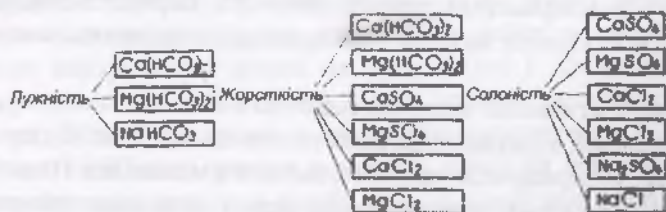


Рис. 5.23. Поєднання хімічних елементів, які визначають властивості води.

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 вилугування та виносу солей, які формуються в умовах, що забезпечують перевагу підземного стоку над випаровуванням. При просуванні з пів-

ночі 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 ризик 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.

5.4.2. Геологічна і геоморфотворча робота підземних вод

Окрім дуже важливих функцій забезпечення життя на Землі, підземні води проводять також і велику геологічну та рельєфотворчу роботу, яка проявляється в карстових і зсувних процесах.

Карст – це особливий процес розчинення, або вилугування, 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 картуванню, належать солі, гіпс, вапняки, доломіти та крейди відклади. Відповідно з цим, роз-

різняють 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:

1) *карри*, які являють собою незначні заглиблення у вигляді вибоїн, промоїн та борозн глибиною від декількох сантиметрів до 1-2 м (рис. 5.24);

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

3) *карстові вирви*, або лійки. Останні є найпоширенішими серед 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 склепін підземних карстових порожнин. Найбільшими за розмірами поверхневими карстовими формами є *карстові улоговини* (рис. 5.25), *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. 5.26). На дні печер можуть бути озера, або протікати підземні потоки, які сприяють не тільки хімічному вивітрюванню шляхом вилуговування легкорозчинних порід, але й ерозії (розмивання) стінок каналів та печер. Наявність постійного потоку в печерах нерідко пов'язане з поглинанням вод поверхневого річкового стоку.

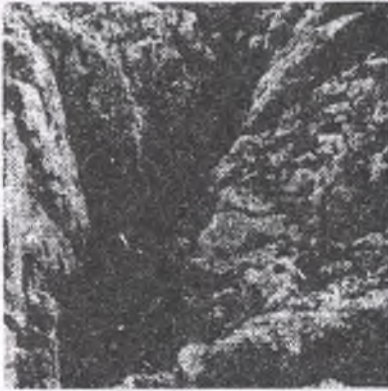


Рис. 5.24. Карри і понори на нижньому плато Чатирдагу в Криму.



Рис. 5.25. Карстова улоговина Бештекне 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 залишків (після розчинення) утворення, які дістали назву *терра-росса* (червона земля); 2) обвальні накопичення, які є продуктами обвалу склепін 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 донизу, та *сталагміти*, які ростуть навпаки, знизу догори (рис. 5.27).

Покритий карст відрізняється від поверхневого тим, що закарстовані утворення перекриваються нерозчинними або слабо розчинними гірськими породами. Форми поверхневого вилугування 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 розташовані нижче карстові порожнини і, таким чином, утворюються вирази просідання.

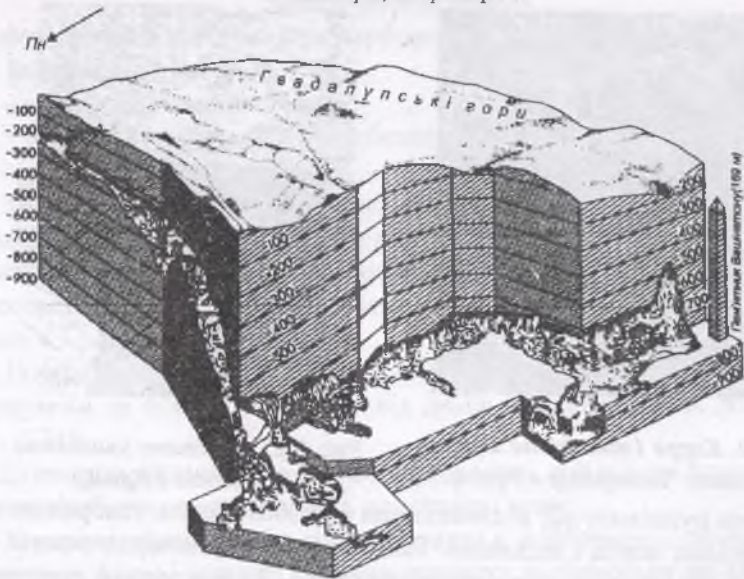


Рис. 5.27. Блок-діаграма Карлсбадської печери в штаті Нью-Мексіко (за М.М.Свінгом).

Ступінь закарстованості масивів розчинних порід залежить від гідродинамічних умов. Враховуючи характер руху та режим підземних вод, Д.С.Соколов виділив декілька гідродинамічних зон (рис. 5.28): 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 характерне горизонтальне переміщення мас води при високому її рівні, та вертикальний рух, що спричиняє направлене вилугування 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. 5.27. Сталактити (а) і сталагміти (б) в Новоафонській печері на Кавказі.

Вивчення карсту має велике практичне значення при вирішенні цілої низки народногосподарських завдань. 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 попередження і ліквідації обводнення та затоплення останніх. При гідротехнічному будівництві карстові підземні канали можуть бути основною причиною витоку 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.

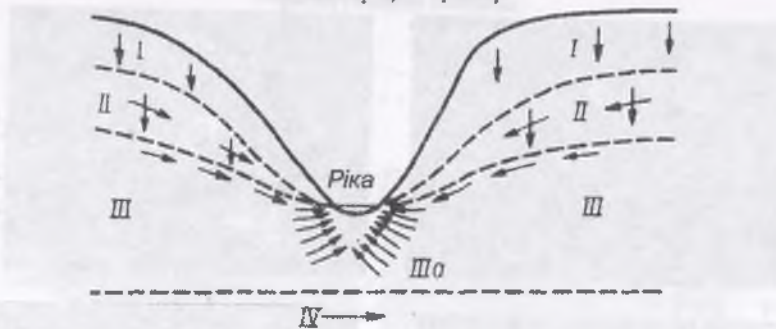


Рис. 5.28. Гідродинамічні зони в карстовому масиві
(за Д.С.Соколовим)

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.

З діяльністю підземних та поверхневих вод пов'язані також різноманітні зміщення 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 5.29, де пунктиром показано первинне положення схилу та будова його одноактного осуву. Поверхня, по 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*. 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. 5.30). Такі осуви ще називаються *деляпсивними* (лат. “деляпсу” – 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 долин утворюються горби випинання.

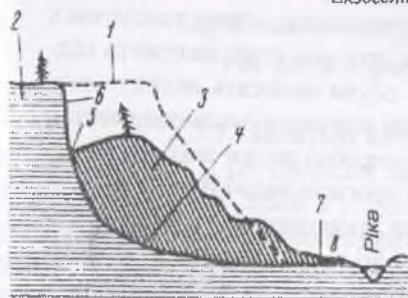


Рис. 5.29. Схема зсувного схилу
1 – первинне положення схилу; 2 – не порушений схил; 3 – осувне тіло; 4 – поверхня ковзання; 5 – тильовий шов; 6 – уступ; 7 – підосова осуву; 8 – джерело.

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 боку останніх (підземних вод) відбувається видавлювання лілової частини водоносного шару і, як наслідок, осування порід, які залягають вище.

До виникнення осувів може призвести також похиле залягання порід 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 підрізання схилів, збільшення їхньої крутизни, додаткове навантаження на схили, спричинене будівництвом різних споруд, руйнування пляжів, тощо.

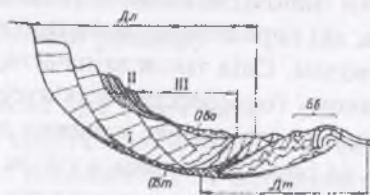


Рис. 5.30. Схема будови складного осуву (за Є.В. Шанцером)

Дл – делятивна частина осуву;
Дт – детрузивна частина осуву; Гп – горби вишання; Збт – осувні брекчії тертя; Вбз – відкладені осувні брекчії; I – осуви першого ступеню; II – осуви другого ступеню; III – потоковий осув третього ступеню.

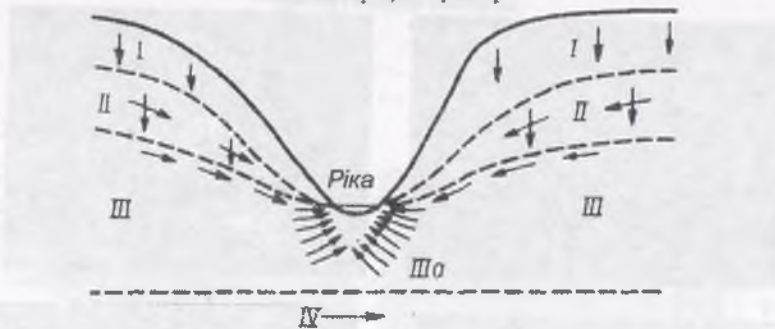


Рис. 5.28. Гідродинамічні зони в карстовому масиві
(за Д.С.Соколовим)

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.

З діяльністю підземних та поверхневих вод пов'язані також різноманітні зміщення 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 5.29, де пунктиром показано первинне положення схилу та будова його одноактного осуву. Поверхня, по 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*. 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. 5.30). Такі осуви ще називаються *деляпсивними* (лат. “деляпсу” – 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 долин утворюються горби випинання.

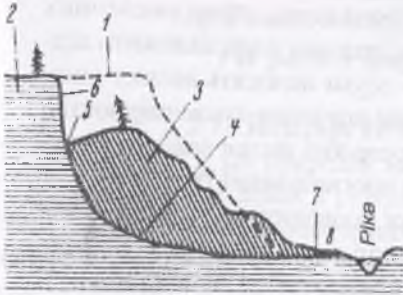


Рис. 5.29. Схема зсувного схилу
1 – первинне положення схилу; 2 – не порушений схил; 3 – осувне тіло; 4 – поверхня ковзання; 5 – тиловий шов; 6 – уступ; 7 – підшоша осуву; 8 – джерело.

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 боку останніх (підземних вод) відбувається видавлювання глинистої частини водоносного шару і, як наслідок, осування порід, які залягають вище.

До виникнення осувів може призвести також похиле залягання 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 підрізання схилів, збільшення їхньої крутизни, додаткове навантаження на схили, спричинене будівництвом різних споруд, руйнування пляжів, тощо.

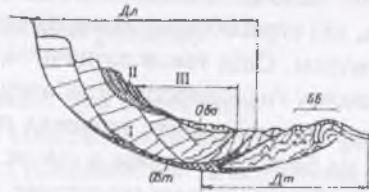


Рис. 5.30. Схема будови складного осуву (за Є.В. Шанцером)

Дл – депресивна частина осуву;
Дт – детрузивна частина осуву; Гп – горби випинання; Збт – осувні брекчії тертя; Вбз – відкладені осувні брекчії; I – осуви першого ступеню; II – осуви другого ступеню; III – потоковий осув третього ступеню.

Таким чином, як випливає 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.

Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «Осуви на території України і причини їх розвитку»

5.5. Геологічна діяльність льодовиків і їх роль у формуванні рельєфу

5.5.1. Загальні відомості про льодовики

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 починає танути 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 сніжинок. 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 нагущеною кристалізацією утвореної водяної пари. Пружність пари в приповерхневій частині льоду залежить від температури, розмірів та форми кристалів. Чималими за розміром кристалами пружність пари більша, а над малими – 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 *глетчерний* 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 своєрідна 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 положення 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. 5.31).



Рис. 5.31. Положення снігової лінії (Н) в залежності від географічної широти місцевості.

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 фірні і лід.

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 малопопулярні льодовики високогірних районів, приурочені до різноманітних депресивних форм рельєфу, якими є западини, долини рік, ущелини, тощо. Такі льодовики

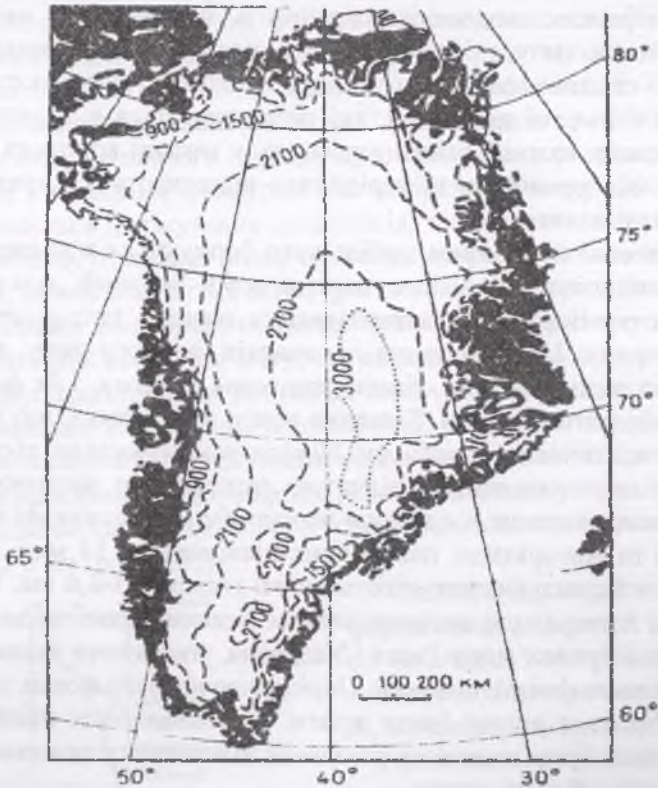
Область живлення гірських льодовиків розташовується вище снігової лінії і приурочена до улоговин та западин, облямованих високими хребтами та вершинами. Рух льоду здійснюється лінійно по долинах, між крутими схилами яких повільно течуть крижані потоки або, як їх ще називають, язики.

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

Материкові льодовики здебільшого формуються в полярних районах і розташовуються майже на рівні 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 центральною частиною (рис. 5.32). 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 кілометрів у довжину, а висоти сягає 200 і більше метрів.

До льодовиків 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. Перебуваючись, проміжні льодовики використовують для стоку долини рік, ущелини та круті схили, що надає їм подібності до льодовиків гірського типу. За розмірами вони поступаються материковим льодови-

кам, 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.



5.32. Рис. Материковий льодовиковий щит Гренландії та ізогінси його поверхні

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 міжглетчерного льоду фірнових басейнів, які знаходяться під великим тиском шарів криги та снігу, що залягають вище. Завдяки зазначеним особливостям глетчерний лід підніжжя льодовиків набуває властивості

тей 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'язко-пластичний 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 зсуви 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. 5.33). Одночасно, при русі криги збільшується *абляція* (лат. "абляціо" – *тесення*), 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 підкрижаного ложа. Вивчення льодовиків показало, що вони *зазвичай 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. 5.33. Схема динаміки льодовикового щита (за Є. В. Шанцером)

А – область живлення льодовика; Б – область абляції; В – зона екзарації; Г – зона акумуляції; H_0 – максимальна потужність криги, при якій можливе накопичення основної морени: 1 – надходження опадів (снігу); 2 – поверхневе 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.

5.5.2. Геологічна робота і рельєфотворча роль льодовиків

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. "екзараціо" – виорювання). Особливо інтенсивно вона проявляється за наявності потужних товщ криги, що спричиняє великий тиск на крижане ложе. Руйнівна робота значно підвищується завдяки уламкам гірських порід, захоплених льодовиком в процесі руху та вмержлих у його придонні частини. "Навантажений" уламковим матеріалом льодовик, рухаючись, дробить, перетирає, шліфує поверхню твердих скельних порід, що його підстеляють. Ш

щані 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 подряпин, 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 трюги.

Кари, як вже зазначалося вище, – це кріслоподібні поглиблення (рис. 5.34). 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.

Льодовикові цирки – це великі чашоподібні западини, які мають форму амфітеатрів і являють собою частини верхів'їв гірських 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 і дія талих вод.

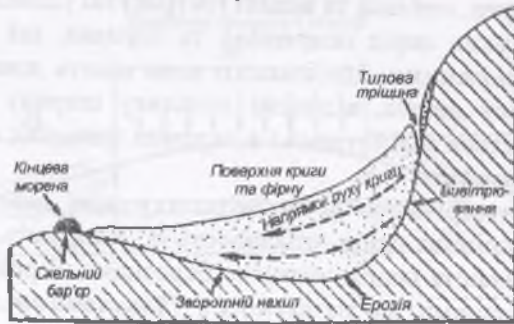


Рис. 5.34. Поздовжній розріз кару та карового льодовика (за Р. Гресвеллом).

Льодовикові долини, або *троги* (нім. "трог" – *корито*), розвиваються здебільшого успадковуючи ерозійні гірські долини. Льодовики, рухаючись по гірських долинах, проводять інтенсивну екзарцацію їхніх бортових частин та ложа. В результаті долина розширюється, поглиблюється, а її поперечний профіль набуває V-подібної форми з плоским дном (рис. 5.35, А). Поздовжній профіль характеризується наявністю низки поперечних скельних виступів, які називаються *ригелями* (рис. 5.35, Б). Їх виникнення зумовлене різною твердістю та міцністю гірських порід на різних ділянках ложа, що відповідно впливає на інтенсивність льодовикової екзарцації.

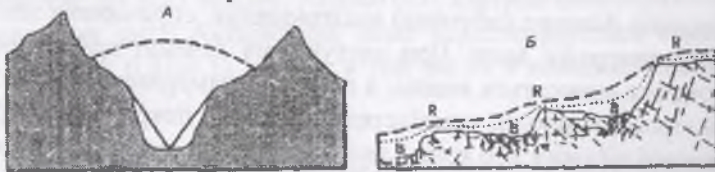


Рис. 5.35. Схема трогової долини.

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 улам-

ків, 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. 5.36).

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 втаюванні внутрішньої морени. Вони, як і бічні морени, характеризуються вало- та пасмоподібними формами.

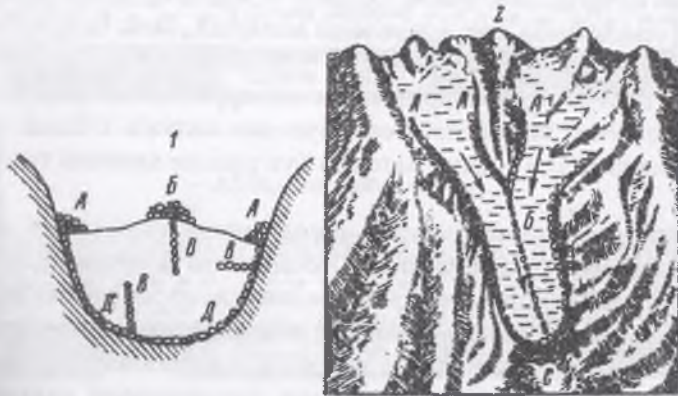


Рис. 5.36. *Схема розташування морен в поперечному розрізі (I) і плані (II) льодовика.*

A – бічна; B – серединна; B – внутрішня; D – донна; C – кінцева.

Поверхневі морени покривають всю поверхню льодовика суцільним шаром, що зумовлене руйнуванням під впливом абляції серединних морен, а також втаюванням 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. 5.37). 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.

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

- неоднорідність складу;

Екзогенні процеси і рельєф

- 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.

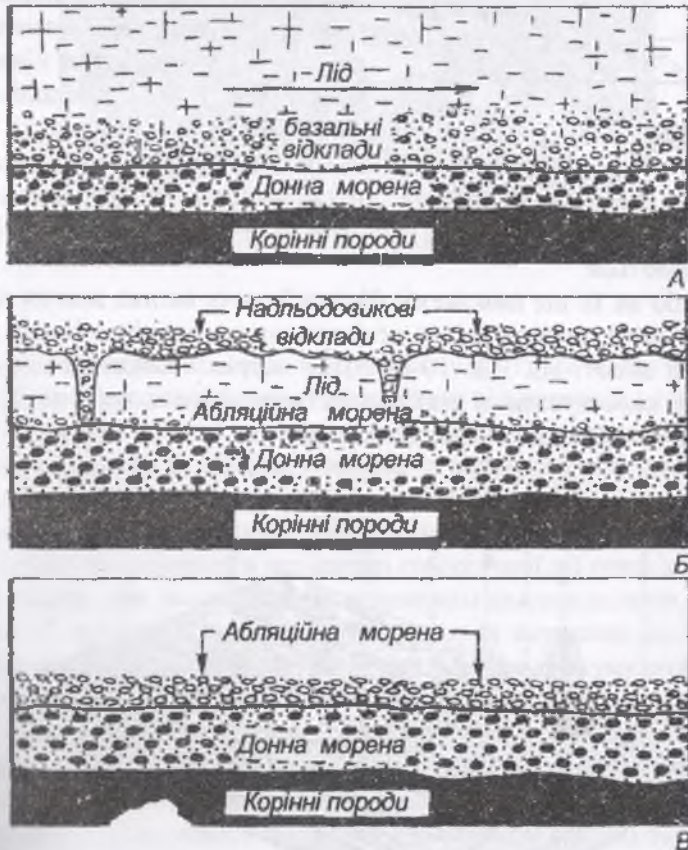


Рис. 5.37. Схема утворення основної (донної) та абляційної морен (за Р.Ф. Флінтом).

- 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 зверху донної.

Друмлінами називаються порівняно невисокі видовжені горби, складені уламковим матеріалом морен, простягання яких співпадає з напрямком руху льодовика (рис. 5.38). 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".

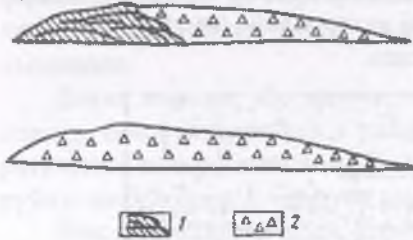


Рис. 5.38. Друмлини в розрізі.
1 – корінні породи; 2 – морена.

льєфу зливаються.

Ози, або як їх ще називають *ескери*, мають вигляд довгих пасм і валів (рис. 5.40), витягнутих 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.

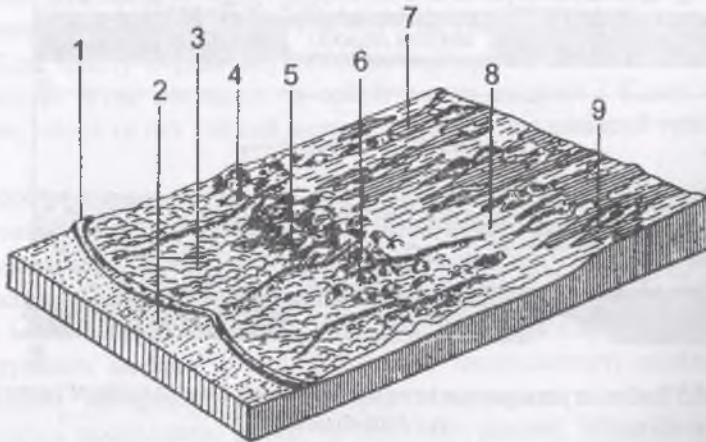


Рис. 5.39. Схема співвідношення льодовикових і водно-льодовикових форм рельєфу.

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



Рис. 5.40. Оз.

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 валуниним матеріалом. Ками здебільшого розташовуються поблизу кінцевих морен.

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 акумулятивних терас, пригнаних до схилів. Вони складені верстуватими пісками, пісками з гравієм та галькою, малопотужними прощарками глин.

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 **ліьно-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 переміщенням 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

Завдання для самостійної роботи студента

Скласти аналітичний реферат на тему «Льодовикові форми рельєфу на території України».

5.6. Геологічні процеси і рельєф кріолітозони

5.6.1. Загальна характеристика кріолітозони

Однією з особливостей холоду високих широт Землі є наявність ділянок у межах яких 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 відтають влітку і знаходяться в мерзлому стані впродовж багатьох тисячоліть. Такі породи називають *багатошарово-мерзлими 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. Сумгінний. Особливого розвитку вона набула за останні чотири десятиліття, і з її допомогою вирішуються такі важливі народногосподарські проблеми, як розвиток гірничовидобувної 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. 5.41). Згідно з результатами мерзлотно-температурного районування тут виділяється декілька широтних зон, які відрізняються, насамперед, за глибиною промерзання гірських порід.

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 ріки 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.

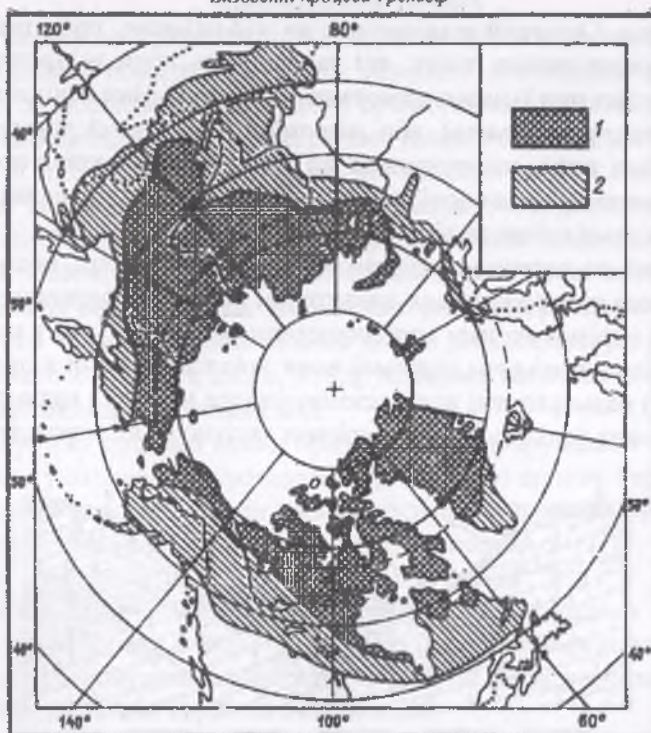


Рис. 5.41. Поширення багатолітньої мерзлоти в північній півкулі Землі (за Т. Певе).
Зони мерзлоти: 1 – суцільної; 2 – острівної.

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. 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-жильний**, 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) **інтрукційний**, який утворюється внаслідок замерзання підземних вод, котрі вкорішуються 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. 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. 5.42).

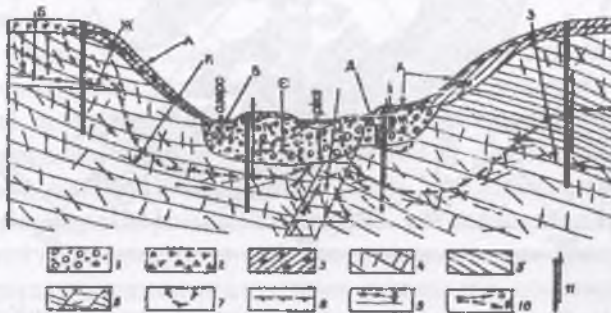


Рис. 5.42. Підземні води кріолітозони
(за М.М. Романовським).

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

1 – піщано-галечникові відклади; **2** – щербінка і жорства; **3** – щербінка і жорства з суглинковим 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.

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 таликів відносяться підозерні, підруслові та прируслові талі води, які існують завдяки віддачі водоїмищами 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.

Води нескрізних 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; 00

– *води напірно-фільтраційних таліків*, які характеризуються висхідним направленим 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 виділяють *контактуючі 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 *криопегами*. 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 горизон-

ту мерзлим шаром водонепроникних порід. Такі води здебільшого є напірними.

В південних районах кріолітозони, де багатолітні мерзлі породи утворюють острови, неконтакуючі 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. 5.42ж).

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. 5.42є). Джерелом таких вод здебільшого є води глибинного стоку. Міжмерзлотні води характеризуються гідравлічним зв'язком з іншими водами кріолітозони. Внутрішньомерзлотні води обмежують багатолітньомерзлі породи з усіх боків і не зв'язані з іншими типами вод (див. рис. 5.42д). Слід також зазначити, що міжмерзлотні водоносні лінзи утворюються під обмілілими та осушеними озерами.

5.6.2. Геологічні процеси і форми рельєфу кріолітозони

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

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

Виділяється два типи росту жил: 1) *епігенетичний*, коли жили утворюються у сформованих породах; 2) *сингенетичні*, коли формування жил відбувається одночасно з накопиченням осадків. Це може бути заплавної алювії, 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.

У різних районах кріолітозони поширені горбоподібні форми рельєфу, утворення яких пов'язане з морозним зпучуванням. 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 супроводжується інтенсивним сегрегаційним утворенням льоду (рис. 5.43). Здебільшого це відбувається на торфовищах, до яких при промерзанні волога поступає з порід, пересичених водою.

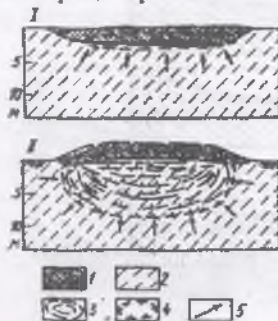


Рис. 5.43. Схема утворення міграційного горба під торфом

(за О.Ф. Якушицею, В.Ю. Хайном і В.І.Славіним).

I — початкова стадія; II — зріла стадія; 1 — торф; 2 — суглинок; 3 — сегрегаційний лід; 4 — межа давноталитньомерзлої породи; 5 — напрямки 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 *булгуни* (рис. 5.44), а також *гідролаколіти*.

Формування гідролаколітів пов'язане з проникненням тріщинно-жильних вод різного типу, що спричиняє утворення на деякій глибині від поверхні кри-

жаного ядра, яке піднімає покрівлю. Це здебільшого багатолітні споруди заввишки до 10 і більше метрів при ширині декілька десятків метрів.

В кріолітозоні широким розвитком також користуються *дрібно-полігональні 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. 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 вінків»*.

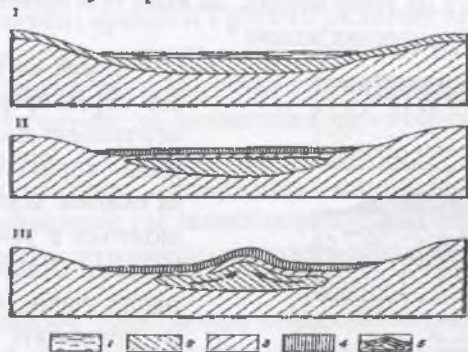


Рис. 5.44. *Схема утворення булгуняхів.*

1 – вода; 2 – талі 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. *“соліум”* – ґрунт і *“флюксус”* – талити) слід розуміти повільний рух по схилу надмірно зволужених 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. 5.45).

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-суглинний матеріал, який періодично при таненні гольцевого льоду перезволожується і також рухається вниз по схилу.



Рис. 5.45. Соліфлюкційні тераси
(за С.Г. Бочу)

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

чиною розвитку термокарсту може бути зміна кліматичних умов (потепління), або порушення природних умов внаслідок техногенної дії людини (риття каналів, вирубування лісу, тощо). Форми термокарстового рельєфу бувають самими різноманітними і залежать від того, який підземний лід підлягав відтаюванню. Так, наприклад, термокарстування потужного повторно-жильного 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.

Екзогенні процеси і рельєф
Запитання для самоперевірки

1. Назвіть географічні райони поширення багатолітньомерзлих порід.
2. Охарактеризуйте типи льоду, які мають місце у криолітозоні.
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 і яка його роль у формуванні мікро форм рельєфу?

5.7. Геологічна діяльність озер та боліт

5.7.1. Загальні відомості про озера та їх геологічну діяльність

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. Найглибшим 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 заповнені озерами.

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, туфолавовими 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. Хайним і В.І. Славіним)

Категорія	Група	Тип
I. Ендогенна	Вулканогенна	Кратерний, кальдерний, фумарольно-гейзерний, лавово-загатний, лахаро-загатний
	Сейсмогенна	Провальний, обвально-загатний
	Тектогенна	Грабенний (рифтовий), синклінальний
II. Екзогенна	Гравітаційна	Провально-гравітаційний, провально-карстовий, провально-суфозійний, обвально-загатний
	Ерозійна (річкова)	Русловий, заплавий, дельтовий
	Еоловогенна	Дефляційний
	Гляціогенна	Екзарацийний, каровий, термокарстовий, гляціально-загатний
	Таласогенна (морська)	Приморський, реліктово-морський
	Біогенна	Атоловий, біогенно-загатний
	Метеоритна (астро-блемна)	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 семіаридного (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 у вигляді ріки та струмки, які з них витікають, або впливом підземної течії.

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 лімітного складу озерних вод. Так, наприклад, морські води реліктових озер з проточним гідрологічним режимом і розташованих в гумідній кліматичній зоні, можуть поступово замістись 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 придонній 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 лі-

мнообразія мінімальна, тому що береговий абразійний профіль в них уже сформований, абразійні уступи віддалені на недосягну 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 загаги (греблі), іноді до повного знищення останньої і зникнення озера. У протічних озерах можливе розмивання дна. Загалом лімнообразія 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 переміщується з органогенними 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), органогенні 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. Грубоуламкові 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. 5.46).

Органогенні 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 відмирають восени і утворюють 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" – гнилий, "пелес" – мул). У процесі діагенезу сапропель перетворюється на *сапрокол* – породу чорно-коричневого кольору, яка відноситься до класу бурого вугілля сапропелевого типу.

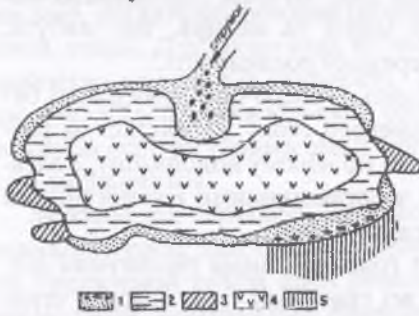


Рис. 5.46. Схема розподілу відкладів в озері

1 – галька та пісок; 2 – глинистий, вапнистий та інший мул; 3 – органічно-детритовий (рослинний) мул; 4 – діатомовий мул; 5 – крутий берег.

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 с тяжіння 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.

Серед органігенних 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 органігенної 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

5.7.2. Геологічна діяльність боліт

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 зволужених западинах.

Озерні болота утворюються внаслідок заростання озера болотною рослинністю з одночасним накопиченням на дні рослинних рештків. Процес заростання розпочинається від берегів (рис. 5.47). До глибини 1 м переважає осока, глибше (1-2 м) – рогоза та очерет, на глибинах до 4-5 м – водяні лілії. В осінній період внаслідок відмирання рослин на дні утворюються рослинний мул та торф, який за складом відповідає названим вище рослинам. Утворення шару торфу сприяє обмілінню 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.

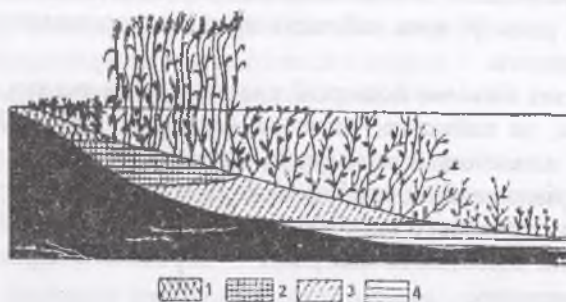


Рис. 5.47. Схема заростання озера і утворення торфу.

1 – осока; 2 – торф; 3 – сарнопеліт; 4 – сарнопеліт.

Лісові та лугові болота утворюються в межах понижених ділянок посеред лісу або лугу внаслідок постійного перезволоження ґрунту. Причиною утворення таких боліт є вимивання (вилуговування) 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 торфотворенню, 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 підвишень 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 (осоною, 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 болотах 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 торфовищ 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 вапна*, 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 (*сапропель, сапрокол, бітумінозні сланці та діатомит*). До других приурочені родовища *торфуги* 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 боліт.
6. В чому полягає геологічна діяльність боліт?
7. Які гірські породи і корисні копалини утворюються в процесі геологічної діяльності боліт?

Завдання для самостійної роботи студента

Скласти *тематичний реферат на тему «Озера і болота України».*

5.8. Гравітаційні процеси і їх роль у формуванні елементів рельєфу

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 *схилувими 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. "колювіо" – 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 верствуватості і різка зміна потужностей. Сучасні колювіальні відклади можуть бути пухкими або слабо цементованими.

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

У гравітаційних процесах значна роль належить підземним водам. Вони через вилуговування 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 селєвих потоків і опливи. Води океанів, морів, озер і водосховищ зумовлюють переміщення осадків по похилому дну.

Як впливає 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. Хайним, 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 простягання обриву тріщин, які поступово розширюються та відокремлюють певний блок породи від корінного масиву. Одночасно цей блок зазнає 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. 5.48). 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. 5.48. 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 уламків 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 – *схилувий крип*. Причиною виникнення крипу є ущільнення на глибині пухких пластичних порід (лесів або глин), утворення на глибині в результаті відтаювання та замерзання води розуцільненої 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 колювальних 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 колювальні 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. 5.49).

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

стого 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*.

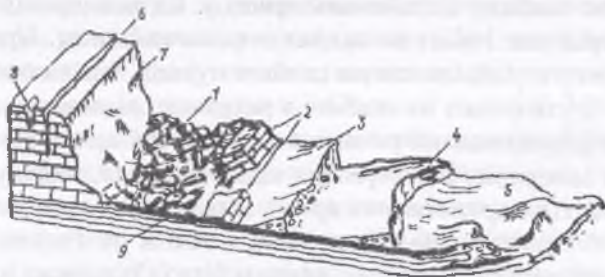


Рис. 5.49. Типи колювільних тіл і будова району осуву.

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 брилевих осувах – численних дрібних обвалів, а іноді і цілковитого руйнування блока. Осуви, що руйнуються в процесі руху, відносять до обвального-осувного типу. Виникнення осуву та активізація осувного процесу можуть бути обумовлені різними причинами, що, відповідно, зумовлює формування осувів різного типу. Так, наприклад, посилення тиску на верхню частину тіла

осуవు призводить до утворення осувів *детрузивного* (зштовхування) типу. При розвантаженні нижньої частини схилу шляхом створення порожнин, які послідовно заповнюються окремими сегментами тіла осуву, утворюються *делапсивні* (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 поверхневим (атмосферним) водам. Твердий дезінтегрований (подрібнений) матеріал при цьому процесі переміщується з місця первинного залягання не шляхом обвалювання або ковзання, як при попередніх процесах, а своєрідним 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 породи. Частками 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 вклученнями незначних за розмірами фрагментів тіла осуву, в якому збереглась первинна текстура породи. Поверхня осувного потоку завжди горбиста, а форма тіла вліпсонподібна або сильно видовжена і нагадує тіло долинного гірсько-

го льодовика, за що іноді їх називають *глетчерними* осувами. У нижній частині при виході з долини такий осув вілоподібно 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 великі уламки порід валунної та брилевої розмірності; 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 виликають 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 підніжжя 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 осадки 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 *турбідитами*. Вони складені рівновеликими уламками гірських порід принесених з суходолу, або тих, що утворилися безпосередньо у водоймищі, цементованих глинистим матеріалом. Такі відклади здебільшого нагромаджуються біля підніжжя материкового схилу, або на дні глибоководних западин.

Вище вже згадувалося, 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 поверхне-

вих 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 розвиненою 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 сіль 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. Охарактеризуйте класифікацію гравітаційних процесів.*
- 4. Охарактеризуйте власне гравітаційні процеси.*
- 5. Охарактеризуйте водно-гравітаційні процеси.*
- 6. Охарактеризуйте гравітаційно-водні процеси.*
- 7. Розкрийте суть практичного значення вивчення гравітаційних процесів.*
- 8. Де в межах території України можливе проявлення гравітаційних процесів ?*

5.9. Геологічна діяльність морів і океанів та її роль у формуванні рельєфу

5.9.1. Загальні відомості про моря та океани

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 внутрішньоконтинентальні 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. 5.50).

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, товщина 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 2,0-3,5 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 100-400 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.



Рис. 5.50. Схема Атлантичної підводної окраїни Північної Америки

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.

Такий перехід від континенту до океану, де чітко виражені послідовно розташовані зона шельфу, материковий схил та материкове 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 склепінчастої та щитоподібної форми апарати, які здебільшого утворюють гірські ланцюги, в межах яких спостерігаються також валоподібні підняття, на яких розташовуються плосковерхі підводні го-

ри, 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 склепінчастих 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* (западини), які характеризуються найбільшою глибиною та знаходяться здебільшого на краю океанів, простягаючись паралельно береговим гірським хребтам, або зовнішнім частинам острівних дуг. Найбільше глибоководні жолоби поширені в Тихому океані. Саме вздовж острівних 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 східчатопоподібну поверхню.

Наявність глибоководних жолобів ускладнює перехід від континенту до океану, де підводні окраїни змінюються глибоководними западинами окраїнних рівнів, за якими розташовуються дуги островів, далі глибоководні жолоби і вже тільки після них – ложе океану. 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. 5.51). У Атлантичному океані чітко виражений Серединно-Атлантичний хребет меридіонального простягання, який на півдні різко повертає на північний схід і 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.

На вершинах хребтів, вздовж їх осевих 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. 5.52), а других досягають перших сотень кілометрів (рис. 5.51).

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

Окрайніні і внутрішньоконтинентальні моря, залежно від характеру будови їх дна 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. "eni" – 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.

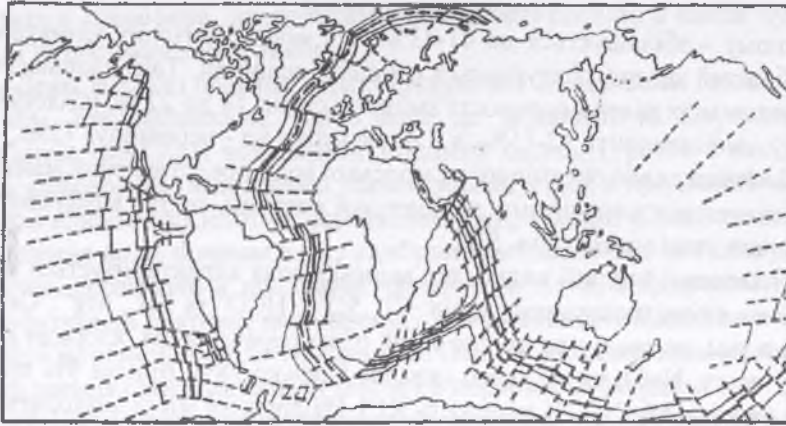


Рис. 5.51. Планетарна система серединно-океанічних хребтів. Осі хребтів показані жирними лініями; пунктирні лінії – трансформні розломи.

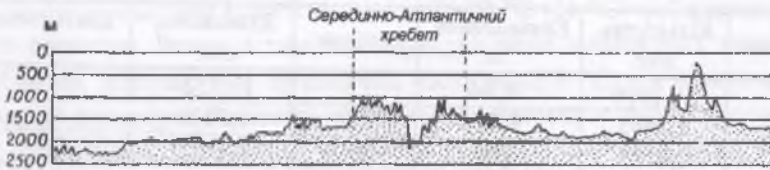


Рис. 5.52. Профіль через Серединно-Атлантичний хребет в північній частині Атлантики (за Дж. Ферхугеном).

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

З наведеної таблиці видно, що морська вода характеризується наступними співвідношеннями іонів: Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- та Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} . 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 MgCl_2 , 2% належить KCl . На другому місці знаходяться сульфати – MgSO_4 (більше 6,5%), CaSO_4 (близько 3,5%), а на гідрокарбонати та інші сполуки припадає менше 1%.

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			

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 цьо-

го 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. Страхова на глибинах 150-170 м вода значно обділена киснем і, разом з тим, містить сірководень, вміст якого значно збільшується в придонній частині при відсутності істотної вертикальної циркуляції. Сірководневе забруднення води починається з глибини приблизно 200 м і поступово зростає, досягаючи в придонній частині 5-6 см³/л, а джерелом H₂S є сульфатвмісні бактерії, які в процесі життєдіяльності відновлюють сульфати морської води до сірководню. Подібні випадки сірководневого забруднення спостерігаються також і в норвезьких фіордах.

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. 5.53). Перша, *прибережна*, або *літоральна* (лат. "літораліс" – 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. “*batis*” – *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.

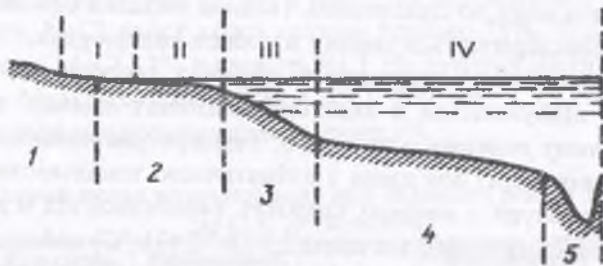


Рис. 5.53. Зони відкладення морських осадків і їх співвідношення з елементами рельєфу дна Світового океану.

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. “*abisos*” – *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 буває 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 Лаптєвих – 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 завислому 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 – коколітофориди, 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 моллюски, 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 (моллюски, морські їжаки, морські зірки, хробаки та інші); 2) **бентос прикріплений** – рухомий. 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 пе-

вних каталізаторів 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.

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 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 проходить 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).

Припливно-відпливні рухи води – це періодичне підняття 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. Припливи найменшої висоти виникають в квадратурі, коли Місяць та Сонце утворюють з Землею прямий кут, і притягання, спричинені ними, протидіють.

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 осадовий 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 запислого 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.

5.9.2. Геологічна діяльність моря та її роль в утворенні форм рельєфу

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 *хвиль-*

прибійна ніша, над якою залишається карниз з порід, що нависають. Руйнівна діяльність хвиль підсилюється захопленими ними уламками гірських порід. При розростанні хвилеприбійної ніші настає момент, коли карниз обвалюється і берег знову набирає форми крутого урвища, що називається **кліфом** (нім. "кліф" – урвище). В подальшому процес може повторюватись декілька разів, що призводить до відступу берега в бік суходолу (рис. 5.54). При цьому на місці зруйнованої частини 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.

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.

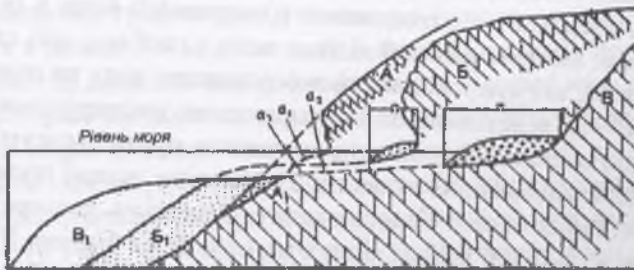


Рис. 5.54. Схема стадійності відступу берега
(за В. Зенковичем).

А, Б, В — положення схилу берега, який в процесі розмиву морем відступає; а₁, а₂, а₃ — абразивні тераси, які відповідають різним стадіям розвитку берега; А₁, Б₁, В₁ — різні стадії розвитку підводних аккумулятивних терас; п — пляж.

В межах похилих берегів процеси розвиваються дещо інакше. Енергія хвиль на широких мілководдях згасає і відбувається не абразія, а переміщення та акумуляція осадків, що призводить до форму-

вання широкої смуги надводної тераси. Такі береги називаються *аккумулятивними*.

У випадку поперечного підходу хвиль до берега в межах пляжу формуються вали з піщано-гравійно-галечникового матеріалу, а в мілководній частині моря виникають підводні вали, які являють собою невисокі здебільшого піщані пасма, розташовані паралельно до берега. Згідно з даними В. Зенковича, вони утворюються в результаті часткового руйнування на глибині самих хвиль, що спричиняє також часткову аккумуляцію матеріалу, який ними переноситься.

До особливої категорії аккумулятивних 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. Леонтьєва біля 10% берегової лінії Світового океану обрамлено барами.

Підхід хвиль до берега під гострим кутом спричиняє поздовжнє переміщення наносів, що призводить до утворення різноманітних аккумулятивних 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 аккумулятивні тераси*, які утворюються шляхом заповнення берегових згинів в сторону моря; 3) *томболо*, або *перейми*, що є результатом блокування ділянки берега островом з утворенням “хвилевої тіні” між ними.

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. 5.55, 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. 5.55, II). У таких випадках на ділянці ВС кут переміщення

хвилі по відношенню до берега збільшується ($\varphi + \nu$), 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 "хвилева тінь", в межах дії якої сила хвиль зменшується. Тут відбувається активне нагромадження наносів і формування томболо, або перейми (рис. 5.56, III).

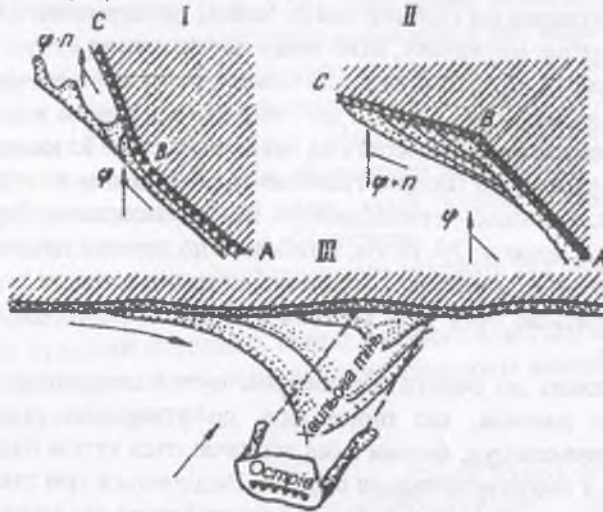


Рис. 5.56. Схеми утворення деяких акумулятивних форм при різному напрямку підходу хвиль до берега (за В.П. Зенковичем).

A, B, C – положення берегової лінії; φ – кут 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 матеріалу на материках, що є областями *денудації* (знос). 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. 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 водк Світового океану
(за О. 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 становить 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) органогенні (біогенні); 3) полігенні ("червона глибоководна глина"); 4) вулканогенні; 5) хемогенні.

Теригенні осадки утворюються з уламкового матеріалу, який приноситься з континентів завдяки геологічній роботі різноманітних

Екзогенні процеси і рельєф

екзогенних процесів (еолових, вод поверхневого стоку, рік, тощо). Найбільша частина теригенних осадків накопичується в межах області шельфу, континентального схилу та його підніжжя (рис. 5.57).

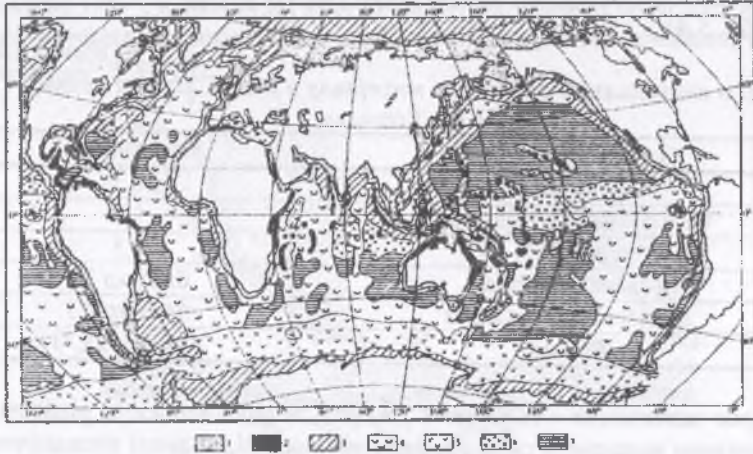


Рис. 5.57. Відклади Світового океану
(за О.К. Леонтьєвим).

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 – радіолярієві і діатомово-радіолярієві; 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-алеврито-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 розріжені 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 вивільняються і відкладаються на дні. Характерною особливістю таких осадків є присутність в них брилово-щербінчатого 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 вважають глинисті мінерали – монтморилоніт, каолініт та інші. З таких областей ріки виносять здебільшого тонкий пелітовий матеріал, який відкладається безпосередньо біля берега та поблизу гирла і практично відсутній в межах зони шельфу.

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

Орґаногенні 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 поширеніши-

ми є карбонатні осади, котрі, в свою чергу, діляться на форамініферові, коколітофоридові та птероподові.

Форамініферові осади 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 осади, 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 осади.

Форамініферові відклади поширені здебільшого на глибинах від 3000 до 4500-4700 м. Глибше, в холодних, не насичених CaCO_3 водах, форамініферовий мул розчиняється, не досягаючи дна, і змінюється кременистими або полігенними осадами.

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

Птероподові і птероподово-форамініферові осади складаються з рештків пелагічних планктонних моллюсків – птеропод, які живуть у теплих тропічних та екваторіальних водах і поширені до глибини перших сотень метрів. Черепашки птеропод складаються з арагоніту (легко розчинної форми CaCO_3), внаслідок чого при відмиранні вони не опускаються глибше 200-220 м. Типові птероподові осади зустрічаються рідко і спостерігаються у вигляді окремих плям незначних розмірів на підводних підвищеннях. Здебільшого поширені змішані птероподово-форамініферові осади.

Кременисті планктоногенні осади 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 осади 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 осади, які поширені на дні улоговин нижче критичних глибин карбонатного осадконакопичення.

До *бенногенних осадків* відносяться органогенні рифи, відомі під загальною назвою *коралові рифи*. Вони утворюються при рості коралів та водоростей, які відбирають з морської води CaCO_3 для побудови своїх скелетних частин. Фактично, це коралово-водоростеві рифи, в біоценози яких входять також різноманітні моллюски, 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 моллюскам (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. 5.58).

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 моллюсків.

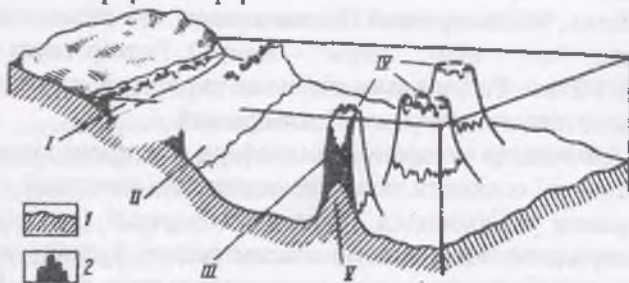


Рис. 5.58. Різні види коралових рифів.

1 – корінні породи; 2 – рифові органогенні споруди. Рифи: 1 – береговий, II – бар'єрний, III – поодинокі; IV – атоли; V – гайот.

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

Полігенні осади, 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 осадковим 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 осади 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 осади утворюються шляхом випадання мінеральних солей з пересиченої хімічними елементами та сполуками морської води. В аридних кліматичних зонах найпоширенішими є хемогенні карбонатні осади, 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 хемогенних утворень океаносфери поширені також фосфорити, глауконітові осади та залізисто-марганцеві конкреції.

Фосфорити утворюються у вигляді конкрецій (кулькоподібних стяжін 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 тонкопіщані, 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.

Залізисто-марганцеві конкреції поширені, головним чином, у глибоководних частинах океанів і в межах улоговин крайніх і внутрішньоконтинентальних морів. Здебільшого вони приурочені до областей поширення “червоних глибоководних глин”, але зустрічаються також і серед форамініферових осадків. Це стягнення 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 хемогенного 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 випаровуються, 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.

Завдання для самостійної роботи студента

Скласти аналітичний реферат на тему «Характеристика морів України».

5.10. Діагенез і фації

5.10.1. Процеси діагенезу

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 діагенетичних та післядіагенетичних 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 *діагенезом* (грецьк. "діагенезис" – *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 осаdkонакопичення.

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

До важливих умов, які сприяють перетворенню осаdkу на гірську породу належать: 1) *висока вологість* осаdkа, 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 осада. В межах мілководдя, де переважають добре водопроникні піски з незначною кількістю органічної речовини, в середині шару осада 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 осадового 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 осадах відбуваються наступні зміни:

– *обезводнення й ущільнення*, спричинені тиском нових осаdkів, що накопичилися поверх них;

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

– *кристалізація і перекристалізація*, яка проявляється в дрібнозернистих та глинистих 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 приповерхневій зоні кори і супроводжується змінами в гірських породах, під впливом різноманітних факторів вивітрювання.

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

5.10.2. 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 осадкового 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 ХІХ століття, який помітив закономірні зміни літогенного складу одновікових горизонтів. Для пояснення цих змін він запропонував застосовувати термін – *фація* (лат. "фаціес" – 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 за певних фізико-географічних умов 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 взаємобумовленість утворення осадку та відповідної цьому явищу фізико-географічної обстановки.

При вивченні викопних (древніх) фацій застосовується *метод актуалізму* (лат. "актуаліс" – сучасне), суть якого полягає в пізнанні минулого шляхом 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. Рухіним 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 *лагуних фацій* також виділяється декілька макрофацій: 1) фація прісноводних лагун; 2) фація засолонених лагун; 3) фація естуаріїв та лиманів.

Континентальні фації характеризуються більшим різноманіттям макрофацій. Серед них виділяються: 1) елювіальна; 2) схилова; 3) пролювіальна; 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 – руслова, заплавна і фація стариць, льодовикова складається з власне льодовикової фації (основної та кінцевої морен), флювіогляціальної (водно-льодовикової) і лімногляціальної (озерно-льодовикової).

Вивченням фацій займається спеціальний розділ геології, що називається "*Вчення про фації*", фундатором якого був відомий російський вчений Д. Налівкін. Фундаментальне та прикладне значення вивчення фацій знайшло своє відображення в одній з тез 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 діагенез?
2. Розкрийте послідовність діагенетичних перетворень осаdky.
3. Що таке фація?
4. Охарактеризуйте континентальні фації.
5. Дайте характеристику морським фаціям.