МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

А.В. ІВАНІНА

СЕДИМЕНТОЛОГІЯ

Навчально-методичний посібник

Львів
Видавничий центр ЛНУ
імені Івана Франка
2008

УДК 551.3
І–19
ББК Д 344 Я 6 Р 30

Рецензенти:

д-р геол.-мін. наук, проф. *Д.П. Хрущов*
(Інститут геологічних наук НАН України),

д–р геол.-мін. наук, проф. *Ю.З. Крупський*
(НАК «Нафтогаз», ДП «Науканафтогаз»),

канд. геол.-мін. наук, ст. наук. співроб. *Л.І. Константиненко*
(Інститут геологічних наук НАН України),

канд. геол.-мін. наук, ст. наук. співроб. *М.Є. Огороднік*
(Львівське відділення
Українського державного геологорозвідувального інституту)

Рекомендовано до друку Вченою радою
Львівського національного університету імені Івана Франка
Протокол № 3/6 від 29.06.2006 р.

Іваніна А.В.

І–19 Седиментологія: Навч.-метод. посібн. – Львів: Видав. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2008. – 144 с.

ISBN

Викладено основи новітнього напряму досліджень осадової оболонки Землі – седиментології. Це наука про генезис осадів й осадових порід. Розглянуто мету, завдання, методи, історію седиментологічних досліджень, визначено місце седиментології серед інших наук. Оскільки головним методом седиментології визнано морфолого-генетичний, то чільне місце в посібнику відведене характеристиці ознак осадових порід, наголошено на їхньому діагностичному значенні для розпізнавання тих чи інших моментів седиментогенезу. Головне місце посідає детальна характеристика етапів утворення осаду, глобальної седиментаційної системи Землі. Наведено огляд різних типів середовищ осадонагромадження та продуктів, що вони генерують, – фацій.

Для студентів початкових курсів вищих навчальних закладів різного ступеня акредитації, що вивчають осади й осадові породи.

УДК 551.3
ББК Д 344 Я 6 Р 30

ISBN

© Іваніна А.В., 2008
© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2008

ПЕРЕДМОВА

Седиментологія – наука, яка останніми десятиріччями бурхливо розвивається, спочатку завдяки нафтогазовій геології, а потім унаслідок інтенсивних океанографічних досліджень. Вона вивчає всі аспекти сучасного і давнього осадонагромадження і виявляє тенденції та закономірності осадового процесу, його зміни у часі. Знання седиментології є підґрунтям для реконструкцій давніх середовищ осадонагромадження, вони необхідні для успішних розшуків різних видів корисних копалин, особливо, нафти та газу, для організації правильного господарювання, запобігання екологічним катастрофам тощо. Седиментологія є каркасом таких геологічних дисциплін про осадову оболонку, як літолого-фаціальний аналіз, стратиграфія, петрографія осадових порід, палеогеографія, інженерна геологія тощо.

На тему седиментології є багато ґрунтовних наукових праць, однак вони призначені передусім для вдосконалення професійних знань геологів широкого профілю і мало придатні для студентів-початківців. У пропонованому навчально-методичному посібнику висвітлено основи седиментології, він призначений насамперед для студентів початкових курсів освітньо-кваліфікаційного рівня бакалавр, які не мають ґрунтовних геологічних знань

з вивчення осадових розрізів. Тому виклад деяких тем, зокрема, механізми формування послідовностей шарів, циклічність осадових порід, еволюція процесів осадонагромадження тощо, є поверховим. Значна частина матеріалу присвячена характеристиці властивостей осаду та осадових порід, етапів утворення вихідної речовини осадової породи, глобальних закономірностей седиментогенезу та локальних седиментаційних середовищ і фацій. Характеристика сучасних седиментаційних процесів наведена в тому обсязі, в якому вона допомагає розуміти давні процеси. Головний акцент зроблено на тому, щоб навчити студентів фіксувати ознаки осадів та осадових порід і відновлювати за ними ті чи інші моменти історії їхнього утворення.

1. МІСЦЕ СЕДИМЕНТОЛОГІЇ СЕРЕД ІНШИХ НАУК

1.1. Економічне значення осадових порід

Седиментологія – молода геологічна дисципліна, що тільки заслуговує називатися наукою. Останніми роками завдяки бурхливому розвитку нафтогазової промисловості й активному вивченню Світового океану вона активно відокремлюється від циклу літологічних наук – наук про осадові породи, і *вивчає процеси, механізми й умови утворення (генезис) осаду та осадових порід*.

Осадові породи, за Ф.Д. Петтиджоном [13], – це геологічні тіла, складені консолідованим (твердим) матеріалом, накопичення якого відбувалося на поверхні Землі або на незначній глибині за низьких значень температури і тиску.

Осадові породи значно поширені на Землі. Вони покривають близько 80 % її поверхні. Загальний об'єм осадової оболонки, за даними останніх вимірювань, оцінюють у 1 100 млн км^3, що становить 20 % об'єму земної кори і 0,1 % загального об'єму Землі. Людство використовує дуже багато мінеральних продуктів осадового походження. Фактично осадові породи – це велетенська комора корисних копалин. З них отримують воду, усі види палива (нафту, газ, вугілля, бітуми), значну частину металевих руд (залізо, манган, мідь, алюміній, магній, уран тощо), різноманітні солі (кам'яну, калійну, сульфати), які використовують у харчовій промисловості та як мінеральні добрива. З осадовими породами пов'язані розсипні родовища срібла, золота, платини, вольфраму, дорогоцінних каменів. Осадові породи – головне джерело будівельного матеріалу (гравій, пісок, глина, вапняк), сировини для керамічної та хімічної промисловості тощо. За статистичними даними, приблизно 85–90 % щорічного видобутку

мінеральних ресурсів припадає на осадові породи, а вартість сировини, яку добувають з осадової оболонки, становить 75–80 % від загальної вартості корисних копалин.

Економічне значення осадових порід не вичерпується їхньою цінністю як сировини. Осадова оболонка Землі не тільки забезпечує людство найважливішими корисними копалинами, а й дає притулок людям та іншим представникам біосфери. Водночас теоретично вона досить погано вивчена і зберігає ще багато таємниць. Чому? Необхідно пам'ятати, що лише близько 30 % Землі становить суходіл, а 70 % осадів є під товщею океанічної води і мало доступні для спостережень. Окрім того, в межах суші ми можемо вивчати лише ті породи, які залягають на глибині до 7–14 км. Наші уявлення про склад і будову глибших шарів приблизні, оскільки ми отримуємо їх лише за геофізичними даними і теоретичними розрахунками. Значне розширення як комплексних седиментологічних досліджень Світового океану – його осадів, динаміки води, геоморфології, фізичних, хімічних та біологічних процесів, так і глибоких горизонтів із застосуванням нових технологій є важливим і актуальним завданням сьогодення.

Седиментологічні дослідження важливі для вивчення довкілля, правильної організації господарської діяльності людства та запобігання екологічним лихам. Процеси утворення осадів цікаві для спеціалістів у галузі інженерної геології, геоморфології та екології, для тих, хто вивчає ґрунти, ерозійні процеси під час будівельного освоєння територій чи для запобігання природним катастрофам. Детального вивчення потребують, наприклад, ділянки будівництва для захисту від сучасної ерозії. Ці роботи передбачають вивчення режиму вітру, хвиль, фізичних властивостей порід, аналіз шляхів і швидкостей руху осадового матеріалу та прогноз наступних після завершення будівництва змін. Потрібно враховувати, що проста дамба є пасткою для осадового матеріалу, який переміщається вздовж берега, і наслідком її будівництва буде інтенсивна берегова ерозія на одному березі й утворення пляжу на іншому. Приклад, о. Тузла: внаслідок будівництва російською стороною дамби в Керченській протоці змінився напрям дії хвиль, руху осадового матеріалу та характер седиментаційних процесів – ерозійні процеси на о. Тузла стали інтенсивнішими і призводять до щорічного розмивання 200–500 м берега, водночас пляжі на російському боці зростають. Знання сучасних річкових процесів також важливі для вирішення практичних завдань. Вивчення стійкості русла річки, частоти повеней і контроль за її режимом – усе це обов'язкові частини будь-якого плану освоєння землі чи схеми розвитку прибережних територій. До седиментологічних знань з галузі механіки ґрунтів і механіки гірських порід належать вивчення фізичних властивостей відкладів, їхньої водопроникності, здатності стримувати тиск дамб, доріг, будівель – показники, що обов'язково повинні бути враховані під час будівництва різноманітних господарських об'єктів.

Багато осадових порід є корисними копалинами. Їхній видобуток і експлуатація потребують точних визначень фізичних властивостей, розміру зерен, морфології тіл, поширення на площі тощо, тобто тих знань, основою яких є седиментологія.

1.2. Загальна схема утворення осадових порід

Для того, щоб зрозуміти, що вивчає седиментологія, чим відрізняється від геологічних дисциплін про осадові породи, яке місце посідає серед інших наук, треба скласти загальну схему утворення осадових порід.

Усе, що існує на Землі, утворює чотири оболонки: літосферу, гідросферу, атмосферу і біосферу. Однак є ще одна – *географічна* – тонка зовнішня оболонка, у межах якої тісно взаємодіють усі чотири оболонки і складно поєднані екзо- й ендогенні процеси.

Географічна оболонка займає всю поверхню Землі, її межі збігаються з межами біосфери. Вона охоплює всю гідросферу, верхні шари літосфери і нижні шари атмосфери. Верхня її межа є на висоті близько 20 км, нижня – на глибині 11 км (в океанах) або 2–3 км на континентах. Для географічної оболонки характерне таке:

- речовина перебуває в трьох станах – рідкому, твердому, газоподібному;
- потужний потік сонячної енергії;
- низький тиск і температура (порівняно з надрами);
- постійна зміна станів оболонок, що складно взаємодіють.

Земна поверхня в межах географічної оболонки нерівна. На ній є високі гірські хребти, рівнини і глибокі западини. Найбільшими елементами земної поверхні є океани й континенти. Океани – це великі западини на земній поверхні, заповнені солоною водою. Земна кора під океанами тонка (до 10 км) і щільна. Середня глибина океанів – близько 4 км. Вони покривають 70 % земної поверхні й облямовують материки, або континенти. Материки – це товсті (до 40 км) плити, більша частина яких піднята над рівнем Світового океану в середньому на 0,84 км (висота континентів постійно зменшується внаслідок руйнування і знесення матеріалу в океани). Більша частина суходолу зосереджена в Північній півкулі. Континенти не обмежені береговими лініями – їхні окраїни нахилені в бік океану і можуть далеко простягатися під його рівнем. Примежові полого нахилені окраїни континентів, заповнені морською водою, називають шельфами. Взаєморозміщення континентів і океанів завжди вважали загадкою.

Кожна ділянка земної поверхні відрізняється рельєфом, географічним положенням, сукупністю метеорологічних процесів та фізико-географічних умов. Комплекс названих параметрів зумовлений кліматичною зональністю. Залежно від географічної широти виділяють такі кліматичні зони: тропічну, субтропічну, помірні (бореальну – нотальну) і полярні (арктичну – антарктичну). За геоморфологічною класифікацією кліматичних зон [2], що враховує, крім ступеня зволоженості, освітленості й температурного режиму, ще й характер та інтенсивність усіх екзогенних процесів, виділяють клімати: гумідний, аридний, нівальний (рис. 1).

Для гумідного клімату (від лат. *humidus* – вологий) характерні надлишкове зволоження і температури, які дають змогу існувати воді в рідкій фазі хоча б у теплу пору. Наслідком високого ступеня зволоженості є наявність розгалуженої річкової мережі. Різ-

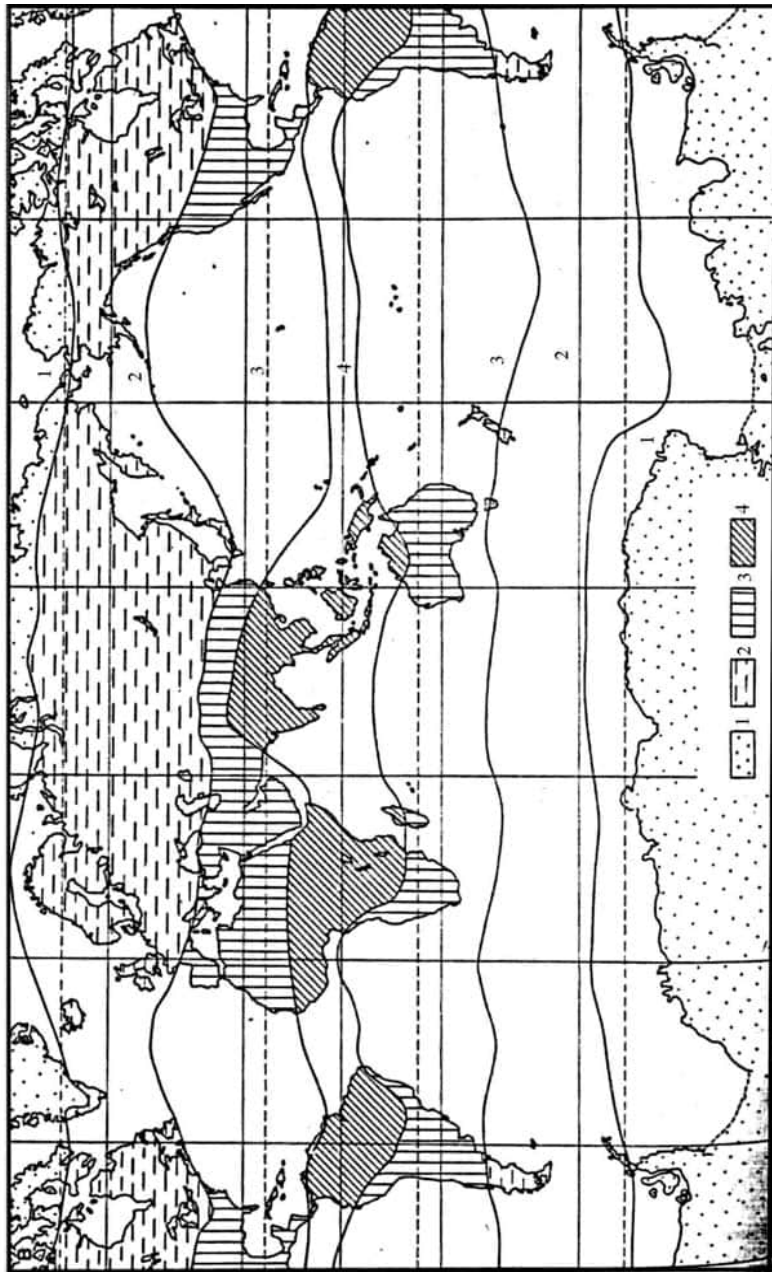


Рис. 1. Кліматичні зони Землі, за [10] зі змінами:
1 – нівальна (полярна); 2 – гумідна полярна; 3 – аридна; 4 – гумідна тропічна і субтропічна

новидами гумідного клімату, які розрізняють за температурами та інтенсивністю сонячної радіації, є тропічний, субтропічний, помірний. Вони утворюють кліматичні пояси – екваторіальний, тропічний і субтропічний та два помірні: північний і південний (займають більшу частину земної поверхні).

Аридному (від лат. *aridus* – сухий) клімату властиві незначна сумарна кількість атмосферних опадів упродовж року і значне сонячне нагрівання. Річки і водойми в такому кліматі тимчасові, рослинності майже нема. Місцевості з аридним кліматом утворюють дві смуги – південну і північну, що розміщені поміж гумідними екваторіальною і помірними зонами.

Нівальний (від лат. *nivalis* – сніговий) клімат холодний, з надлишковою зволоженістю і низькими температурами. Атмосферні опади випадають у вигляді снігу, їх набагато більше, ніж може розтопитися в теплу пору року, тому вони накопичуються і перетворюються на лід. Виділяють дві зони з нівальним кліматом – арктичну й антарктичну.

Клімат визначає характер та інтенсивність седиментаційних процесів і суттєво впливає на утворення осадів.

Є багато меж, на яких стикаються різноманітніявища і процеси. Цей рівень найвиразніший у географічній оболонці біля верхньої межі літосфери, яка є зоною зіткнення внутрішніх динамічних явищ і атмосферних, біосферних та гідросферних процесів. Зміни, які є наслідком взаємодії ендо- й екзогенних-процесів, зумовлюють різноманіття ландшафтів.

Усе, що на Землі, взаємопов'язане, утворює систему, яка існує завдяки безсумнівному обміну речовиною між географічною оболонкою і мантією. Ендогенні процеси (дія внутрішньої теплової енергії Землі, напрямлена перпендикулярно до її поверхні) піднімають або надбудовують поверхню Землі, створюючи нерівності – гори і западини. Зовнішні екзогенні процеси під дією сили тяжіння, яка напрямлена до центра Землі, руйнують гірські породи. Все, що існує в географічній оболонці, прагне зайняти стійке положення в гравітаційному полі Землі, тобто бути ближче до її центра. Ділянки з високим гіпсометричним положенням (припідняті) – нестабільні, бо віддалені від

центра Землі. Вони зазнають активного руйнування внаслідок дії сонця, вітру, води, живих істот. Дезінтегрований матеріал переміщається з вищих ділянок земної поверхні униз, переноситься в зони, розміщені ближче до центра Землі – у знижені форми рельєфу, заповнює їх і займає стабільне положення, переходячи з рухомого стану в нерухомий. Припідняті ділянки поступово нівелюються, стають щораз нижчими, а в западинах накопичуються продукти їхнього руйнування. Тобто екзогенні процеси вирівнюють земну поверхню – знижені ділянки «надбудовують», а підняття зрізають. Доки внутрішня енергія Землі має достатню кількість тепла, і доки Сонце випромінює тепло на поверхню Землі, взаємодія екзо- та ендогенних процесів не припиниться і відбуватиметься в географічній оболонці через систему руйнування–накопичення. Тобто процеси руйнування та седиментації взаємопов'язані, осадонагромадження завжди супроводжує руйнування.

Території, де процеси руйнування відбуваються активніше, , називають *областями знесення* (або *провінціями живлення*), а ділянки земної поверхні, де продукти руйнування осідають, – *області седиментації* (або *області осадонагромадження*). В областях знесення домінують процеси дезінтеграції порід і утворюється вихідний матеріал осадових порід. В областях седиментації осадовий матеріал накопичується. Області знесення і седиментації ніби виключають одна одну. Першу переважно пов'язують з піднятими ділянками суходолу, другу – з низинними ділянками, переважно різноманітними водоймами (від болота до моря чи океану). Однак у водоймах є підводні ділянки руйнування, а на суші – зони осадоутворення. Термін "провінція живлення" найчастіше стосується материнських порід, які зазнають руйнування і є джерелом осадового матеріалу. Кожний тип материнської породи має особливий набір мінералів. Проте склад осаду залежить не тільки від материнської породи, він також є функцією клімату і рельєфу, які визначають темпи, ефективність, тривалість процесів руйнування і накопичення.

Якщо вважати, що області знесення, де поширене руйнування, є піднятими ділянками земної поверхні, а області седимен-

тації – ділянки з низьким гіпсометричним рівнем, то повинна існувати межа, вище від якої утворюються продукти руйнування, а нижче – вони осаджуються. Такий рівень називають *базисом ерозії* (назву запропонував 1917 р. Д. Баррел [29]). Розрізняють загальний і локальний базис ерозії. За загальний базис умовно приймають рівень Світового океану. Локальні або місцеві базиси ерозії розміщені на будь-якій висоті й часто змінюють своє положення.

У географічній оболонці відбуваються різноманітні фізичні, хімічні, біологічні процеси, внаслідок яких одна речовина перетворюється в іншу, тобто активне руйнування літосфери під впливом сонця, вітру, води, життєдіяльності тварин і рослин та відмирання біосу приводить до утворення нової речовини – осаду. *Осад* – це те, що осаджене на дно з рідини [2]. Таке визначення придатне лише для утворень дна водойм. Однак пухкі скупчення утворюються і на межі літосфери та атмосфери, складені продуктами руйнування гірських порід і великою кількістю органічної речовини (ґрунт). Тому *осад* – це крихке скупчення твердих частинок, утворене на межі літосфери й атмосфери (*ґрунт*) або на межі літосфери і гідросфери (власне *осад*).

Головним матеріалом осадів є продукти механічного руйнування та хімічного розкладу давніших порід (магматичних, метаморфічних, осадових), життєдільності організмів і рештки тварин та рослин, продукти вулканічних ексгаляцій, космічні утворення (пил, метеорити тощо), розчинені в воді речовини, атмосферні та ендогенні гази. Головні процеси, що приводять до утворення осадів, є переважно екзогенними (діяльність вітру, води, живих істот, сонячна радіація, хімічні перетворення на поверхні Землі, сила тяжіння Сонця і Місяця тощо) і, менше, ендогенними (діяльність вулканів, тектонічні рухи, потоки ендогенних газів).

Після утворення осад перекривають нові порції, він занурюється на глибину, у літосферу з відмінними термобаричними умовами, де під впливом високих температур і тиску зазнає літифікації, або кам'яніє, та перетворюється на осадову породу. Це гірська порода, що існує в термодинамічних умовах, характерних для поверхні земної кори, утворена внаслідок перевідкладення продуктів руйнування різноманітних гірських порід, хімічного і механічного випадання осаду з води, життєдіяльності організмів чи всіх процесів одночасно [2]. Отже, вихідною речовиною осадової породи є осад.

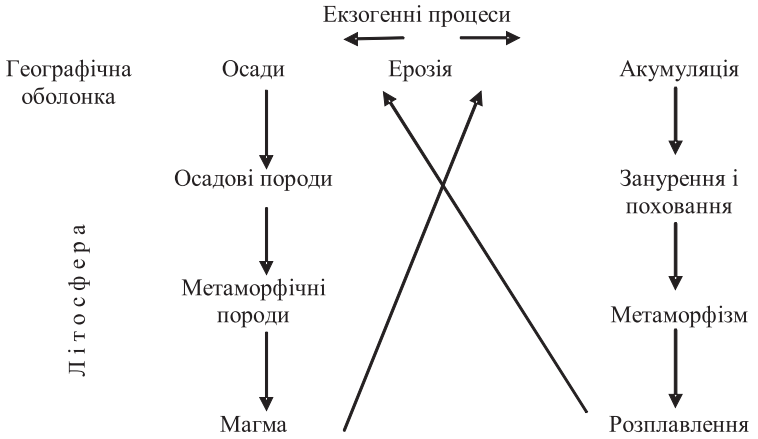


Рис. 2. Схема кругообігу порід, за [26]

Потім починають діяти ендогенні процеси, які або перетворюють осадову породу на метаморфічну чи розплавляють її, або піднімають на поверхню Землі для подальшого руйнування.

Усі перетворення речовини закономірні, послідовні, їх можна звести до єдиної схеми, яка фіксує всі фази перетворення матеріалу гірських порід і процеси, які на нього впливають (рис. 2).

Увесь складний шлях осадової породи – від моменту руйнування давніших порід у географічній оболонці, утворення осаду, його поховання та скам'яніння у літосфері і до моменту повторного руйнування в географічній оболонці, називають ***седиментаційним,*** *або* ***осадовим, циклом***.

Цикл охоплює процеси утворення, збереження та руйнування осадових порід і є відображенням загального фізичного

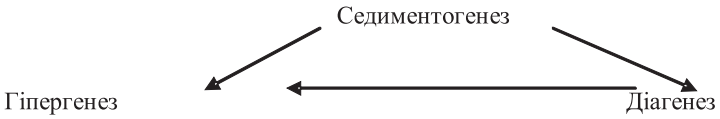


Рис. 3. Схема седиментаційного циклу

закону про збереження речовини – речовина не зникає, лише переходить з одного стану в інший. Седиментаційний цикл відображає кругообіг речовини – обмін нею між надрами і поверхнею Землі – та охоплює нескінченуий цикл природних процесів. Це безконечна послідовність перетворень, які відбуваються і на по верхні Землі, і в її надрах. Загальна кількість речовини в цій системі стала, переміщуються і змінюють положення та стан лише окремі її частинки, які є в складі то одного мінералу, то іншого, то рідини, то твердого тіла. Більшість частинок пройшла через осадові цикли не один раз. Уся історія розвитку Землі складена з безконечної послідовності циклів осадонагромадження – піднять, ерозії, відкладання осаду тощо.

Седиментаційний цикл відбувається послідовно, закономірно і за стадіями. В тривалій історії утворення осадової породи можна виділити такі стадії (рис. 3):

- *седиментогенез* – утворення осаду;
- *діагенез* – перетворення осаду в породу;
- *гіпергенез* – повторне руйнування породи в географічній оболонці.

На стадії седиментогенезу утворюється ніби сирий (вихідний) матеріал, перетворення якого дає осадову породу. Вихідний матеріал осадових порід (осад) утворюється в географічній оболонці внаслідок руйнування давніших порід літосфери і накопичення біосферного матеріалу.

Становлення осадової породи завершується діагенезом. У 1962 р. М.М. Страхов [23, 24] об'єднав фази утворення осадової породи (седиментогенез і діагенез) і увів поняття *літогенез*, під

яким розумів усю сукупність процесів формування осадових порід (седиментогенез–діагенез–гіпергенез)ю

На кожній стадії діють певні механізми, відбуваються певні седиментаційні процеси, впливають певні чинники зовнішнього середовища. *Седиментаційні процеси* – це комплекс фізичних, хімічних, біологічних і геологічних процесів, наслідком яких є утворення осаду та осадової породи. В класичному уявленні до них належать звітрювання, ерозія, транспортування, відкладення і літифікація (скам'яніння).

Седиментологія займається вивченням седиментогенезу – закономірного історичного геологічного процесу, що відбувається в часі та приводить до утворення вихідної речовини осадових порід – осаду.

1.3. Мета, завдання, методи седиментології, зв'язок з іншими науками

Седиментологія – молода наука, яка почала бурхливо розвиватися лише останніми десятиріччями, однозначного її трактування наразі нема. Найпоширеніші такі підходи до її розуміння. Її вважають:

- синонімом літології (називають сучасною літологією);
- наукою, що вивчає лише сучасні осади і процеси, які приводять до їхнього утворення (тому седиментологію вилучають з циклу геологічних наук);
- наукою про походження (генезис) осаду й осадової породи.

Першого погляду дотримується більшість дослідників США, Канади і колишнього СРСР, які широко розуміють завдання седиментології і вважають її синтезувальною наукою про осадові породи. Проте геологи французької, англійської і голландської шкіл трактують седиментологію вужче і залишають за нею право досліджувати механізми, процеси та умови осадонагромадження і виявляти загальні закони седиментогенезу (або закони утворення осадів), а саме: закономірності осадження, перенесен-

ня, хімічного перетворення та усталення зв'язку будови осадів і осадових порід з умовами їхнього накопичення.

Проаналізуємо ці підходи до трактування седиментології. Наразі вважаємо неправильним ототожнення седиментології та літології. Аналіз світової літератури засвідчує, що сьогодні активно розмежовують об'єкти, завдання, методи досліджень цих двох галузей наукових знань, і седиментологія чітко виокремлена як наука про генезис осадів і осадових порід.

Літологія є наукою про склад і будову осадових порід, що охоплює методи діагностики та опис ознак осадових порід різних класів і розробку загальної теорії осадового породоутворення. Якщо літологію розглядати як синтетичну науку про осадові породи, то, без сумніву, седиментологія є її важливою складовою частиною, що вивчає процеси утворення вихідної речовини осадової породи – осаду. В разі, якщо літологію розуміти вузько, лише як петрографію осадових порід, головним завданням якої є морфологічні дослідження, то тоді седиментологію можна розглядати як її основу, каркас, оскільки вона вивчає процеси та механізми утворення осадових порід, а літологія – результат дії цих процесів (табл. 1).

Таблиця 1

Порівняльний аналіз літології і седиментології

Аспект порівняння	Літологія	Седиментологія
Об'єкт досліджень	Літосфера	Літосфера та географічна оболонка
Предмет досліджень	Осадові породи	Осад та осадові породи
Методи	Морфолого-порівняльний, мінералогічний, лабораторні тощо	Морфолого-генетичний, безпосереднє спостереження і вимірювання, експериментальні, лабораторні тощо.
Головна мета	Вивчення мінерального, хімічного складу і будови осадової породи	З'ясування походження (умов, механізмів, процесів утворення) осадів, осадових порід та їхніх перешарувань

Без сумніву, седиментологія – геологічна наука, оскільки, по-перше, вивчає геологічні процеси, по-друге, має практичне застосування в геологічній практиці. Завдяки вивченню сучасних седиментологічних процесів, ми можемо реконструювати умови осадоутворення геологічного минулого. Седиментологія, спостерігаючи сучасні процеси і механізми, не бачить результату їхньої дії. Седиментологія, що вивчає давні осадові породи, навпаки, фіксує результат і не працює з процесами та механізмами утворення осадів.

Седиментологія тісно пов'язана з такими фундаментальними науками, як біологія, фізика, хімія, географія. Процеси руйнування і транспортування відбуваються під дією переважно фізичних чинників за законами фізики, а в процесах осадження головну роль відіграють хімічні перетворення. Живі організми суттєво впливають на процеси утворення осадів, вони живуть в осаді або на його поверхні, активно використовують з нього поживні речовини, а після смерті перетворюються в осад. Біологічні, хімічні й фізичні характеристики осаду є дуже важливими для пізнання історії осадових порід. З географією седиментологію поєднує єдиний об'єкт досліджень – географічна оболонка. Седиментологія перетинається з такими геологічними дисциплінами, як геохімія, мінералогія, палеонтологія, тектоніка, стратиграфія, використовує досягнення хімії, біології, фізики, геоморфології, океанографії, інженерної геології, кліматології, гідродинаміки тощо, і сама робить значний внесок у розвиток цих наук.

Головна мета седиментології – вивчення генезису (походження) осаду, осадових порід, їхніх перешарувань і виявлення глобальних закономірностей седиментогенезу.

Головні завдання седиментології такі:

- вивчення процесів руйнування гірських порід, переміщення осадового матеріалу в географічній оболонці та його осадження;
- визначення умов утворення сучасних осадів;
- реконструкція умов осадонагромадження геологічного минулого.

Чотири запитання, на які повинен відповісти седиментолог:

– де і на якій відстані було джерело знесення, як воно було пов'язане з басейном седиментації;
– як відбувалося перенесення осадового матеріалу;
– які були умови седиментації (фізичні, хімічні, біологічні параметри седиментаційного середовища, геоморфологічна характеристика дна, географічне розміщення тощо);
– як утворилися вертикальні послідовності осадових порід.

Рис. 4. Абразивне обростання уламкового зерна турмаліну, пісок Мак–Наірі (крейда), штат Теннессі, ×250, за [33]

Головний метод седиментології – морфолого-генетичний, він дає змогу за набором зафіксованих ознак будови розшифрувати історію осаду чи осадової породи або їхніх складових. Як приклад, можна розглянути історію обкатаного турмалінового зерна з регенераційною облямівкою (рис. 4). Його будова дає підстави припустити таке. Спочатку воно перебувало у складі магматичної породи, згодом зруйнованої. Після цього турмалінове зерно вивільнилося, перемістилося на значну відстань, зазнало обкатування і відклалось у піску. Потім утворилася регенераційна облямівка внаслідок метаморфізму низького ступеня, відбулося повторне звітрювання і вивільнення зерна, відновлення транспортування й обкатування і, нарешті, перевідкладення в іншому піску.

1.4. Історія седиментології

Седиментологія як наука зародилася недавно, проте знання людства про осад відомі з давніх-давен. Перші документально зафіксовані гіпотези про утворення осаду належать давнім грекам. Основи осадової геології закладені одночасно з виникненням геології.

Історія седиментології ще повністю не написана, оскільки наука в процесі становлення. Однак у її розвитку можна виділити декілька моментів.

1. До кінця першої половини XVIII ст. – закладення основ осадової геології. Леонардо да Вінчі, Н. Стенон та інші ввели осадові породи в об'єкт наукових досліджень, розпочали збирання даних про осадові породи. Саме в цей час написано перші праці про утворення гірських порід шляхом осадження у водному середовищі (Н. Стенон 1669 р. сформулював закон послідовності нашарувань – кожен шар, що залягає нижче, давніший).

2. Друга половина XVIII ст. – виникнення геології та стратиграфії як самостійних наук і поява перших визначних праць з вивчення осадових порід. Найвідоміші дослідники цього часу – Ж. Бюффон, М. Ломоносов ("Про шари земні", 1763 р.), А.Г. Вернер, В. Сміт та інші – узагальнили матеріали з окремих відслонень, зробили перші спроби нанести осадові тіла на карту і створили перші концепції (нептунізм) пояснення глобальних тенденцій осадонагромадження.

3. Перша половина XIX ст. – опубліковані праці Ч. Лайєля, А. Греслі, Б. Соколова, де зазначено, що знання про сучасні геологічні процеси можна використовувати для пізнання давніх осадових утворень (сформульований принцип актуалізму), закладено основи вчення про фації, зроблено перші спроби інтерпретації умов утворення переважно теригенних і карбонатних порід.

4. Друга половина XIX ст.–30-ті роки XX ст. – з появою мікроскопа почався бурхливий розвиток петрографічного напряму – мікроскопічного вивчення осадових порід (тобто розвивали передусім морфологічне вивчення осадових порід, тоді як седиментологія, а саме – пізнання механізмів утворення, була занедбана). В цей період осадові породи цікавили дослідників лише з позицій мікроскопічних даних або їх розглядали лише як вмісні для палеонтологічних решток. Найзначнішою подією цього періоду була організація перших океанографічних досліджень на судні "Челленджер". У 1891 р. опубліковано звіти за результатами досліджень експедицій судна з численними даними про поширення осадів на морському дні.

5. З 30–х років XX ст. і до тепер – активні дослідження сучасних осадів і Світового океану, розробка методики фаціального аналізу. З огляду на інтенсивний розвиток нафтогазової геології головні акценти робили на вивченні геометрії осадів та осадових порід, з'ясуванні їхньої вертикальної послідовності, аналізі текстур тощо; виник підвищений інтерес до вивчення фацій, до тривимірного аналізу як сучасних, так і давніх відкладів, відновлення умов їхнього накопичення. Організовано численні експедиції з вивчення сучасних геологічних процесів у різних ділянках земної кулі. Створено океанографічні інститути, седиментологічні лабораторії. Як наслідок, з'явилися настільки точні дані про сучасні осади, що давні осадові породи можна було вивчати, порівнюючи їх з сучасними аналогами. Поступово викристалізувалася загальна концепція осадонагромадження, розроблено методи діагностики умов утворення осадових порід, що ґрунтуються на вивченні геометрії осадових тіл, вертикальної послідовності порід, їхнього складу і текстур. Тут треба згадати таких дослідників, як У.Х. Твенховел ("Вчення про утворення осадів", 1936 р.), Ф.Д. Петтиджон ("Осадові породи", 1981 р.), М.М. Страхов ("Основи теорії літогенезу", 1960 р.) та ін.

Сьогодні седиментологія бурхливо розвивається, особливо в напрямі реконструкції умов осадонагромадження геологічного минулого. У 90-ті роки XX ст. з виходом двотомника за редакцією Х. Рединга "Обстановки осадконакопления и фации" (1990) [15, 16] остаточно сформульовано головні положення, розроблено методику, структуру і методи перспективного наукового напряму, основою якого є седиментологія, – фаціального аналізу. Концепцію фаціального аналізу вважають одним з трьох "революційних" геологічних відкриттів XX ст. (ще два – це теорія літосферних плит та секвенс-стратиграфія).

Моря й океани є природними лабораторіями осадового процесу. За минулі десятиріччя досягнуто значних успіхів у вивченні Світового океану завдяки розширенню фронту досліджень та застосуванню нових методів, приладів тощо.

Світовий океан досліджують за такими напрямами:

- глибоководне буріння – розпочате 1968 р. з судна "Гломар Челленджер", продовжене на новому буровому судні "Джоідес Резолюшен"; дотепер пробурені свердловини в більш ніж 1 200 пунктах Світового океану, значна частина яких пройшла всю осадову товщу і ввійшла в базальти океанічної кори;
- комплексні геофізичні дослідження, завдяки яким у загальних рисах вивчені будова і склад осадових утворень Світового океану;
- застосування підводних апаратів (батискафів) "Алвін", "Сіана", "Пайсис", "Мир", які дають змогу вести безпосереднє спостереження різноманітних явищ на дні і в товщі води Світового океану; можливості цієї техніки ще не вичерпані, але вже привели до визначних відкриттів, зокрема, завдяки їм виявлено систему активних серединно-океанічних хребтів загальною довжиною близько 80 000 км, явище надходження на дно океану великої кількості твердої, рідкої, газової ендогенних речовин тощо;
- використання нових методів вивчення поверхні дна океанів (монопроменевими ехолотами, локаторами, із космосу), завдяки яким вивчають рельєф дна океану; уже встановлені потужні дренажні системи, що розподіляють осадовий матеріал;
- впровадження кількісних підрахунків абсолютних мас осадової речовини у воді річок, морів та океанів седиментаційними пастками різних типів, з використанням ізотопних методів тощо, які дають змогу виявляти характер поширення осадового матеріалу в різних седиментаційних середовищах.

Застосування нових напрямів і методів допомогло отримати великий обсяг нових даних, які привели до кардинального перегляду старих положень і формулювання нової концепції осадонагромадження.

Цікаво, що сучасна седиментологія розвивалася не з літології чи петрографії осадових порід або стратиграфії, а зародилася на межі структурної геології, тектоніки та океанографії.

Чому так сталося? По-перше, геологи-тектоністи завжди шукали критерії для визначення нормального і перекиненого залягання шарів осадових порід. Ідеальні індикатори залягання порід – це текстури. Цей метод визначення підошви-покрівлі набув найбільшого розвитку в праці Р. Шрока "Послідовності в світах шаруватих порід" (1948). По-друге, тектоністи були стурбовані широкою варіацією складу і товщиною осадів у геосикліналях і на платформах. Саме вони перші поставили питання: як нагромаджені такі потужні відклади в геосинкліналях? І саме тектоністи спробували відповісти на це питання: (Е. Бейлі "Новий погляд на седиментацію і тектоніку" 1930 р.).

Сьогодні на теми седиментології є дуже багато різноманітних публікацій. В Америці видають журнал "Седиментологія" та "Осадова геологія", активно діє Міжнародна організація седиментологів та ін.

Контрольні питання

1. *Наведіть визначення осадової породи.*
2. *Які корисні копалини видобувають з осадових порід?*
3. *У чому полягають головні відмінності географічної оболонки від усіх інших земних сфер?*
4. *Що таке осад?*
5. *Схарактеризуйте загальну схему утворення осаду.*
6. *Що є об'єктом і предметом вивчення седиментології?*
7. *Наведіть визначення седиментології.*
8. *Чи є з'ясування походження осаду головною метою седиментологічних досліджень?*
9. *Якими методами оперує седиментологія?*
10. *Чи седиментологія є геологічною наукою?*
11. *Визначте місце седиментології серед інших наук.*
12. *Схарактеризуйте етапи становлення седиментології.*
13. *У чому полягає специфіка сучасного етапу розвитку седиментології?*

2. БУДОВА ТА ОЗНАКИ ОСАДОВИХ ПОРІД

2.1. Будова осаду, ґрунту та осадової породи

Осадові породи – це геологічні тіла, утворені внаслідок руйнування давніших порід, транспортування продуктів руйнування з областей знесення в області седиментації та їхнього осадження механічним, хімічним чи біогенним шляхом.

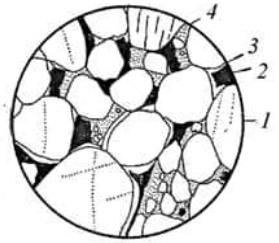


Рис. 5. Будова осадової породи:

1 – каркас; 2 – пори; 3 – цемент; 4 – матрикс

У будь-якій осадовій породі виділяють такі елементи: каркас, матрикс, цемент, пори (рис. 5).

Каркас – це зерна найбільшого розміру, які не дотикаються або дотикаються одне до одного фрагментарно (так звані точкові контакти). Елементом каркаса може бути уламок породи чи мушлі, моно мінеральне зерно, які, як звичайно, утворені за межами області седиментації, механічно вкладені (упаковані) силами гравітації в породу і займають у гравітаційному полі Землі чітко визначене місце.

Матрикс – це дрібні уламки, розміщені між зернами каркаса. Певної градації між зернами каркаса і матриксу нема. Наприклад, у конгломератах каркас складений галькою, а матрикс – уламками піщаного розміру; у пісковиках каркас псамітового розміру, матрикс – з алевритових чи пелітових частинок. Матрикс утворюється після каркаса чи одночасно з ним.

Цемент – це мінеральні новоутворення, які заповнюють порожнини осаду на стадії діагенезу під час взаємодії зерен каркаса і матриксу з розчинами, що циркулюють у порожнинах.

Пори – порожнини, не зайняті ні каркасом, ні матриксом, ні цементом. Можуть бути порожні або заповнені газом, водою, нафтою, розсолами.

Будова осаду, ґрунту та осадової породи відрізняються. На відміну від осадової породи, осад і ґрунт мають такі особливості:

- зерна каркаса і матриксу притулені не щільно, дотикання їх тимчасове, положення в гравітаційному полі Землі нестійке;
- цементу нема;
- поровий простір займає значний об'єм – до 70 %;
- пори заповнені атмосферним газом чи водою середовища, в якому відбувається седиментація.

У магматичних і метаморфічних породах зерна щільно притулені одне до одного. В осадових породах вони контактують частково й утворюють структуру, стійку в гравітаційному полі Землі. Інша відміна осадової породи – висока пористість, зумовлена наявністю значного за об'ємом міжгранулярного (міжзернового) простору і великої кількості пор. З часом у пори потрапляють розчини, відкладаються нові мінерали, які цементують уламкові зерна. Відбувається поступове зменшення пористості до цілковитого її зникнення.

2.2. Ознаки осадових порід

Крім будови, важливі ознаки осадової породи такі:

- мінеральний склад;
- хімічний склад;
- колір;
- розмір зерен, їхня форма, обкатаність;
- структура;
- текстура;
- наявність решток палеоорганізмів.

Будову осадової породи, розмір зерен, їхню форму, обкатаність, структуру, мінеральний та хімічний склад визначають

переважно під час вивчення породи під мікроскопом або спеціальними лабораторними методами. Такі ознаки, як текстура, колір, вміст органічних решток, а також, частково, мінеральний склад та розмір зерен, досліджують у польових умовах під час безпосередніх візуальних спостережень.

Мінеральний склад. Мінерали осадових порід розрізняють за складом, хімічною та фізичною стійкістю, щільністю, механізмом утворення тощо. В осадових породах переважають мінерали, стійкі за умов земної поверхні (кварц, халцедон, калієві польові шпати тощо). Нестійких мінералів (піроксенів, амфіболів, плагіоклазів, олівіну) або нема, або є незначні домішки. Найчастіше вони заміщені хімічно стабільними в екзогенних умовах глинистими, карбонатними, сульфатними та іншими мінералами.

Найпоширеніші мінерали осадових порід – кварц (до 70 %), польові шпати (середній вміст 30 %, це переважно калієві польові шпати (натрієві нестійкі)), слюди (біотит, мусковіт). Перелічені вище мінерали *легкі* й становлять головну масу породи. Ще є *важкі* мінерали, які трапляються в незначній кількості (переважно до 1 %). Їхня щільність понад 2,85 г/см^3, вони походять від акцесорних мінералів материнської породи. Кількість їх у породі може бути від 2–3 і до 20 %. До важких, стійких за екзогенних умов, мінералів зачислюють циркон, турмалін, апатит, гранат тощо. Набір важких мінералів успадкований від материнської породи і свідчить про дальність перенесення.

Утворені поза місцем осадонагромадження і механічно перенесені в осад мінерали називають *алогенними* (вони формують переважно каркас і матрикс). Мінерали, що утворилися в області седиментації, називають *аутигенними*. Це переважно мінерали цементу або мінерали, утворені внаслідок хімічного звітрювання чи осадження.

Мінерали осадових порід розрізняють за складом. Серед них виділяють карбонатні, глинисті, силікатні, фосфатні, сульфатні тощо. Найпоширенішими є силікатні, карбонатні й глинисті мінерали. Карбонатні зерна (кальцит, менше – доломіт) утворюють каркас, матрикс, цемент. Глинисті мінерали, такі як каолініт, монтморилоніт, глауконіт та інші, є в складі каркаса, матриксу

чи цементу, можуть бути уламкового походження чи утворюватися внаслідок хімічних перетворень. Склад силікатних мінералів залежить від складу зруйнованої породи. Вони формують каркас або матрикс і належать до групи алогенних мінералів.

За ***хімічним складом*** осадові породи подібні до магматичних і метаморфічних. У них домінують кисень, силіцій, алюміній, підвищений вміст вуглецю внаслідок значного вмісту органічних сполук, водню через підвищений вміст води і кисню (надходить з атмосфери), низький вміст натрію, який є швидкорозчинним і концентрується у водах Світового океану.

Колір – найпростіша візуальна ознака, залежить від мінерального і хімічного складу й може відображати післяседиментаційну історію породи. Змінюється в широкому діапазоні. Найпоширенішими є білий, жовтуватий, різні відтінки сірого, бурий, чорний та інші кольори.

Розмір зерен, їхня форма, обкатаність і характер сортування взято за основу класифікації уламкових порід. Це найважливіші ознаки для седиментолога, оскільки за ними можна визначити стан транспортувального і седиментаційного середовищ. Якщо в породі наявні уламки одного розміру, то породи добре *відсортовані*. Найчастіше трапляються породи, в яких домінують уламки двох різних розмірів (так звані *бімодальні* породи) або трьох (*тримодальні*). Породи з уламками одного розміру – *унімодальні* чи рівнозернисті, породи з уламками різного розміру (бімодальні чи тримодальні) – різнозернисті, погано відсортовані.

Розмір зерен і витриманість їх за розміром (*сортування*) є показником ефективності транспортувального середовища та гідродинамічних умов областей седиментації, свідчать про дальність (грубоуламкові породи відкладені близько до області знесення) і спосіб перенесення (волочінням, сальтацією чи у завислому стані) тощо.

Форма зерен осадових порід залежить як від складу материнської породи, так і від седиментологічної історії. За класифікацією Т. Зінга (1935) [38] виділяють чотири класи зерен за формою. До першого класу належать сплющено-таблитчасті зерна, до другого – видовжені циліндричні, до третього – тривісні паралелепіпедні, до четвертого – рівновісні кубічні. Додатковою характеристикою форми зерен є ступінь їхнього обкатування, що відображає гостроту країв і кутів уламкових зерен та виникає під час транспортування внаслідок тертя (*абразії*, чи стирання) одного зерна до іншого. Згідно з Ф.Д. Петтиджоном [13], за ступенем обкатування виділяють чотири класи зерен (рис. 6).

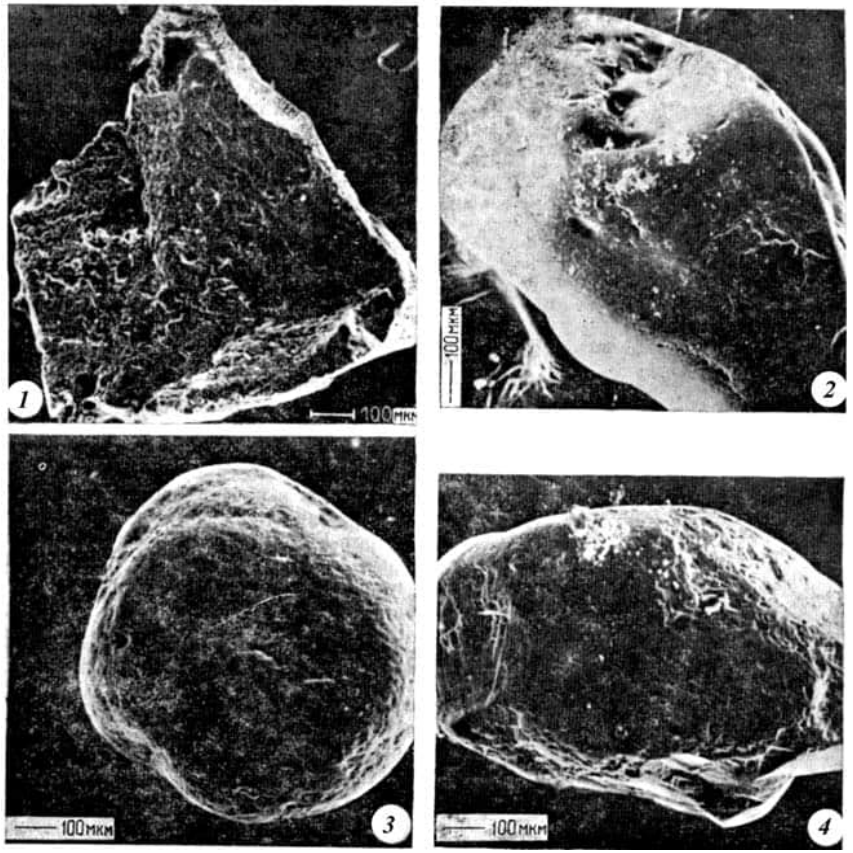


Рис. 6. Ступінь обкатування піщаних зерен у сканувальному електронному мікроскопі, за [34]:

1 – кутасті; 2 – напівкутасті; 3 – напівобкатані; 4 – добре обкатані

До першого зачислені *кутасті* уламки (з незначними слідами обробки – краї та кути гострі, другорядні кути численні й гострі); до другого – *напівкутасті* зі трохи обкатаними гранями та кутами, другорядні кути численні; до третього – *напівобкатані* ззначними слідами обробки, краї та кути заокруглені, другорядні кути нечисленні й згладжені; до четвертого – *добре обкатані,* у яких первинні краї та кути не збережені, плоских ділянок нема.

Форма зерен залежить від складу материнських порід і, особливо, від їхньої текстури та структури. Такі породи, як сланці, мають таблитчасту форму гальок, а однорідні з масивною текстурою (кварцити) – сферичну. На шляху від джерела знесення ступінь обкатування зростає, розміри уламків зменшуються, і вони прагнуть набути сферичної чи сплощеної форми. П. Кюнен [32] експериментально з'ясував, що уламок вапняку стає добре обкатаним під час перенесення на відстань у 50 км, габро – 140, кварц – 300 км. Чим дрібніше зерно, тим довше триває обкатування. Наприклад, уламок кварцу псамітового розміру буде слабко обкатаним унаслідок переміщення на відстань у 10 тис. км. За даними П. Кюнена, еолові процеси є потужним механізмом абразії піщаних зерен і не впливають на уламки до 0,05 мм. Водні потоки майже не обкатують зерна кварцу та польових шпатів псамітового розміру.

Структура. Цей термін седиментологи застосовують для позначення просторового розміщення й орієнтування мікроелементів породи. Структура характеризує мікрогеометрію породи. На мікрорівні структура осадових порід визначена розміром, формою та характером розміщення мінералів. Структуру називають *ізотропною* в разі, якщо елементи розміщені хаотично; коли вони орієнтовані в якомусь одному напрямі, то структура *анізотропна*. Для визначення орієнтування найбільше значення мають видовжені уламки, розміри яких по осях нерівні.

Зазначимо, що структура є важливою ознакою уламкових порід. Вона залежить від розміру зерен. Для уламкових порід за розміром частинок виділяють такі структури: псефітову (розмір уламків понад 2 мм), псамітову (2,0–0,1 мм), алевритову (0,1–0,01 мм), пелітову (до 0,01 мм). Хемогенним породам властиві

кристалічні структури: макро-, мікро-, мезо-, криптокристалічні чи, за класифікацією східноєвропейських геологів, повно-, крупно-, середньо-, дрібнокристалічні.

Застосування структур для седиментології має багато обмежень і досить трудомістке.

2.3. Текстури

Текстура – це характерні особливості внутрішньої будови осадів і осадових порід, які видно неозброєним оком, а саме – спосіб виповнення, розміщення компонентів, орієнтування один щодо одного. На відміну від структур, текстури споглядають візуально на породах у відслоненнях, а не в шліфах. Структури відображають взаємовідношення між зернами на мікрорівні, а текстури – характер розміщення більших елементів осадової породи, які добре видно під час польових досліджень.

Описам текстур присвячено багато праць. Останніми роками інтерес до текстур знову посилився, оскільки:

- вони є цінними характеристиками для визначення умов осадонагромадження, станів транспортувального та седиментаційного середовищ;
- не залежать від складу породи;
- неповторні в різних середовищах осадоутворення;
- відображають процеси відкладення осаду і, особливо, гідродинамічний режим басейну седиментації.

Текстури широко використовують у геології та седиментології, зокрема, для визначення стану середовища, в якому відбувалося осадження; вивчення аеро- чи гідродинамічного режиму осадження; як показники напряму палеотечій, індикатори стану транспортувального середовища; для визначення залягання шарів порід; характеристики певних діагенетичних процесів.

Перш ніж описувати головні типи текстур і механізм їхнього утворення, розглянемо деякі терміни. Головною формою залягання осадових порід є *шар*. Це геологічне тіло, у якого ширина і довжина набагато більші від товщини. *Прошарок* – це найменша

одиниця, яку можна виділити макроскопічно в осадовій породі, за складом однорідний, товщина – від перших міліметрів до 1–2 см, обмежений знизу й угорі *граничними* (*межовими*) *поверхнями*, або поверхнями нашарування. *Серія прошарків* складена кількома (двома і більше) прошарками, розміщеними у певному порядку і відокремленими один від одного поверхнями нашарувань. Прошарки утворюють шаруватість. *Шаруватість* – це чергування двох або трьох різних за складом, кольором чи іншими ознаками прошарків з паралельними граничними поверхнями. Шаруватість найбільше характерна для дрібнозернистих відкладів і виглядає як більш-менш чітке чергування осадового матеріалу, що відрізняється за складом, розміром зерен, вмістом дисперсної органічної речовини тощо. Граничні поверхні прошарків бувають витриманими і чіткими або переривчастими і погано вираженими. Приклади шаруватості: чергування алевролітів, пісковиків і аргілітів чи темно- і світлоколірних порід або прошарків з різним вмістом органіки. Причини утворення шаруватості – це коливання швидкості осадження осадового матеріалу, нерівномірне переміщення потоком осадового матеріалу, пульсівне постачання уламкових компонентів унаслідок кліматичних сезонних коливань тощо. Чіткість вираження шаруватості є свідченням порівняно спокійного середовища, в якому накопичувалися осади. Навіть незначна донна течія приводить до знищення шаруватості. Загалом, чим тонші прошарки, тим повільніша швидкість накопичення осаду і частіша зміна зазначених вище причин. *Граничні поверхні* – це межі різкої зміни складу, кольору чи інших ознак. Вони бувають плоскі, хвилясті, чіткі й погано виражені. Нижню поверхню називають *підошвою*, верхню – *покрівлею*.

Класифікації текстур. Унаслідок підвищеної цікавості до текстур, накопичення значної кількості описів їхніх різних видів виникла проблема уніфікації матеріалу і створення класифікації. До вирішення цієї проблеми є два підходи: морфологічний і генетичний.

У морфологічних класифікаціях текстури групують за морфологічними ознаками – формою чи геометрією, у генетичних

виділяють групи текстур за механізмом або послідовністю їхнього утворення. Всі класифікації недосконалі. Суто морфологічні класифікації штучні й об'єднують текстури, не пов'язані між собою. Генетичні класифікації допускають, що текстура утворена внаслідок дії одного чи двох певних седиментаційних процесів. Коли текстура утворена кількома процесами, вона не має місця в чільній класифікації.

Є дві системи генетичних класифікацій текстур: східноєвропейська й американська. Східноєвропейські геологи за механізмом утворення розподіляють осадові текстури на два класи: первинні та вторинні. Первинні утворюються в осаді під час його відкладення на стадії седиментогенезу внаслідок дії тих самих фізичних процесів, які приводять до утворення осаду (приклади: знаки бриж, різні типи шаруватості тощо). Первинні структури поділяють на біогенні (утворені внаслідок життєдіяльності організмів) і неорганогенні (утворилися механічним шляхом). Вторинні текстури формуються після утворення осаду під час його хімічних перетворень на стадії діагенезу.

Згідно з американським підходом під час створення генетичних класифікацій текстур треба враховувати не лише механізм, а й послідовність їхнього утворення та зв'язок з певними ділянками шару. За цими ознаками текстури поділяють на три групи: доседиментаційні (міжшарові), синседиментаційні (або внутрішньошарові) і післяседиментаційні. *Доседиментаційні* текстури утворюються на поверхні шару до моменту перекриття його наступною порцією осаду. Виникають найчастіше під час ерозії. Деколи такі текстури називають відбитками підошви, донними чи ерозійними текстурами, або механогліфами. До *синседиментаційних* зачислюють різні типи шаруватості, які утворюються одночасно з осадженням. *Післяседиментаційні* – це деформаційні текстури, які порушують текстури першої і другої груп під час діагенезу.

Коли зразок розколоти по поверхні нашарування, то утворяться опуклі елементи на підошві верхнього шару – *зліпки*, відповідні заглиблення на поверхні нижнього пласта – *відбитки*.

2.3.1. Неорганогенні текстури

Неорганогенні доседиментаційні текстури приурочені до межі поділу двох шарів – глинистого (нижнього) та піщаного (верхнього). Формуються на верхній поверхні нижнього шару до моменту утворення перекривного шару. Більшість текстур цього типу має ерозійне походження і свідчить про переміщення осадового матеріалу. Його осадження на момент утворення доседиментаційних текстур не відбувалося. Інша назва цього типу текстур – *механогліфи*, або *ерозійні* текстури.

Найпоширенішими доседиментаційними текстурами є відбитки ямок, сліди виорювання, брижі, тріщини висихання, відбитки крапель дощу.

Відбитки ямок, або ***рифлі***, – групова текстура, складена сукупністю орієнтованих опуклих елементів на підошві піщаного (перекривного) шару (рис. 7–9). Елементи подібні за розміром і формою, мають вигляд п'яти- (з чітким заокругленим краєм) або трикутника (із загостреним одним кінцем і розширеним протилежним). Усі елементи напрямлені заокругленим чи загостреним краєм в один бік. Їхні розміри такі: ширина 1–5 см, довжина 3–20 см.

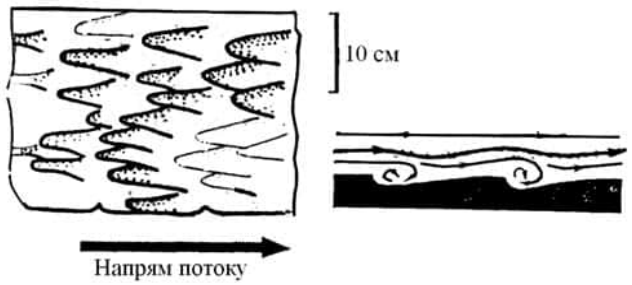


Рис. 7. Рифлі. План, поперечний переріз і механізм утворення заглиблень у м'якому мулі коловоротами потоку, за [21]

Найчастіше утворюються під час дії турбідитних потоків з турбулентним рухом води. Однонапрямлений потік, що швидко та хаотично рухається, вимиває у мулистому дні заглиблення – ямки. Кожну ямку засипає піщаний матеріал, так формуються негативні зліпки ямок на підошві пісковику. Заокруглений чи загострений край звернені назустріч течії, а розширений – за течією. Крім напряму, за цією текстурою можна відновити характер руху та відносну швидкість потоку.

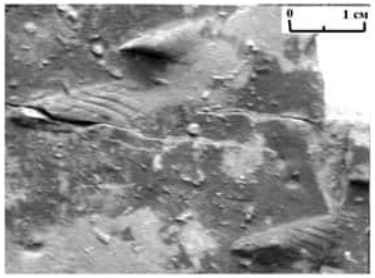


Рис. 8. Рифлі. Нижній девон, дністерська серія, с. Нирків Тернопільської обл., за [5]

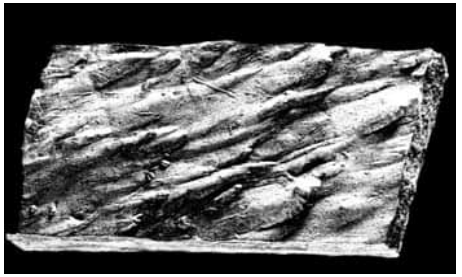


Рис. 9. Рифлі у карпатському фліші, олігоцен, за [30].

Сліди виорювання – це довгі тонкі прямі паралельні сліди врізання в мулисте дно, заповнені піщаним матеріалом (рис. 10). Їх нарізають предмети (галька, куски дерева, мушлі тощо), які волочилися по дну водного потоку і залишали на ньому борозни й канавки. Глибина і ширина таких слідів змінюється від декількох міліметрів до перших сантиметрів. На підошві перекривного піщаного шару утворюють негативні зліпки, що мають вигляд видовжених прямолінійних потовщень. Розміщені зрідка. У поперечному перерізі кутасті та округлі. Напрямлені паралельно до течії потоку. Поширені нижче за течією, ніж рифлі. Сліди виорю-

Рис. 10. Сліди виорювання в карпатському фліші, олігоцен, за [30]

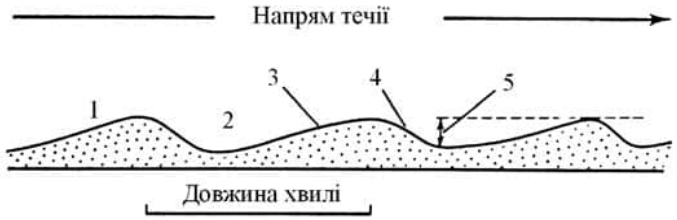


Рис. 11. Будова бриж:

1 – гребінь; 2 – трог; 3 – схил; звернений догори за течією; 4 – схил; звернений униз за течією; 5 – висота, за [21]

вання, як і відбитки ямок, утворюються під дією водних однонапрямлених потоків з інтенсивною течією. Найбільше характерні для турбідитних потоків.

Брижі є найпоширенішими серед механогліфів. У поперечному перерізі мають вигляд хвилеподібно вигнутих шарів. Трапляються переважно в дрібнозернистих пісковиках, утворених під впливом спокійних малопотужних потоків води. Брижі складені чергуванням лінійно витягнутих *гребенів* (найвищі опуклі ділянки) і *трогів* (найнижчі вігнуті ділянки). Брижі можна схарактеризувати такими кількісними параметрами, як довжина і висота хвилі, довжина і кути падіння боків, масштаб. *Висота* хвилі – це відстань по перпендикуляру від найнижчої точки трогу до найвищої точки гребеня. *Довжина* хвилі дорівнює відстані між двома гребенями або трогами (рис. 11). Масштаб бриж залежить від їхньої довжини та висоти – чим ці праметри більші, тим більший масштаб.

Залежно від довжини боків і кутів нахилу виділяють *симетричні й асиметричні* брижі (рис. 12, 13). Симетричні брижі називають *брижами хвилювань*, вони утворені коливальними рухами флюїду з навперемінним напрямом без сумарного горизонтального переміщення осаду. Часто супроводжуються внутрішньою скісною шаруватістю, що відповідає або не відповідає морфології поверхні бриж. Складені боками однакової довжини, нахиленими під одним кутом.

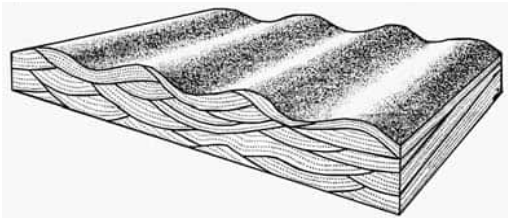


Рис. 12. Симетричні брижі, за [21]

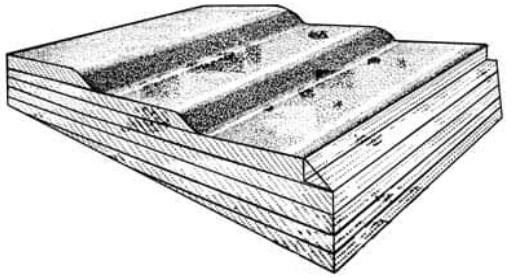


Рис. 13. Асиметричні брижі, за [21]

Асиметричні брижі мають чіткі відмінності між сторонами. Одна слабко нахилена, довша, падає назустріч потоку, інша – круто нахилена, коротша, звернена вниз за течією. В середині шару має тонку скісну шаруватість, опуклі елементи якої звернені проти течії. За походженням такі брижі – наслідок дії слабкого однонапрямленого потоку, тому їх називають *брижами течій*.

Залежно від форми, довжини, витриманості на площі гребенів і трогів виділяють різновиди бриж: прямогребенева, інтерференційна, серпоподібна тощо.

Знаки бриж є в алевролітах, дрібнозернистих пісковиках, утворюються у флюїді зі слабкою течією, характерні для різноманітних середовищ: річкових, дельтових, лагунних, морських, можуть бути еолового походження. Знаки бриж корисні для визначення: залягання шарів (належать до текстур підошви);

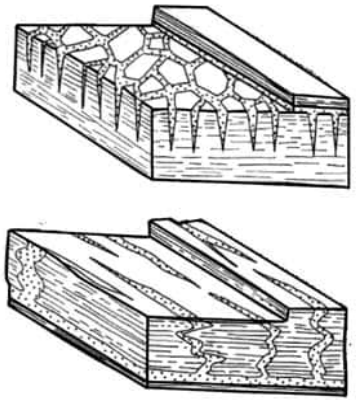


Рис. 14. Механізм утворення тріщин висихання, за [21]

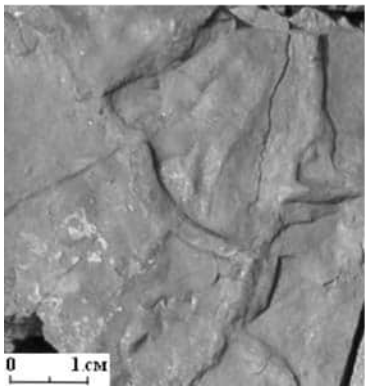


Рис. 15. Тріщини висихання. Нижній девон, дністерська серія, с. Нирків Тернопільської обл., за [5]

напряму і режиму течій (свідчать про низьку швидкість, спокійний рух флюїду в одному напрямі чи з його навперемінною зміною).

Не придатні для діагностики середовищ осадонагромадження, оскільки утворюються в різних умовах і водоймах на будь-якій глибині.

Тріщини висихання, або ***сонячні тріщини***, формуються в пластичних матеріалах (мулах) унаслідок втрати води під час висихання на повітрі (рис. 14, 15). У цьому разі утворюється багатокутна система тріщин, розширених на поверхні й звужених донизу (видно в поперечному перерізі). Коли їх знову покриває вода, у тріщини потрапляє осадовий матеріал (переважно піщаний), і тоді на підошві піщаного шару утворюється полігональна сітка опуклих видовжених елементів. Глибина їх від 1 см до 1 м, ширина до 3–5 см.

Тріщини висихання є надійними показниками континентальних середовищ. Сприятливі умови для їхнього утворення – зони припливів і відпливів, тимчасові озера пустель, замулені ділянки заплав річок тощо.

Відбитки крапель дощу – це скупчення округлих заглиблень діаметром 12–15 мм та глибиною в декілька міліметрів, з потовщенням по периферії (рис. 16). Простежуються на поверхні глинистих осадів, найчастіше трапляються в континентальних відкладах і є індикатором наземних умов.

Неорганогенні синседиментаційні (внутрішньошарові) первинні текстури утворюються під час осадження, беруть участь у будові осаду і є всередині шарів. Поділені на п'ять груп: масивну, горизонтально-, скісно-, хвилястошаруваті та градаційну текстури.

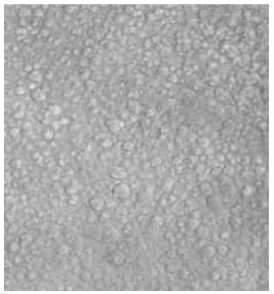


Рис. 16. Відбитки крапель дощу. Міоцен, р. Прут, с. Делятин Івано-Франківської обл., за [5]

Масивна текстура. Розрізняють справжню і вторинну масивні текстури. Другий вид утворений на стадії діагенезу внаслідок знищення первинної текстури хімічними перетвореннями – перекристалізацією, метасоматозом тощо або під час руйнування первинних осадових текстур інтенсивною діяльністю рийних організмів.

Правдиву масивну текстуру, а точніше – відсутність текстури, часто можна простежити в дрібнозернистих і пелітових відкладах (крейда, глинисті породи, пісковики тощо), утворених за низькоенергетичних умов, у майже застійних водах, коли тверді частинки осідають на дно повільно у вигляді "дощу" лише під дією сили тяжіння.

Горизонтальна шаруватість – це шаруватість, розміщена паралельно до головної поверхні нашарування. Її можна спостерігати в різних середовищах – від річкових, озерних, дельтових, прибережно-морських до морських. Складена чергуванням двох чи більше прошарків різного складу чи кольору або з різним розміром зерен, що лежать горизонтально та паралельно один до одного (рис. 17). Утворюється внаслідок пульсійного поста-

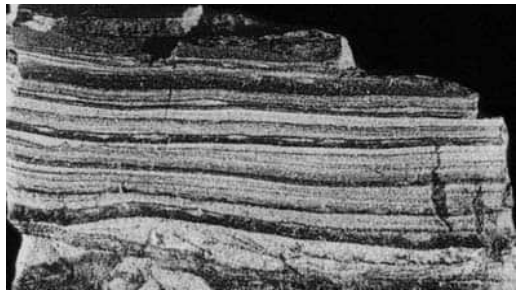


Рис. 17. Горизонтальна шаруватість у карпатському фліші, олігоцен, за [30]

чання різного за складом осадового матеріалу і гравітаційного осідання його у порівняно спокійному седиментаційному середовищі. Горизонтально-шаруваті текстури є найпоширенішими.

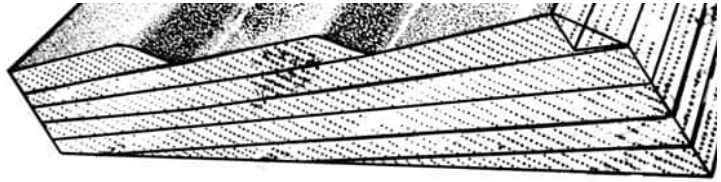
Хвиляста шаруватість – це текстура, у якій серії шарів, хвилясто вигинаючись, утворюють щось на зразок хвиль. Проте хвилеподібні прошарки з межовими поверхнями, паралельними одні до одних, у природі трапляються зрідка. Більше поширена лінзоподібно-хвиляста шаруватість, коли хвилеподібно вигнуті прошарки зміщені один щодо іншого, накладені один на одного й утворюють низку лінз.

Сформована внаслідок коливних рухів флюїду, найчастіше під дією хвиль з навперемінним напрямом.

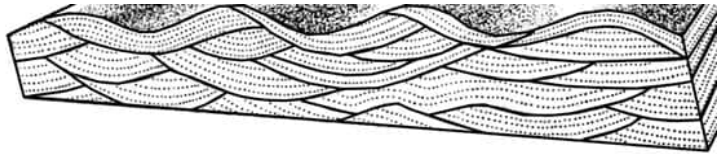
Скісна шаруватість – одна з найважливіших текстур, оскільки її можна кількісно оцінити. Корисна для реконструкції палеотечій. Наявна повсюди, де відбувається утворення осадів із флюїду, що рухається в одному або навперемінних напрямах, і частково переміщує осадовий матеріал по дну. Є найскладнішою за будовою, характерна для уламкових порід – алевролітів, пісковиків. Складена із серії нахилених прошарків.

Класифікація скісної шаруватості складна, оскільки вона мінлива за будовою, формою і розміром. Виділяють такі головні її види: *однонапрямлену* (або просту плоску) – із серії нахилених прошарків, межові поверхні яких падають в один бік; *різнонапрямлену* – складену із серій, у яких прошарки падають у різні боки (рис. 18). Просту плоску скісну шаруватість характеризують масштабом (відповідає товщині косошаруватого елемента – від 1, 2 см до багатьох метрів), кутом нахилу (дорівнює, як звичайно, 15–20°) і азимутом. Азимут вказує на напрям течії флюїду. Кут нахилу відповідає куту падіння палеосхилу або дна флюїду. Напрям течії відновлюють за орієнтуванням опуклого боку прошарків. Масштаб у водному середовищі відображає глибину водойми (більший з глибиною). Однонапрямлена скісна шаруватість тісно пов'язана зі знаками бриж (особливо з асиметричними брижами течій).

Скісна шаруватість утворюється під час міграції піщаних дюн або мегабриж (мігрують униз за течією) унаслідок незначного переміщення осаду на дні під впливом течій і коливних рухів флюїду. Різнонапрямлена скісна шаруватість виникає в межах ділянок з коливним рухом флюїдів і свідчить про наявність хвилювання флюїду з навперемінним напрямом.



1



2

Рис. 18. Різновиди скісної шаруватості:
1 – однонапрямлена; 2 – різнонапрямлена

За сучасних умов така шаруватість притаманна різноманітним середовищам, є в піщаних дюнах еолового походження, у річкових, озерних та океанічних відкладах. Вона не діагностує умови осадонагромадження, а свідчить лише про режим течій, їхній напрям, тип коливань флюїду, напрям переміщення осадового матеріалу тощо.

Градаційна текстура – найхарактерніша для відкладів, утворених під дією турбідитних потоків. Градаційними є шари, виділені за поступовою зміною розміру уламкового матеріалу – від грубоуламкового біля підошви до пелітового біля покрівлі. Товщина градаційних шарів – від 1 см до 1 м. Чим потужніший шар, тим грубозернистіший матеріал є біля підошви. В межах шару з градаційною текстурою розмір зерен зменшується поступово, межових поверхонь між ділянками шару з різним розміром зерен нема.

Така текстура утворюється внаслідок дії течії, що слабне. Під дією каламутних потоків суспензії піску, введені в жолоб, стрімко падають униз у вигляді турбідитної хмари і поступово осідають на дно. Спочатку під дією сил гравітації випадають найважчі зерна псефітового, псамітового розмірів, потім алеврит і пелітові частки. Градаційна шаруватість поширена всюди, характерна для потужних геосинклінальних утворень різного віку.

Градаційна текстура і скісна шаруватість відображають дві протилежні умови теригенного осадонагромадження. Градаційна текстура утворена внаслідок дії турбідитних течій і поступового градаційного осідання різного за розміром осадового матеріалу. Скісна шаруватість сформована в потоках волочіння, простежується в пісковиках з обмеженим латеральним поширенням.

Головні механізми, що створюють різні види шаруватості, такі:

– переміщення осаду на дні під дією течій і хвилювань (пульсівність цих рухів створює скісну і хвилясту шаруватість);
– сортування осаду під час його осадження – з механічної суспензії під впливом сил гравітації уламки лягають горизонтально, розділяючись за розміром і масою;
– ритмічна дія зовнішніх чинників (наприклад, природні сезонні коливання надходження осадового матеріалу впливають на утворення горизонтальної шаруватості);
– перерозподіл і зміни складових частин осаду під час діагенезу (діагенетична шаруватість);
– розвиток і ріст живих організмів, наростання їх на дні (біогенна шаруватість);
– пульсівне постачання осадового матеріалу (наприклад, вулканічного чи біоного).

Чіткість вираження шаруватості є свідченням порівняно спокійного середовища, в якому накопичувалися відклади. Навіть незначна донна течія веде до порушення шаруватості. Загалом чим тонші прошарки, тим повільніші темпи накопичення осаду і частіша зміна перелічених вище причин. Головні агенти (або чинники), що зумовлюють утворення шаруватості, – сила

гравітації, стан седиментаційного середовища, живі істоти, тектоніка.

Рис. 19. Відбитки на-вантаження на підошві піс-ковику, карпатський фліш, олігоцен, за [30]

Неорганогенні післяседиментаційні текстури, або текстури деформацій, дуже різноманітні, утворені після акумуляції осаду на стадії діагенезу внаслідок вертикальних чи горизонтальних переміщень нелітифікованого матеріалу. У разі домінування вертикальних рухів виникають відбитки навантаження, конволютна шаруватість тощо, унаслідок горизонтальних – осуви.

Відбитки навантаження утворені внаслідок нерівномірного навантаження за умов неоднакової густини шаруватої товщі. Це скупчення пухирчастих елементів на підошві піщаного пласта, що залягає на глинистому шарі (рис. 19). Такі відбитки подібні до рифлів, але неорієнтовані, хаотично розміщені, відмінні за розміром і формою. Вони не є зліпками, як рифлі, а є кишенями занурення піщаного матеріалу в підстильні глинисті осади. Нерівномірний розподіл навантаження через різну густину шарів приводить до руху горішніх важчих піщаних мас униз, це зумовлює витискання догори нижніх глинистих осадів (піщаний матеріал рухається вниз у напіврідкий підстильний субстрат, витискаючи його догори). Зазначені відбитки утворюються в будь-яких середовищах. Характерні для турбідитних відкладів; зачислені до текстур підошви.

Кишені занурення формуються під час незначного вертикального перерозподілу осадового матеріалу. В разі значних вертикальних переміщень утворюється *подушкова текстура*, коли язики глинистих порід проривають перекривний піщаний пласт і розділяють його на куле- чи подушкоподібні елементи. Розміри подушок – від сантиметра до декількох метрів у діаметрі.

Конволютна шаруватість є найзагадковішою деформаційною текстурою. Це внутрішньошарова, сплутано хвилястошару-

Рис.20. Конволютна шаруватість у пісковику, карпатський фліш, олігоцен, с. Делятин Івано-Франківської обл., за [5]

вата текстура, яка не зачіпає покрівлі і підошви пласта (рис. 20). Вона характерна для шарів алевролітів і пісковиків завтовшки до 25 см. Усередині простежуються прошарки одного складу (але з чіткими межовими поверхнями), що утворюють дрібні складки. Синкліналі, головно, широкі та пологі, антикліналі – вузькі й гострі. Окремі прошарки безперервні й простежені від складки до складки. Конволютні елементи загасають до підошви і покрівлі. Різко виражені гребенеподібні антикліналі й слабко виражені виположені синкліналі між ними свідчать, що їхнє утворення пов'язане з вертикальними рухами, а не з латеральними переміщеннями матеріалу.

Геометрична форма текстури, її зв'язок з певним шаром та осадовим матеріалом певного розміру відображають її швидке утворення.

Осувні текстури виникають, головно, внаслідок горизонтальних рухів; вони зачислені до післяседиментаційних пластичних деформацій піщаного і глинистого матеріалу, під час яких відбувається розрив суцільності осадового пласта, зрив певної маси матеріалу і переміщення його вздовж площин осуву (рис. 21). Наслідком цього є формування осувних складок, що асоціюють з розривами. Осуви утворюються, коли відбувається швидке накопичення значної кількості нестійкого зволоженого піщано-глинистого матеріалу на схилі. Після досягнення критичної маси цей матеріал зривається і поступово сповзає вниз. Латеральні переміщення можуть бути спричинені землетрусами або силами гравітації. Під час вивчення осувів спочатку було незрозумілим; ці явища є наслідком тектонічних причин чи пов'язані лише з властивостями нелітифікованого осаду? Найчастіше переміщення відбувається в неконсолідованому осаді майже одночасно з його накопиченням. Про це свідчать такі факти: складки і тріщини розриву перекриті непорушеними осадами; орієнтування осувних текстур не пов'язане з регіональними тектонічними порушеннями.

Рис. 21. Осувні шари, за [21]

Осуви бувають різномасштабними – від дрібних, що порушують суцільність одного шару, до великих (призводять до зриву і переміщення значних за обсягом осадових мас). Прикладом найбільшого осуву є острів Барбадос, що занурився в океан, а потім тектонічними рухами знову був виведений на денну поверхню.

Осуви найчастіше утворюються в дельтах, по берегах річок, на континентальному схилі.

2.3.2. Біогенні текстури

Живі істоти, постійно розвиваючись, виконують різноманітні життєво необхідні функції – рухаються, харчуються, відпочивають, виділяють продукти обміну тощо. Залежно від способу життя, фізіологічних потреб, поведінки вони залишають різноманітні сліди, які назвали *первинними біогенними текстурами,* або *біогліфами*. До них зачислені текстури, утворені внаслідок життєдіяльності організмів на поверхні осаду до моменту перекриття його наступною порцією (доседиментаційні біогенні текстури) чи під час нако-

пичення осаду (синседиментаційні біогенні текстури). За походженням серед них розрізняють текстури рослинного і тваринного походження.

Біогенні текстури тваринного походження – це сліди життєдіяльності, що їх залишають тварини в межах своїх біотопів. Їх вивчає наука іхнологія. За слідами життєдіяльності можна відновити:

- відносну кількість і різноманіття тварин, що мешкали в межах давнього біотопу;
- щільність популяцій;
- трофічні зв'язки між організмами;
- способи пересування, харчування;
- спосіб життя та особливості поведінки;
- рівень біологічної організації;
- деякі елементи морфологічної будови тварин;
- стан і параметри місць проживання.

За слідами ми не можемо визначити систематичної належності тварини, оскільки подібні сліди можуть бути створені істотами з різним ступенем біологічного розвитку. І навпаки, одна і та ж тварина залишає різноманітні сліди – харчування, пересування, відпочинку тощо. Сліди відображають не їхнього творця, а спосіб існування й умови проживання тварини, що залишила слід. Сліди життєдіяльності не можуть бути перевідкладені та перенесені й завжди залишаються на місці утворення.

Під час вивчення слідів життєдіяльності звертають увагу на таке: морфологію – будову слідів; положення в шарі; приуроченість до певних літологічних шарів, фацій, середовищ осадонагромадження. Серед слідів життєдіяльності за збереженістю виділяють відбитки, ядра, негативні зліпки.

Єдиної класифікації біогенних текстур тваринного походження нема. Є два підходи до створення класифікаційних систем слідів життєдіяльності: перший – морфологічний (фіксують лише їхню будову); другий – функціональний (виділяють різні типи слідів, або *іхногенів*, за функціональним призначенням). Згідно з морфологічним підходом, за формою виділяють такі біогенні текстури:

- *плоскі* – у вигляді відбитків (наприклад, сліди повзання безхребетних тварин);
- *об'ємні* – ядра, негативні зліпки слідів відпочинку, нірки тварин тощо.

За функціональним призначенням розрізняють такі види.

Нірки – це житло бентосних тварин, яке вони риють в осаді для захисту від інших тварин чи несприятливих природних умов (рис. 22). Це об'ємні іхногени у вигляді дрібних лінз чи ізольованих трубок та їхніх ядер різноманітної форми (прості чи розгалужені) і розміру. Простежуються всередині шару; утворені одночасно з осадом і тому зачислені до синседиментаційних. За характером розміщення щодо горішньої поверхні шару (покрівлі) серед нірок виділяють: вертикальні (перпендикулярні до покрівлі), горизонтальні (паралельні до верхньої поверхні шару), нахилені під різними кутами, U-подібні.

Рис. 22. U-подібна нірка. ×1. Верхня крейда, м. Миколаїв Львівської обл., за [5]

Серед ***слідів пересування*** залежно від ступеня біологічної досконалості тварин виділяють сліди повзання та сліди ходіння. Сліди пересування у вигляді сильно розгалужених, звивистих, видовжених борозен різної глибини на верхній поверхні глинистого шару або у вигляді негативних відбитків на підошві грубозернистого верхнього шару, називають *слідами повзання* (рис. 23). Їх залишають бентосні тварини, що мешкають на поверхні осаду й рухаються завдяки латеральним вигинанням тіла (хробаки та

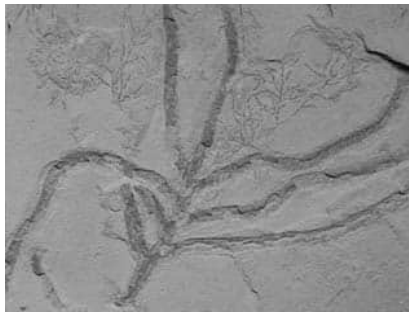


Рис. 23. Сліди повзання. Аргіліт. Палеоген, с. Делятин Івано-Франківської обл., за [5]

деякі хордові). Більшість хребетних тварин пересувається за допомогою кінцівок. Скам'янілі сліди кінцівок хребетних тварин називають *слідами ходіння*. Вони групові чи ізольовані, у вигляді заглиблень на верхній поверхні шару, що за формою відповідають будові кінцівок, чи у вигляді їхніх негативних зліпків на підошві вищого переважно піщаного шару. Найвідоміші – сліди ходіння динозаврів, пташок, первісної людини тощо. За генетичною класифікацією вони зачислені до доседиментаційних текстур.

Сліди харчування (сліди пасовиськ) залишають водні малорухомі чи прикріплені бентосні безхребетні. Це доседиментаційні органогенні групові текстури, які можна простежити на верхній поверхні глинистого шару чи нижній поверхні перекривного пласта (як негативний зліпок) у вигляді складного, специфічного для кожного способу харчування орнаменту (полігональна сітка чи сполучення вигнутих борозен, що не перетинають одна одну, які свідчать про інтенсивне використання поверхні осаду).

Ходи мулоїдів простежено всередині шару (синседиментаційні текстури) у вигляді стрижнеподібних, латерально вигнутих, деколи розгалужених, сильно видовжених тунелів, розміщених паралельно (зрідка під невеликим кутом) до межових поверхонь. Діаметр стрижнеподібних елементів до 5–8 мм. Їх залишають тварини, що мешкають усередині осаду.

Сліди відпочинку, чи спокою, мають вигляд поодиноких дрібних і неглибоких ямок на поверхні нижнього глинистого шару, що за формою відповідають формі тіла тварини, яка відпочиває.

В осадових породах трапляються біогліфи одного типу або їхні сполучення. А. Зейлахер [35] запропонував модель батиметричної зональності слідів життєдіяльності, яка відображає поширення біогенних текстур тваринного походження залежно від глибини морського басейну (рис. 24). Він з'ясував, що є декілька типів асоціацій викопних слідів, які не залежать від віку вмісних порід (трапляються впродовж усього фанерозою), а контрольовані лише фізико-географічними умовами проживання. Учений визначив чотири головні зони поширення слідів життєдіяльності, які схарактеризовані певним набором біогліфів і відповідають певним середовищам осадонагромадження.

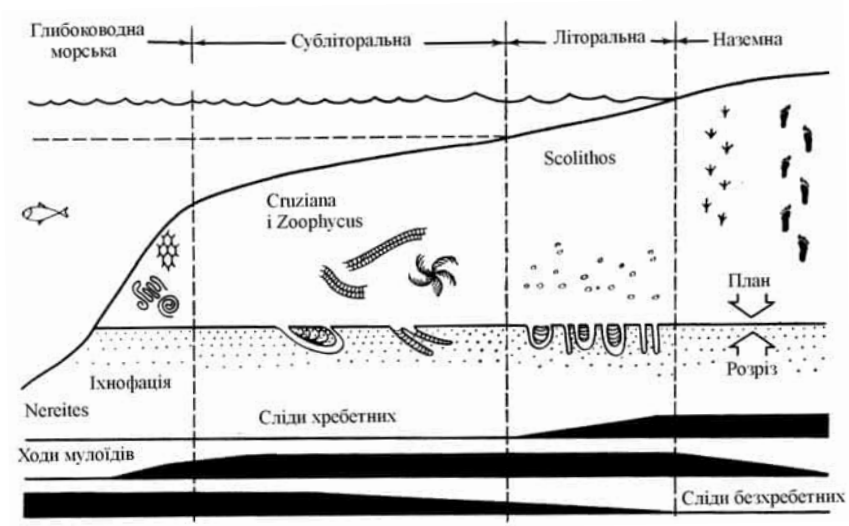


Рис. 24. Схема поширення біогенних текстур у біономічних зонах океану, за [36]

Для *наземної* зони характерні сліди ходіння хребетних. Найчастіше зберігаються на дні річок, озер, що висихають, у зоні припливів–відливів.

У *літоральній* зоні з інтенсивними хвилями, мінливим положенням берегової лінії, значною переробкою осадів живуть хробаки, молюски, краби, які риють нірки (для житла і захисту) у вигляді простих вертикалей, U-подібних і нахилених трубок або складних розгалужених систем.

У *субліторальній мілководноморській* зоні дія хвиль не така руйнівна, тому безхребетні побутують на поверхні й усередині осаду, прориваючи дрібні канавки в пошуках їжі або горизонтальні чи слабконахилені ходи. Тут домінують сліди повзання, пасовиськ та ходи мулоїдів.

У *глибоководній морській* зоні тварини живуть переважно на поверхні осаду; переважають сліди повзання і пасовиськ.

За слідами життєдіяльності можна відновити стан і умови середовищ осадонагромадження, гідродинаміку та глибину седиментаційного середовища.

До ***біогенних текстур рослинного походження***, утворених під час життєвого циклу рослин, належать водоростеві текстури та сліди росту вищих рослин.

Водоростеві текстури – це різні види шаруватості (горизонтальна, хвиляста, концентрична), складені чергуванням прошарків двох типів порід; перші – дрібноуламкові (переважно аргіліти), другі – із зерен псамітового, алевритового чи пелітового розміру, зв'язаних карбонатним водоростевим матеріалом. Шаруватість дуже дрібна – товщина прошарків 0,01–3,0 мм, виділена концентрацією карбонатних мінералів. Формується внаслідок життєдіяльності водних одно- та багатоклітинних нижчих рослин – одиничних чи колоніальних водоростей (зелених, бурих, червоних тощо) та колоніальних ціанобіонтів (доядрових колоніальних одноклітинних організмів розміром до 10 мкм, здатних до фотосинтезу).

Біогенні текстури водоростевого походження утворюються за такою загальною схемою. На субстраті наростає колонія, що має спільний слизовий покрив, здатний концентрувати кальцій. Одночасно між окремими особинами накопичується дрібноуламковий осадовий матеріал. Життєвий цикл водоростей короткий. Після їхнього відмирання залишається карбонатна плівка, яку між сезонами засипає твердий, переважно пелітовий осадовий матеріал. Повторні цикли росту водоростей чи ціанобіонтів приводять до формування складних біогенних теригенно-карбонатних тіл різної форми та розмірів. За формою бувають пластові (плоскі), жовноподібні, стовпчасті, кулясті, розгалужені. Розміри змінюються в значному діапазоні – від товщ потужністю до 1 000 м (докембрійські строматолітові вапняки) до кулястих форм діаметром у декілька міліметрів.

Форма і розміри водоростевих побудов залежать від екологічних чинників та умов осадонагромадження. На ріст водоростей впливають такі параметри, як солоність, температура, ступінь освітленості, глибина, гідродинамічний режим. За сприятливих умов і спокійної динаміки води ріст колоній лінійний, утворюються переважно горизонтально-шаруваті потужні пластові тіла з водоростевими текстурами. В прибережних умовах з активним рухом води водоростеві побудови внаслідок концентричного наростання колоніальних водоростей неправильно-округлі, концентрично-шаруваті, дрібні, з діаметром від кількох міліметрів до кількох сантиметрів. Такі форми наростання називають *онколітами*. Змішаний ріст водоростей в умовах з проміжною гідродинамікою сприяє утворенню *катаргрaфій* – доволі великих (від перших сантиментрів до перших десятків метрів у висоту, протяжністю до 60 м) хвилясто-шаруватих, деколи асиметричних, орієнтованих опуклістю догори, жовноподібних чи стовпчастих тіл.

Сучасні водорості та ціанобіонти мешкають у прісних і морських басейнах у зоні мілководдя до глибини 150 м (переважно на глибині 20 м), витримують забруднення і коливання фізико-хімічних параметрів.

Водоростеві текстури інформативні для відновлення стану седиментаційного середовища та деяких фізичних параметрів аквальних обстановок, а саме: температури, глибини, освітленості, солоності тощо. Простежуються у відкладах різного віку – від протерозою дотепер (рис. 25).

Сліди росту рослин – біогенна текстура, залишена корінням чи кореневими виростами (ризоїдами) вищих наземних

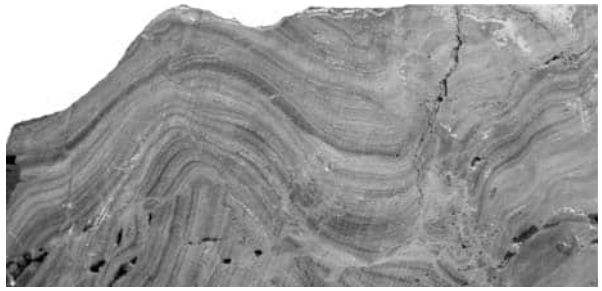


Рис. 25. Хвиляста водоростева текстура. Неоген, сармат. Товтри, с. Біле Хмельницької обл., за [5]

рослин; відображає характер прикріплення наземної частини рослини на місці входження коріння в ґрунт. Сліди росту рослин належать до синседиментаційних текстур, спостерігати їх можна на покрівлі (у вигляді округлих неглибоких заглиблень, рівномірно розміщених на поверхні шару) і всередині шару (стовпчасті вертикальні утворення). Чітко діагностують наземні умови. Їх залишають рослини, що росли на узбережжі водойм, у заплавах річок тощо. Трапляються у відкладах від девону дотепер.

2.4. Рештки палеоорганізмів

Рештки палеоорганізмів (тварин і рослин минулих геологічних епох) можуть бути головним і другорядним елементом осадових порід, формують осадову породу частково чи повністю і складають найчастіше каркас, матрикс, деколи фекальними грудками цементують породу. В осадовій породі є як у первісному вигляді (скелети, тверді оболонки, продукти обміну тощо), так і в зміненому – у вигляді відбитків, ядер (для фауністичних решток) та фітолейм і петрифікацій (для рослинних залишків). Серед елементів осадової породи органічного походження виділяють:

- *скелети* повної та неповної збереженості;
- *детрит* (дрібні уламки скелетів);
- *фекальні грудки* (продукти життєдіяльності тварин);
- *рослинні залишки* (тверді оболонки, покриви, тканини), *фітолейми* (обвуглені рештки рослин), *петрифікації* (залишки рослин, тканини яких заміщені мінеральною речовиною; приклад – скам'янілі стовбури дерев);
- найстійкіші *органічні молекули*.

Фауністичні та флористичні рештки є чіткими індикаторами умов утворення відкладів. Ці проблеми – об'єкт досліджень науки палеоекології.

Залежно від місця поховання викопні рештки поділяють на *автохтонні* (поховані в межах своїх біотопів) і *алохтонні* (перенесені та захоронені поза місцем проживання і смерті).

Під час вивчення органічних решток потрібно визначити: ступінь насичення; характер розподілу скам'янілостей у вертикальному розрізі й на площі; спосіб орієнтування; тип скупчення решток; ступінь сортування; збереженість.

Під ***насиченням*** розуміють загальну кількість скам'янілостей у певному об'ємі породи чи на одиниці площі. За ступенем насичення виділяють:

- "німі" породи (без органічних решток);
- слабкого насичення (вміст залишків палеорганізмів до 30 % породи);
- сильного насичення (скам'янілості становлять понад 30 % породи).

Характер розподілу фосилій у вертикальному розрізі нерівномірний, хвилясто-переривчастий: ділянки зі значним ступенем насичення чергуються з інтервалами, де решток нема. Рештки палеорганізмів приурочені до певних типів порід і певних частин шару та можуть траплятися у всьому шарі або біля його нижньої чи верхньої межі.

Скупчення фосилій можуть складатися з решток одного розміру чи форми та приблизно однакової маси. Це добре *відсортовані* викопні рештки. Якщо фрагменти палеоорганізмів у породі відмінні за розміром, формою чи вагою, то вони *несортовані*.

Орієнтування (положення решток щодо сторін світу) залежить від форми, розміру, маси решток і визначене динамікою середовища седиментації. Виділяють такі способи орієнтування:

– *випадковий* – рештки палеоорганізмів різно орієнтовані, розсереджені в породі, розміщені як-небудь, несортовані; утворюється в умовах спокійних, майже застійних вод, коли під дією сили гравітації відбувається повільне осідання залишків на дно;

– *упорядкований* – виникає за умов підвищеної активності води під дією течій чи хвилювань; усі рештки орієнтовані: під дією течій орієнтування однонапрямлене, під дією хвиль з навперемінним напрямом орієнтування – в одному чи двох напрямах.

Характер орієнтування залежить від форми: округлі ізометричні стулки орієнтовані опуклістю догори, лінійновитягнуті – розміщені довгими осями паралельно одні до одних. Мушлі розміщені опуклим боком донизу під час прижиттєвого поховання чи захоронення в умовах спокійної води, у разі інтенсивної гідродинаміки їхнє стійке положення – опуклістю догори.

Конусоподібновидовжені форми (тентакуліти, гастроподи, белемніти) в горизонтальній площині орієнтовані лінійно видовженими осями паралельно до течії (гостре закінчення – назустріч течії, розширена частина – за течією); у зоні хвилювань їхнє орієнтування інше – довгі осі перпендикулярні до напряму навперемінного руху хвиль.

За ступенем насичення, приуроченістю до певних ділянок шару та способом орієнтування виділяють такі ***типи скупчень*** органічних решток (рис. 26).

1. *Неупорядкований* – складений алохтонними та автохтонними рештками, які роззосереджені в усьому шарі, сильного або слабкого насичення, випадковим орієнтуванням, сортування за розміром нема або воно незначне. Утворюється в умовах спокійної води, коли скелетні рештки планктонних і нектонних організмів повільно падають на дно лише під дією сили гравітації. До неупорядкованих скупчень належать такі підтипи:

– *прижиттєвий* – відображає прижиттєве положення черепашок, насичення залежить від щільності населення в біотопі, рештки автохтонні;

– *роззосереджений* – ступінь насичення слабкий, скам'янілості не утворюють скупчень, а розсіяні у породі, рештки алохтонні й автохтонні.

2. *Упорядкований* – насичення сильне або слабке, органічні рештки алохтонні та автохтонні, орієнтовані, сортовані за розміром, мушлі розчленовані; утворюється в умовах підвищеної активності води під дією течій і хвилювань. Серед упорядкованих скупчень виділяють:

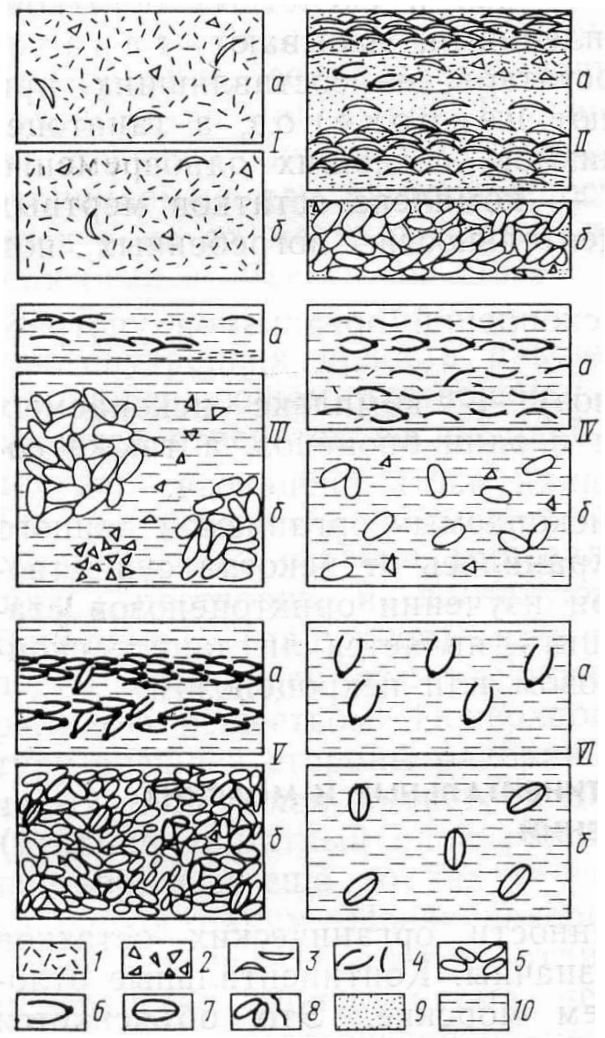


Рис. 26. Типи скупчень, за [6].

I – невпорядкований; II – "черепашкова бруківка"; III – плямистий; IV – роззосереджений; V – спорадичний; VI – прижиттєвий; а – вигляд у розрізі; б – вигляд у плані; 1 – дрібний детрит; 2 – великий детрит; 3 – товсті стулки; 4 – тонкі стулки; 5 – поверхня стулок і ядер; 6 – ядра; 7 – ядра у плані; 8 – нероздiлені стулки; 9 – пісковик; алевроліт; 10 – аргіліт

Рис. 27. Скупчення орієнтованих стулок "черепашкова бруківка". Нижній девон, тиверська серія, м. Чортків Тернопільської обл., за [5]

– *"черепашкову бруківку"* – щільне скупчення орієнтованих опуклістю догори стулок у вигляді прошарків чи лінз, приурочених переважно до підошви чи покрівлі шару (рис. 27);

– *плямисте* – групове скупчення органічних решток у вигляді плям, приурочене до певних ділянок шару.

"Черепашкова бруківка" утворюється на широких пологих мілководних прибережних ділянках моря чи озера в зонах з активним рухом води під дією хвиль. Мушлі розчленовані й орієнтовані опуклістю догори – таке їхнє положення хвилестійке і стабільне в гравітаційному полі Землі та протидіє подальшому руйнуванню.

Збереженість органічних решток визначають за ступенем розчленування скелетів, чіткістю скульптурних елементів, станом поверхні скелетів, ступенем сортування і діагенетичних перетворень.

За ступенем розчленування скелети бувають *повно збережені* (цілі скелети); *неповно збережені* – фрагменти (чи відокремлені частини скелета), що можна морфологічно визначити; *детрит* – дрібні уламки скелетів, систематичну належність яких визначити неможливо.

Поверхня скелетів може бути свіжа, звітріла, зі слідами біопошкоджень (наприклад, уся в дірках від свердління тваринами), інкрустована (зі слідами обростання іншими організмами). На "свіжій" або некородованій поверхні скульптурні елементи чіткі, добре збережені й чітко виражені. На всіх інших типах поверхні вони повністю або частково знищені.

Збереженість викопних решток відображає стан седиментаційного середовища чи прижиттєві стосунки організмів у біотопі або залежить від дальності й тривалості транспортування. Автохтонні залишки палеоорганізмів добре збережені, з чіткими скульптурними елементами, деколи зі слідами обростання

чи біопошкодження. Алохтонні залишки – цілі або фрагментарні, часто зі звітрілою поверхнею, слідами механічних і біохімічних ушкоджень, стертими (частково або повністю) елементами зовнішньої скульптури.

Контрольні питання

1. *Перелічіть головні компоненти осадової породи.*
2. *Порівняйте будову осаду, ґрунту й осадової породи.*
3. *Які головні ознаки осадових порід?*
4. *Схарактеризуйте мінеральний склад осадових порід.*
5. *Чи відрізняються осадові породи від магматичних за хімічним складом?*
6. *Індикаторами яких седиментаційних процесів є розмір та форма зерен?*
7. *Схарактеризуйте поділ уламкових зерен за формою і ступенем обкатування.*
8. *Наведіть визначення текстури.*
9. *Яке значення текстур для відновлення історії осадової породи?*
10. *Що таке шаруватість?*
11. *Схарактеризуйте генетичну класифікацію текстур.*
12. *Чим відрізняються механогліфи і біогліфи?*
13. *За якими текстурами можна відновити стан транспортувального середовища?*
14. *Схарактеризуйте будову бриж.*
15. *Наведіть приклади доседиментаційних текстур.*
16. *Чим відрізняються рифлі від кишень занурення?*
17. *У чому відмінність конволютної і хвилястої шаруватостей?*
18. *Розкрийте механізм утворення градаційної текстури.*
19. *Які текстури утворюються на стадії діагенезу?*
20. *Схарактеризуйте класифікацію біогенних текстур тваринного походження.*
21. *Як за біогенними текстурами відновити ті чи інші параметри седиментаційного середовища?*
22. *Схарактеризуйте будову слідів повзання.*
23. *Розкрийте механізм утворення водоростевих текстур.*
24. *Назвіть елементи осадової породи органогенного походження.*
25. *Що таке автохтонні й алохтонні органічні залишки?*
26. *Який тип скупчень утворюється в прибережних ділянках з активною гідродинамікою?*
27. *Індикаторами яких седиментаційних процесів є впорядковане орієнтування решток палеоорганізмів?*

3. ХАРАКТЕРИСТИКА ЕТАПІВ УТВОРЕННЯ ОСАДУ

3.1. Седиментаційний цикл

Вихідний матеріал осадової породи утворюється в географічній оболонці внаслідок руйнування давніших порід літосфери і накопичення біосного матеріалу. В загальному вигляді утворення осаду зведене до такої схеми: "...мобілізація продуктів звітрювання материнських порід – перенесення осадового матеріалу з частковим його відкладенням на шляху транспортування – надходження осадового матеріалу у водойми й остаточне його осадження в тому ступені, в якому воно загалом можливе з огляду на фізико-хімічні і гідробіологічні особливості басейнів (за М.М. Страховим, [23, 24]). На різних ділянках земної поверхнів за різних фізико-географічних умов ця загальна схема суттєво змінена.

Стадія седиментогенезу охоплює три етапи :

- *підготовка* або *накопичення вихідного осадового матеріалу* в географічній оболонці;
- *перерозподіл вихідного матеріалу*, його переміщення або транспортування до місць осадонагромадження;
- *осадження*.

На кожному етапі діють певні механізми, відбуваються певні седиментаційні процеси, впливають певні чинники зовнішнього середовища (табл. 2).

Таблиця 2

Характеристика етапів седиментогенезу

Етап	Зміст	Агенти	Головні процеси	Головні механізми	Продукт
Мобілізація вихідної речовини	Руйнування давніших порід, нако-пичення біосного матеріалу	Сонце, вітер, вода, живі істоти тощо	Механічні, хімічні перетворення, біохімічний розклад	Звітрювання (фізичне, хімічне, біологічне)	Кутасті уламки, розчинені компоненти, мінеральні новоутворення (глинисті мінерали)
Транспортування осадового матеріалу	Переміщення осадового матеріалу в географічній оболонці	Сила тяжіння, вода, вітер, льодовики	Фізичні, механічні (роздроблення, абразія)	Перенесення під дією сили тяжіння осадового матеріалу	–
Осадження	Перехід з рухомого стану в нерухомий або виділення у тверду фазу розчинених компонентів	Сила тяжіння, Eh, pH середовища, живі істоти	Механічні, хімічні, біологічні	Гравітаційне осідання, коагуляція, біогенне осадження	Осад, грунт

3.2. Мобілізація вихідної речовини

3.2.1. Джерела осадового матеріалу

Осадовий матеріал утворюється в різних фізико-географічних умовах. Його постачальниками є переважно літосфера, біосфера і, менше, космос та надра нашої планети. З часом роль джерел осадового матеріалу змінюється. В осадових товщах, утворених на початку геологічної історії Землі, значно переважали продукти вулканічної діяльності. Сьогодні головне джерело осадового матеріалу – літосфера.

Джерела осадового матеріалу такі: космічне, екзогенне, ендогенне.

Космос постачає на Землю майбутній осадовий матеріал у вигляді метеоритів та космічного пилу. Роль метеоритів незначна. Більше значення має космічний пил. Це кульки розміром до 0,5 мм, за складом залізні (чорного кольору з магнітними властивостями), кам'яні (переважно силікатні, коричневі та бурі) і склуваті (мікротектити – світло-зелені, жовті, безколірні). За оцінками різних дослідників, щорічно на Землю випадає від 5 тис. до 1 млрд т космічного пилу.

Ендогенне джерело постачає в географічну оболонку речовину з надр Землі внаслідок вулканічної діяльності та так званого газового дихання планети. Продукти вулканічних ексгаляцій надходять у географічну оболонку у твердій, рідкій та газоподібній фазах. Тверді продукти представлені вулканічними бомбами, лапілями, попелом. Це відмінні за розмірами (найбільші бомби – від розміру кулака до багатотонних уламків, найдрібніші – попіл до 2 мм) компоненти захололої лави. Бомби і лапілі відкладаються поблизу вулканів, попіл розноситься на далеку відстань. За одне виверження вулкан викидає велику кількість твердого матеріалу – приблизно до 100 т і більше на 1 км^2. Вулканічні гази різного складу надходять в атмосферу або взаємодіють з гірськими породами чи органічною речовиною, утворюючи новий осадовий матеріал. Термальні води

у вигляді гейзерів і гарячих джерел містять велику кількість розчинених речовин, частина яких осаджується на земній поверхні, а частина переходить у гідросферу.

Загалом вулкани за рік постачають у географічну оболонку 2–3 млрд т твердих, 70–100 млн т рідких і 20–30 млн т газових вулканічних продуктів.

Сьогодні почали акцентувати увагу на інше ендогенне джерело осадового матеріалу. Вважають, що у формуванні сучасного осадового покриву, важливе значення мають як вулканічна діяльність, так і потоки глибинної речовини Землі – так зване газове дихання планети, або, за В.І. Вернадським, який першим увів термін "газове дихання планети" – це потік ендогенних газів. Газове дихання (або газові еманації) відбувається практично на всій поверхні планети, однак інтенсивніше виявлене в тектонічно активних зонах – підводних хребтах, рифтових і розломних зонах континентів і ложа Світового океану. Склад ендогенних газів такий: CO_2, H_2S, N_2, CH_4, благородні гази. Домінує метан (92–96 %), що утворений у надрах Землі й мігрує майже до її поверхні. Власне цей метан є головною ланкою в ланцюзі кругообігу вуглецю Землі. Об'єми метану такі, що дають підстави розглядати його як головне джерело вуглецевого резерву атмосфери і гідросфери. Наприклад, у Світовому океані цього газу є 121×1000 трлн м^3, що набагато більше від запасів усіх відомих родовищ горючих копалин. Зокрема, у Чорному морі зосереджено близько 60 трл м^3 метану, у межах шельфу до глибини 200–300 м виявлено 200 полів газовиділень. У Тихому океані знайдені факели-потоки CH_4, що проходять скрізь товщу води і піднімаються з глибини у 2,5 км.

Ще одне джерело газових еманацій метаморфогенного походження: CO_2 виділяється внаслідок метаморфізму осадових порід (під впливом тиску і температури осадові породи втрачають воду, перетворюються на силікати, виділяючи CO_2).

У географічній оболонці метан трансформується – окиснюється і розкладається на CO_2 і H_2O, частина йде у космічний простір. Окиснення ендогенного метану відбувається біогенним шляхом за допомогою бактерій.

Інше потужне джерело – ***екзогенне***. Головну масу осадового матеріалу екзогенного походження (утвореного в межах географічної оболонки) постачає біосфера (*біосне* джерело) та літосфера (*літосферне* джерело). Біосфера постачає в осад органічні рештки (утворені внаслідок життєдіяльності живих організмів), які розділяють на три групи:

- *продукти життєдіяльності* живих істот – утворені під час обміну речовин у процесі життя і виведені з організму назовні;
- *молекулярні органічні рештки* (або стійкі органічні молекули, утворені після смерті під час розкладу м'яких частин тіла);
- *морфологічно виражені залишки* – фрагменти або цілі скелети, різноманітні щільні оболонки і тканини тіла.

Біосфера щорічно додає від 10 до 20 тис. т осадового матеріалу на 1 км^2.

Головне джерело осадового матеріалу – літосфера. Літосферний осадовий матеріал утворюється внаслідок звітрювання – механічного роздроблення, хімічного та біогенного розкладу давніших гірських порід. Звітрювання відбувається досить швидко. За даними А.В. Рухіна [20], початкова стадія руйнування граніту починається через 40–350 років, мармуру – 20–135 років. Руйнування породи на глибину 5 см у гранітів триває 340–1500 років, мармурів – 340–1200. Якщо брати до уваги тривалість геологічного часу, то можна уявити, наскільки цей процес грандіозний. За даними О.П. Лісіцина [10], літосфера постачає щорічно приблизно 21 млрд т майбутнього осадового матеріалу.

Атмосфера і гідросфера не є джерелом осадового матеріалу. Однак саме в цих оболонках він збирається, зберігається, транспортується й осаджується. Осадовий матеріал у них є розчиненим чи у вигляді суспензій. Один кубічний кілометр води Світового океану містить 35 млн т розчинених речовин і 350–500 т завислих частинок.

Таблиця 3

Щорічне постачання осадового матеріалу з різних джерел

Джерело	Об'єм
Космічне	5 тис. т – 1 млрд т
Вулканічне	2–3 млрд т; за одне виверження – 100 т/км^2
Біосне	20 тис. т/км^2
Ендогенні гази	Приблизно 121×1000 трлн м^3
Літосферне	21 млрд т

3.2.2. Звітрювання

Багато порід (магматичні, метаморфічні) утворюється за високих температур, тиску, на значних глибинах і без води та кисню. Потрапляючи в нові умови (низькі температури, тиск, значний вміст сильного розчинника (води) та окиснювача (кисню)), вони руйнуються. ***Звітрювання*** (визначення з [12]) – це реакція мінералів, які були стійкі в межах літосфери, на умови земної поверхні близько до контакту з атмосферою, гідросферою і біосферою; або звітрювання – це руйнування порід на земній поверхні і перетворення їх у продукти, стійкі в нових фізико-хімічних умовах. Звітрювання змінює початкові породи від масивного стану до уламкового та молекулярного (відбувається процес зменшення розмірів гірських порід і формування дискретних часток), з іншого ж боку, утворюються нові мінерали, стійкі в екзогенних умовах. Продукти звітрювання залишаються на місці утворення або видаляються механічно чи в розчиненому стані і переходять у басейни седиментації.

Звітрювання – складний комплекс фізичних, хімічних і біохімічних перетворень, який залежить від багатьох чинників: складу порід, що руйнуються, клімату, рельєфу тощо. Фізичні процеси спричиняють механічну дезінтеграцію порід, хімічні – руйнують породи шляхом різноманітних хімічних перетворень, біологічні – впливають на породи внаслідок життєдіяль-

ності істот. Залежно від домінування тих чи інших руйнівних чинників виділяють три типи звітрювання: фізичне, хімічне, біологічне.

Фізичне звітрювання – це винятково механічне руйнування гірських порід під впливом вітру, води, сонця, коливань температури, які зумовлюють нерівномірне збільшення чи зменшення об'єму мінералів, ослаблення зв'язку між окремими зернами та їхнє відокремлення. В породі виникає напруження, наслідком якого є деформація, розрив суцільності й утворення кутастих уламків різного розміру. Залежно від домінування агента, що спричиняє руйнування, розрізняють такі типи фізичного звітрювання: температурне, морозне, соляне і розтріскування під час зняття навантаження.

Температурне звітрювання відбувається внаслідок добових чи сезонних коливань температури повітря. З підвищенням температури мінерали розширюються і збільшуються в об'ємі, під час зниження – зменшуються. Мінерали різного складу, які утворюють породу, мають різний коефіцієнт об'ємного розширення. Тому в породі виникають напруження, порушується взаємне зчеплення мінералів, і вона розпадається на окремі уламки.

Найінтенсивнішим температурне звітрювання є в пустелях, переважає в областях зі значними перепадами температури, особливо добовими, з сухим повітрям, де немає рослинного покриву. Продукти звітрювання мають вигляді луски чи товстих пластин, блоків та брил. Температурне звітрювання часто називають інсоляційним, оскільки коливання температур на поверхні Землі виникає внаслідок нагрівання порід сонцем.

Морозне звітрювання – це руйнування гірських порід унаслідок процесів відтаювання–замороження. Вода потрапляє у тріщини та пори породи, під час замерзання вона збільшується на 10 %, тисне на стінки породи, порушуючи її цілісність; порода розколюється на окремі кутасті уламки, що можуть пересуватися вздовж площин розколу. Зміна об'єму на 10 % спричиняє значний руйнівний ефект. Тиски, які виникають у породі, набагато більші від міцності породи. Коли замерзання і відтаювання

чергуються, відбувається постійний рух частинок, і порода руйнується ще швидше.

Дуже поширене морозне звітрювання в холодних районах полярних та помірних широт; воно приводить до утворення специфічних ерозійних форм рельєфу – зубчастих гостроконечних вершин і пологих западин – цирків. Морозне звітрювання є значно інтенсивнішим і потужнішим, ніж температурне.

Соляне звітрювання – це механічна дезінтеграція гірських порід, спричинена ростом кристалів солі. Цей руйнівний процес є найефективнішим під час росту кристалів галіту і гіпсу, які збільшуються під час кристалізації у два–три рази. Ріст кристалів солі має розклинювальний ефект. Соляне звітрювання інтенсивніше відбувається в областях з сухим і жарким кліматом (однак його можна спостерігати і в Антарктиді), має важливе значення в приморських районах, які періодично затоплює море.

Розтріскування під час зняття навантаження є головним типом фізичного звітрювання. В літосфері породи перебувають у затисненому стані під дією маси навколишніх порід. Видалення порід, що залягають зверху, знижує інтенсивність навантаження, рівень міцності порід знижується, порода збільшується в об'ємі. Поступове розширення породи призводить до її розриву й утворення серії тріщин, які розширюються під дією сонця, води, перепаду температур. Порода розсланцьовується на луску, тонкі плити, орієнтовані паралельно до земної поверхні.

Хімічне звітрювання – це руйнування порід під час хімічної взаємодії її компонентів – мінералів, з повітрям і водою. Найчастіше воно відбувається під дією води. Небагато мінералів (лише евапорити) взаємодіють з чистою водою. Головну хімічну роботу виконують іони водню, утворені під час дисоціації води, вуглекислота, розчинений у воді кисень, органічна речовина. Здатність води розчиняти сполуки визначена її окисно-відновним потенціалом (Eh), ступенем дисоціації (pH), складом розчинених солей і газів, температурним режимом. Головні хімічні перетворення гірських порід під час звітрювання такі: розчинення, окиснення, відновлення, гідратація, гідроліз.

Розчинення – перша стадія хімічного звітрювання, відбувається під впливом води, що містить вуглекислоту. Води переважно кислі (pH<7) внаслідок наявності розчиненого вуглекислого газу, запозиченого з атмосфери, і гумусових кислот, утворених під час розкладу органічної речовини. Інтенсивно виявлене в хлоридних, сульфатних і карбонатних породах. Найлегше розчинні солі.

Окиснення – це реакція мінералів та кисню з утворенням окисів або, якщо приєднується вода, гідроокисів. Воно буває неорганічним і органічним. У першому випадку породи взаємодіють з атмосферним киснем через стадію проміжної дії води, у якій спочатку розчиняється кисень. Органічне окиснення відбувається під впливом бактеріальної діяльності. Наявність окисів і гідроокисів надає породі характерного червоного і жовтого кольорів.

Відновлення – процес, протилежний до окиснення; відбувається без кисню (в анаеробних умовах). Відновлювальним умовам відповідають від'ємні значення Eh, а окиснювальним – додатні. Чорний і сірий кольори породи (унаслідок наявності тонкодисперсної органічної сполуки і двовалентного заліза) вважають ознаками відновлювальних умов. Відновлення найчастіше виконують бактерії.

Гідратація – це реакція приєднання води до мінералу. Наприклад, окиси заліза, поглинаючи воду, перетворюються в гідроокиси заліза. Це екзотермічна реакція, відбувається зі значними змінами об'єму порід і сприяє фізичному звітрюванню. Приклад гідратації: перехід ангідриту в гіпс: $CaSO_4 + H_2O \leftrightarrow CaSO_4\ 2H_2O$, або перехід гематиту в гідроокис заліза: $Fe_2O_3 + nH_2O \leftrightarrow Fe_2O_3\ nH_2O$. Гідратація є важливим процесом в утворенні глинистих мінералів.

Гідроліз відіграє важливу роль під час звітрювання силікатів і алюмосилікатів. Складний процес гідролізу полягає в розкладі мінералів, винесенні окремих елементів, приєднанні гідроксильних іонів і гідратації. Під час гідролізу відбувається руйнування кристалічної структури первинного мінералу і заміна її новою. Силікати й алюмосилікати перетворюються стадійно з утворенням глинистих мінералів. Наприклад, для утворення каолініту з польових шпатів необхідні такі перетворення:

$$K[AlSi_3O_8] \rightarrow (K, HO)\ Al_2(OH)_2\ [AlSi_4O_{10}]\ nH_2O \rightarrow Al_4(OH)_8\ [Si_4\ O_{10}]$$

Гідроліз польових шпатів відбувається так: спочатку катіони K, Na, Ca під час взаємодії з вуглекислотою утворюють розчини карбонатів ($CaCO_3$, Na_2CO_3, K_2CO_3) та бікарбонатів, що виносяться за межі їхнього утворення. Потім каркасна структура перетворюється на шарувату, властиву глинистим мінералам. І третя стадія – це приєднання гідроксильних іонів.

Унаслідок хімічного звітрювання утворюються два головні продукти: розчинені речовини, що переважно потрапляють за межі області знесення, і нерозчинений залишок, складений двома фазами: твердими компонентами первинної породи і новоутвореними глинистими мінералами. Нерозчинені компоненти первинної породи представлені мінералами, стійкими до хімічного розкладу. Тверді фази, залишені на місці утворення, формують *кори звітрювання*.

Усі мінерали мають різну здатність до розчинення і розкладу. Якщо за стійкістю до хімічного звітрювання мінерали розмістити послідовно, то вони утворять ряд мінеральної стабільності – ряд Боуена (збільшення стійкості мінералів до хімічного звітрювання – від олівіну та анортиту і до кварцу) (рис. 28). Кінцевий продукт хімічного звітрювання складений кварцом, каолінітом (гідратований алюмосилікат), бокситом (гідратований глинозем), лімонітом (гідратовані окиси заліза).

Фізичне та хімічне звітрювання тісно пов'язані між собою. Хімічне звітрювання найінтенсивніше за умов гумідного (теплого і вологого) клімату, а фізичне – за аридного і холодного клімату.

Біологічне звітрювання – це руйнування гірських порід унаслідок життєдіяльності живих істот. Геологічна робота організмів виявлена у двох формах – механічній та біохімічній.

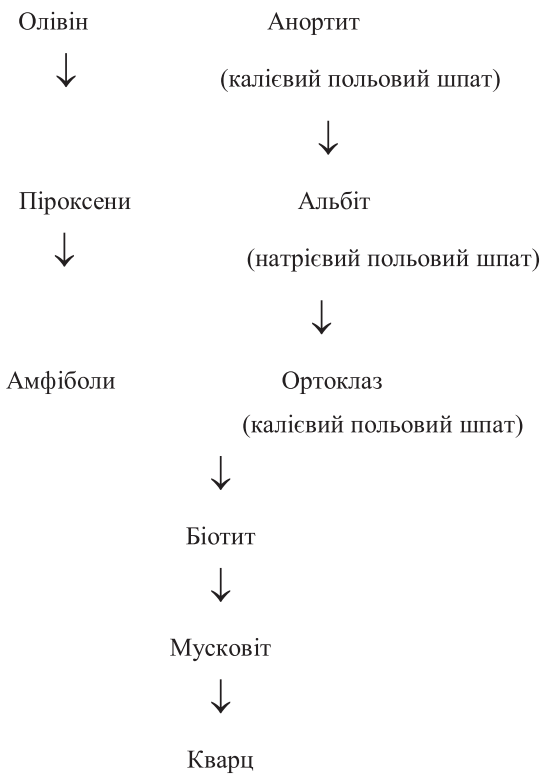


Рис. 28. Ряди мінеральної стійкості до хімічного звітрювання

Механічний вплив живих істот на гірські породи полягає в такому:

- *руйнування* гірських порід корінням рослин під час їхнього росту (коренева система в процесі розвитку збільшується, проникає в порожнини порід, розсуває їх і розколює на окремі брили), унаслідок діяльності рийних тварин (наприклад: миші та щурі живуть колоніально і риють нірки та ходи на площі до 20 га) та під час свердління ходів і нірок;

- *механічне сортування* та перенесення дрібного уламкового матеріалу (прикладом є діяльність термітів у тропічних лісах – для побудови термітників заввишки до 15 м вони використовують тверді частинки розміром до 1 мм, які дістають з глибини у 10–12 м);
- *біотурбація* – перемішування осаду і ґрунту, знищення їхньої структури зі зміною хімічного складу живими істотами (наприклад: діяльність хробаків-мулоїдів; вони пропускають через кишківник ґрунт (приблизно 5 т з 1 га), витягають з нього поживні речовини та необхідні для життєдіяльності хімічні елементи і виділяють змінені за хімічним складом продукти; в масштабі планети цей вид діяльності хробаків значний – популяція дощових хробаків шар ґрунту товщиною в 1 м переробляє за 200 років, за геологічну історію Землі через кишківник хробаків пропущено70 % осадової оболонки).

Біохімічним способом відбувається обмін речовинами між організмами та довкіллям. Живі істоти споживають певні хімічні елементи, біохімічно розкладаючи ті чи інші речовини та виділяючи продукти обміну. Приклади обмінних процесів такі: упродовж життя однієї людини через її тіло проходить 75 т води, 17 т вуглеводнів, 2,5 т білків, 1,3 т жирів тощо. Накопичення фекалій деяких організмів досягає значних масштабів, як приклад – донні осади Північного моря покриті шаром фекалій мідій товщиною у 8 м [10].

Якщо механічну роботу виконують переважно представники макросвіту, то біохімічні перетворення характерні й для макро- і мікроорганізмів. Мікроорганізми поділяють на гетеротрофи, що споживають органічні сполуки, розкладаючи їх на прості неорганічні компоненти, і хемотрофи (окиснюють мінеральні компоненти). В одному грамі породи є до 1 млн бактерій, сотні тисяч грибів і водоростей. У масштабах планети біохімічний ефект діяльності мікроорганізмів значний: вони трансформують потоки ендогенної речовини, беруть участь у біотичних кругообігах, є санітарами нашої планети. Внаслідок біохімічної діяльності мікроорганізмів

утворені потужні товщі залізистих руд, поклади сірки, фосфатів тощо.

Крім прямого впливу на гірські породи, істоти здатні інтенсифікувати чи гальмувати фізичне та хімічне звітрювання. Наприклад, рослинність контролює ерозію і впливає на темпи видалення продуктів звітрювання. Потужний рослинний покрив гальмує ерозійні процеси, затримує осадовий матеріал на місці утворення, сприяє збереженню вологи, впливає на температуру ґрунту та хімічний склад ґрунтових вод (під час відмирання рослин утворюються гумінові кислоти, які посилюють процеси розчинення та гідролізу).

Усі види звітрювання залежать від таких чинників, як клімат, тип рослинного покриву, висота над рівнем моря, рельєф, склад порід, що виходять на денну поверхню. Якщо розглядати не окремі ділянки суші, на яких усі названі чинники дуже впливають на темпи руйнування, а цілі континенти, то в їхніх межах дія чинників буде взаємно врівноваженою. Щорічне постачання осадового матеріалу з окремих континентів не так сильно відрізняється від середніх світових значень. Проте Азія має такий стік на одиницю площі, що й Африка, Південна і Північна Америка разом узяті.

Швидкість хімічного звітрювання мало залежить від висоти континенту, головним регулювальним чинником є тип порід. За швидкістю хімічного руйнування перше місце посідає Європа, останнє – Південна Америка. Води Європи концентрованіші (високий вміст іонів Ca^{2+} і HCO_3^- порівняно з розбавленими водами Південної Америки) внаслідок "реакційної здатності" континенту – "вапнистий континент" розмивається швидше, ніж складений силікатними мінералами. Швидкість механічного руйнування континентів змінюється в широкому діапазоні (відміни у 25 і більше разів). Близько 80 % твердих уламків постачає Південно-Східна Азія. Є тісний корелятивний зв'язок між швидкістю механічного звітрювання і висотою континенту над рівнем моря.

Кількість і склад осадового матеріалу, темпи і характер звітрювання залежать від клімату. Загальна закономірність така: максимальні абсолютні маси осадового матеріалу формуються в гумідних кліматичних зонах, мінімальні – в аридних.

Комбінованим ефектом фізичного, хімічного і біологічного звітрювання у приповерхневій частині літосфери на межі з атмосферою є утворення ґрунту. *Ґрунт* – це поверхневий родючий шар суші, що виник унаслідок сукупної дії на гірські породи води, повітря, сонячної енергії, рослинних і тваринних організмів. На 85–90 % ґрунт складений з гумусу або перегною (органічні сполуки, утворені під час неповного окиснення рослинних і тваринних решток), мінеральних речовин. Він крихкий, високопористий, зі значним вмістом води й атмосферних газів, містить уламки пелітово-псамітового розміру.

Ґрунти поділені на багато типів і підтипів залежно від складу підстильних корінних порід, кліматичних умов і характеру рослинності. Розрізняють такі головні типи ґрунтів:

- *алюмозалізисті* – утворені на покритих рослинністю корінних породах за умов значного зволоження; головні мінеральні компоненти – окиси заліза та гідроалюмосилікати; характерні для помірного вологого клімату;
- *кальцієво-алюмінієві* – утворюються в районах з невеликою кількістю опадів та трав'янистою і кущистою рослинністю; пухкі, деколи чорні, містять глинистий мінерал монтморилоніт і карбонатні мінерали;
- *латерити* – характерні для районів з незначними опадами, аридним кліматом і збідненою рослинністю; головні мінеральні компоненти – кварц, окиси заліза та алюмінію.

Отже, звітрювання руйнує гірську породу, розділяючи її на нерозчинений і розчинний компоненти, і приводить до утворення глинистих мінералів. Нерозчинені компоненти є джерелом для уламкових порід. Розчинені компоненти переміщаються, осаджуються й перетворюються на хемогенні породи (вапняки, доломіти, евапорити). Інтенсивність процесів звітрювання контрольована кліматом і тектонікою (виявляється через рельєф). Сукупна дія фізичного, хімічного і біологічного звітрювання в приповерхневих умовах суші приводить до утворення ґрунтів. За умов гумідного клімату домінує хімічне і біологічне звітрювання, в аридному і холодному – фізичне. Всі види звітрювань взаємопов'язані. Головні процеси, що діють на етапі накопичення, – механічні, хімічні й біологічні.

3.3. Транспортування осадового матеріалу

3.3.1. Типи денудації

Унаслідок звітрювання утворюються три продукти: розчинені речовини; нерозчинені, що представлені уламковим матеріалом різного розміру: від брил до частинок пелітового і колоїдного (від 1 до 0,0001 мм) розміру; новоутворені в екзогенних умовах мінерали. Після утворення продукти звітрювання залишаються на місті або, найчастіше, видаляються з території, породи якої руйнувалися.

Процес видалення продуктів звітрювання називають *денудацією*. Якщо відбувається змивання крихких твердих продуктів звітрювання, то денудацію називають *механічною*; а якщо виносяться розчинені речовини, то говорять про денудацію хімічну.

Денудацію можна виміряти кількісно. Вихідними даними для вимірювання механічної денудації є об'єм щорічного твердого стоку річок (у тоннах) і розміри водозбірних (чи осадозбірних) площ (у квадратних кілометрах). Унаслідок ділення першого значення на друге отримують число, що характеризує механічне знесення речовини на 1 км^2 – так званий *модуль твердого стоку*. Значення модуля – це показник середньої інтенсивності механічної денудації конкретної річкової системи. Середня інтенсивність механічної денудації значно коливається в різних річкових басейнах і залежить від рельєфу та клімату. Смуги помірно вологого клімату відрізняються слабкою і помірною механічною денудацією, а гумідна тропічна та субтропічна зони – сильним і дуже сильним механічним знесенням.

Механічна і хімічна денудації змінюються за одними й тими ж законами: з посиленням механічного знесення посилюється і хімічне. Хімічний змив слабко розвинений у смузі помірно-вологого клімату, різко зростає в тропічному і субтропічному кліматахі залежить від одних і тих же чинників: розчленування рельєфу, температурного режиму, кількості атмосферних осадів тощо.

3.3.2. Транспортувальні середовища

Денудація відбувається під дією сили тяжіння в трьох типах *транспортувальних середовищ* – льодовиках, протічних водах, повітряних масах. Агентами перенесення є гравітація, вітер, вода, льодовики. Гравітація зумовлює поступове осування осадового матеріалу вниз по схилу. Льодовикова денудація виникає там, де льодовики, спускаючись униз під дією сил гравітації, захоплюють продукти звітрювання і переносять їх. Найбільшу роботу з перенесення виконує вода, особливо поверхневі води, до яких належить вода, що стікає по земній поверхні, починаючи від тимчасових дощових потоків, течій, зон хвилювання в водоймах і до постійних потоків річкових систем. Вода, що тече, – найпотужніший агент денудації. Вона еродує та знижує рельєф суші. Масштаб водних процесів залежить від маси води, її швидкості. Вода ефективно діє під час перенесення розчиненого матеріалу і завислих частинок. Однак за великої швидкості потоку вона може переносити на значні відстані й грубоуламковий матеріал.

Річкова вода – це слабкий розчин бікарбонату кальцію. Сольовий склад річок земної кулі близький між собою. Головними хімічними компонентами річкової води (становлять 99 %) є SiO_2, органічний вуглець, HCO_3, Ca^{2+}, SO_4, Cl^-, Na^+, Mg^{2+}. У річкових водах концентрація кремнезему вища, ніж в океанах. Водночас вміст хлоридів у морській воді у 2 500 разів перевищує їхній вміст у річках. За статистичними підрахунками, що враховують загальний стік і середній склад води, щорічне винесення розчинених сполук усіма річками Землі в океани становить 42×10^{14} г/рік (умовні одиниці, за Р. Гарелсом. Ф. Маккензі, 1974). Маса завислого осадового матеріалу, що його переносять ріки, у чотири рази більша від кількості розчинених речовин; склад його неоднорідний.

Гравітація і льодовики можуть транспортувати всі типи нерозчинених продуктів звітрювання, проте на близьку відстань. Льодовики посідають друге місце після річок за кількістю осадового матеріалу, який вони переносять. Загальне щорічне знесення осадового матеріалу льодовиками становить 50 % від річкового стоку. Найбільше значення цей вид транспортування має

в областях з нівальним кліматом, особливо в Антарктиці, площа якої – 90 % усіх покритих льодом територій. Загальна кількість уламкового матеріалу, що його постачають льодовики, – приблизно 20×10^{14} г/рік. Розмір льодовикового знесення змінювався у часі залежно від масштабу зледенінь.

Вітер може переміщати лише нерозчинені частки піщаного і пелітового розміру. Ефективність транспортувальної діяльності вітру значно нижча, ніж перших трьох агентів. Однак вітер може піднімати хмари пилу, піску і переносити їх на значні відстані. Атмосферне або еолове (вітром) переміщення твердого матеріалу дуже незначне. Є два головні способи повітряного транспортування – перенесення дрібнозернистих твердих частинок з материків у океани штормовим вітром та повільне випадання пилу з верхніх шарів атмосфери. Під час буревіїв випадає приблизно 0,3 мг/см^2 пилу. Тропосфера завжди містить пил, вміст якого становить приблизно $0{,}074\times10^{14}$ г/рік. Загальна кількість матеріалу, що потрапляє у водойми внаслідок буревіїв і розсіяних у тропосфері частинок, – $0{,}6\times10^{14}$ г/рік. За складом атмосферний пил відповідає тонкозернистим осадам. Оскільки Земля – космічне тіло, то в її атмосферу потрапляє ще й космічний пил.

Загальна кількість транспортованих речовин становить близько 250Ч10^{14} г/рік. Головними компонентами є Na, K, Ca, Mg, Cl, Si, S, C. Більшу частину матеріалу (85–90 %) постачають річки (уламковий матеріал – 80 % від загального стоку річок, розчинені речовини – 20 %). Частка льодовиків становить близько 7 %, вітру – близько 1 %.

За сучасних швидкостей знесення маса осадового матеріалу, що його постачають річки й інші транспортувальні середовища, заповнила б океан приблизно через 1 млрд років, а континенти зрівнялися б з рівнем Світового океану приблизно за 10 млн років (за Р. Гаррелсом, Ф. Маккензі, 1976) [1].

Процеси транспортування відбуваються у гравітаційному полі Землі. Тому в усіх випадках перенесення осадового матеріалу вирішальну роль відіграє сила тяжіння, саме вона регулює рух льодовиків, річок, регламентує дію вітру. Тому процеси транспортування відбуваються за законами фізики.

3.3.3. Характеристика флюїдів

Речовина на Землі існує в трьох фазах: твердій, рідкій і газоподібній. Фізика розглядає гази і рідини разом як флюїди тому, що в них, на противагу твердим речовинам, нема опору зсуву. Тобто якщо прикласти найменшу зовнішню силу, то флюїд може змінювати свою форму безперервно, доки діє сила. Флюїд (особливо рідина) може зберігати форму лише тоді, коли він обмежений стінками.

Головними фізичними показниками флюїдів є швидкість і в'язкість (властивість рідини чинити опір завдяки наявності внутрішнього тертя, напрямленого протилежно до напряму руху флюїду). Флюїди, у яких в'язкість не залежить від швидкості течії, називають *ньютонівськими*. Чисті (без домішок) повітря і вода – ньютонівські рідини. Проте флюїди в природі є дво- чи трифазовими системами, оскільки складені з твердих зерен, що оточені або водою, або газом. У стані спокою такі флюїди дуже в'язкі, майже тверді. Для того, щоб така система почала рухатися, необхідний механічний поштовх, який би знищив структуру двофазової системи і привів до різкого зменшення її в'язкості. Якщо система повертається до стану спокою, то вона відновлює первинну структуру і її в'язкість знову зростає. Дво- чи трифазові флюїди, що поводяться як напівтверде тіло, називають *неньютонівськими*.

Флюїди, оскільки в них нема опору зсуву, можуть легко переміщатися в просторі. Є два головні типи руху флюїдів: *ламінарний* і *турбулентний* (рис. 29, 30). Під час ламінарного руху

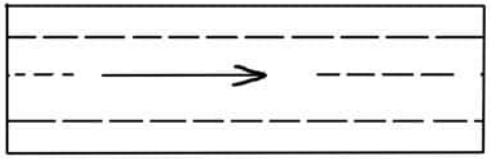


Рис. 29. Ламінарний рух

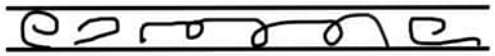


Рис. 30. Турбулентний рух

частинки рухаються по горизонтальних траєкторіях, флюїд зі сталою швидкістю тече паралельно до поверхонь стінок, дна. Ламінарний рух може відбуватися в одному напрямі (рух води у річці) або в двох протилежних напрямах з навперемінною зміною напряму течії (прибережний рух хвиль моря).

Під час турбулентного руху частинки рухаються як по горизонтальних, так і по вертикальних траєкторіях, швидкість флюїду пульсівна, в ньому утворюються тимчасові вихорі та коловороти. На відміну від ламінарного, турбулентний рух мінливий, пульсівний, з навперемінним напрямом течії, нестабільними швидкостями та хаотичним рухом твердих частинок. У потоці турбулентність виникає, якщо перевищено *число Рейнольдса*:

$$Re = dvh / n_$$

де d – щільність флюїду; г/см^3, v – швидкість течії; см/с; h – глибина, см; n – в'язкість флюїду, пуази.

Для значної маси води число Рейнольдса змінюється від 300 до 600; щоб перевищити це значення, достатньо невеликої швидкості течії. Тому турбулентність характерна для більшості потоків.

У природних флюїдах ламінарний режим поширений менше, ніж турбулентний. Прикладом ламінарних потоків є ґрунтові води; для більшої частини інших природних потоків – повітряних, річкових, морських та океанічних течій – характерний турбулентний рух.

Характер перенесення твердих частинок залежить від їхньої форми, розміру, густини, в'язкості та динаміки флюїду, що охоплює його швидкість, режим і характер руху, напрям течії. Режим визначений швидкістю течії, може бути сповільнений, прискорений, пульсівний, швидкість може бути велика, помірна, мала.

3.3.4. Механіка руху твердих частинок у флюїді

Зернисті тверді речовини ведуть себе однаково і в рідинах, і в газах. Поведінку твердих зерен у флюїдах вивчають фізики та інженери різних спеціальностей.

Є два типи перенесення продуктів звітрювання: *хімічний* і *механічний*. Транспортування розчинених продуктів відбувається у вигляді справжніх (іонних) та колоїдних розчинів, уламкового матеріалу – механічним шляхом.

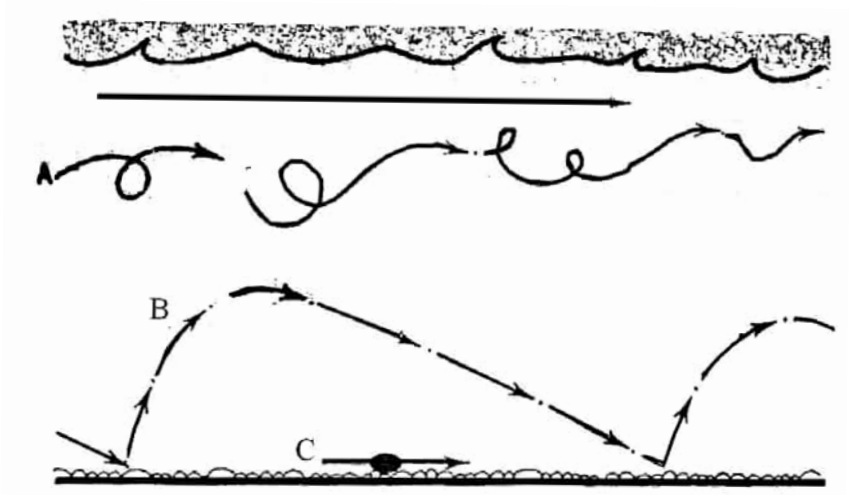


Рис. 31. Способи руху твердих частинок у флюїді:
A – завислий стан; B – сальтація; C – перекочування.

ться потоком у завислому стані. Вони хаотично переміщаються в товщі води і ніколи не дотикаються до дна.

Характер руху уламкового матеріалу залежить від швидкості течії, рельєфу дна, кута нахилу русла та стадії зрілості річкової системи. Тверді частинки переміщаються, коли рушійні сили потоку перевищують сили гравітації та тертя, які тримають частинки на місці. Якщо частинка почала рухатися, то її подальшу поведінку визначають розмір, форма і спосіб перенесення. Спосіб перенесення твердих компонентів залежить від маси, щільності, розміру, форми уламків, швидкості, режиму і характеру руху флюїду.

Уламкове зерно може рухатися у флюїді трьома способами: перекочуванням, підскакуванням та у завислому стані (рис. 31).

Перекочування – це рух твердих компонентів зі збереженням постійного контакту з дном. Воно характерне для великого улам-

кового матеріалу. За тієї самої швидкості потоку легші зерна підскакують за течією потоку і змінюють рух за траєкторією: круте піднімання від дна на висоту, що дорівнює декільком діаметрам зерна, а потім похиле спускання до дна. Такий спосіб перенесення називають *сальтацією*. Найлегші зерна рухаються

3.3.5. Типи потоків флюїдів

Виникнення однонапрямлених потоків флюїдів є наслідком розчленованого рельєфу і переміщення флюїдів з ділянок із високим гіпсометричним положенням у знижені під дією вітру, припливів–відпливів, відмін у густині, перепаду тисків тощо. Залежно від вмісту і складу твердої фази, механіки руху твердих частинок, фізичних властивостей флюїду виділяють такі типи потоків флюїдів: потоки волочіння та дрифтові, припливно–відпливні, густинні течії.

Для *потоків волочіння* характерний високий вміст уламків різного розміру. Потоки переносять осадовий матеріал перекочуванням і сальтацією у вигляді суцільного покриву. Переважання твердої фази практично перетворює потоки волочіння на напівтверде пластичне тіло, що однонапрямлено рухається. Швидкості потоків малі (приклад – льодовики) чи великі (селі). За стабільного режиму потоку тривала переробка осаду вимиває з нього легші (алевритові та пелітові) частинки і виносить їх у вигляді суспензій. Під дією потоків волочіння відкладаються погано сортовані осади з кутастих і напівкутастих уламків різного розміру (від брил до пелітового матеріалу). Для відкладів, що утворилися в однонапрямленому потоці волочіння, зафіксовано зменшення розмірів зерен униз за течією (так звана розмірна градація).

Якщо два потоки з різною густиною є поряд, то легший флюїд з меншою густиною буде прагнути перемістится поверх важчого, щільнішого. Різна густина флюїдів виникає внаслідок відмінностей температури, солоності, різного вмісту осадового матеріалу. Також вода тече з районів з більшим барометричним тиском в області з меншим тиском. Потоки з відмінною густиною називають *густинними*. Вони переміщаються по дну водойми чи вздовж поверхні, що розмежовує маси флюїду з різною

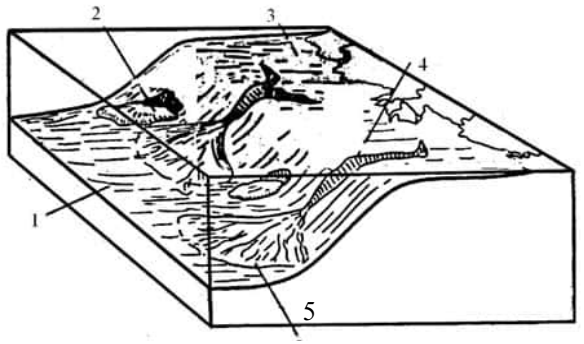


Рис. 32. Модель дії турбідитних течій, за [22].

1 – пелагічні мули на абісалі; 2 – осуви осадів на континентальному схилі; 3 – перенесення осадів потоками волочіння на шельфі; 4 – перенесення осадів турбідитними течіями по долині підводного каньйону; 5 – турбідитні осади у вигляді конуса в усті підводного каньйону на підніжжі континентального схилу.

густиною. Особливий різновид густинних потоків називають *каламутними*, або *турбідитними*. Це потоки з високим вмістом завислого осадового матеріалу (у вигляді суспезій). Турбідитні течії мають невеликі швидкості, що залежать від вмісту завислого матеріалу і кута нахилу дна, поширені на дні водойм і в товщі води, часто охоплюють значні площі, переносять осадовий матеріал на далекі відстані від узбережжя (можуть досягати абісальних глибин), але найчастіше є тимчасовими. Каламутні потоки є важливим чинником розподілу уламкового матеріалу в морських басейнах. Уважають, що дія турбідитних течій – це головний процес перенесення й осадження осадового матеріалу Землі. Шельфи і континентальні схили перерізані численними підводними руслами, які простягаються від берегової лінії до краю шельфу. По них каламутні потоки переносять грубоуламковий і піщаний матеріал на ложе океану – до підніжжя континентального схилу (рис. 32).

Режим течії густинних потоків може бути спокійним, бурхливим і перехідним. За спокійного режиму швидкість потоку

мала, перенесення осадового матеріалу незначне. Відклади густинних потоків добре сортовані за розміром, оскільки потоки переносять матеріал тільки певного розміру.

Унаслідок тертя вітру до поверхні води виникають *дрифтові течії*. В морях і океанах вони охоплюють лише поверхневі шари води, мають невеликі швидкості, але поширюються (особливо під час штормів) на значних площах. Напрям дрифтової течії мінливий і залежить від напряму дії вітру. Ці течії спричиняють перемішування мулистих донних осадів та перенесення осадового матеріалу спочатку в одному напрямі, а потім у протилежному.

3.3.6. Форми міграції мінералів

Перенесення продуктів звітрювання залежить від їхнього складу і відбувається хімічним (у вигляді справжніх (іонних) і колоїдних розчинів) і механічним (у завислому стані, сальтацією та волочінням по дну) шляхами.

За М. Страховим [23, 24], мінерали залежно від способу перенесення, або за *формою міграції,* розділено на чотири групи:

- *легкорозчинні солі* (NaCl, KCl, $MgSO_4$, $CaSO_4$, $CaCl_2$) – переміщаються лише хімічним шляхом з водою у вигляді іонних розчинів, але в незначних концентраціях;
- *карбонати* ($CaCO_3$, $MgCO_3$, Na_2CO_3) – утворюють іонні розчини низької концентрації або переміщаються в завислому стані у вигляді суспензій;
- *сполуки металів*: Fe, Mn, V, Cr, Ni, Cu, Co – малорозчинні у воді, утворюють переважно колоїдні розчини або транспортуються у завислому стані;
- *кварц, силікатні та алюмосилікатні мінерали* (глини, польові шпати) з дуже низькою або майже нульовою розчинністю, переміщаються лише механічним шляхом у вигляді суспензій чи, у випадку грубозернистого матеріалу, сальтацією чи волочінням.

Форми міграції зумовлені хімічними властивостями мінералів. Чим менше розчинна сполука, тим більшу роль у її перенесенні відіграє механічний спосіб. До компонентів зі змішаними формами міграції належать гіпс, доломіт, сполуки металів і малих елементів, які можуть переміщатися і хімічним, і механічним способами. Чотири групи мінералів, перелічені вище, утворюють послідовний ряд, з одного краю якого є компонент з практично нульовою розчинністю, з іншого – мінерали з максимальною розчинністю (табл. 4).

Таблиця 4

Форми міграції мінералів

Мінерали	Спосіб перенесення
Кварц, силікати й алюмосилікати (глини, польові шпати)	Механічний – волочіння, сальтація або завислий стан
Сполуки металів	Механічний (завислий стан) або хімічний у вигляді колоїдних розчинів
Карбонати	Механічний (завислий стан) або хімічний у вигляді справжніх (іонних) розчинів
Солі	Хімічний – у вигляді іонних розчинів

3.3.7. Фізичні процеси під час транспортування

У процесі переміщення осадового матеріалу у флюїдах тверді частинки стикаються між собою, дотикаються дна і стінок потоку. У цьому разі відбуваються *механічні деформації* твердого осадового матеріалу – його роздроблення та абразія.

Роздроблення – процес раптового зменшення розмірів уламків під час зіткнення їх одне з одним унаслідок відколювання. Воно є інтенсивнішим у потоках з різним розміром уламків (у потоках волочіння). Наприклад, галька, змішана з піщаним матеріалом, перетирає його в алеврит і глину. Під час роздроблення утворюються переважно кутасті уламки, зменшення їхніх розмірів суттєве і різке.

Абразія – це процес стирання, тобто процес поступового зменшення розміру зерен під час тривалого тертя уламків один об одного. Під час абразії зменшення розмірів уламків несуттєве,

відбувається їхнє обкатування. Темпи абразії залежать від розміру, міцності, хімічного складу вихідного матеріалу, характеру дна, швидкості потоку, тривалості процесу стирання.

Гравійні уламки стираються й обкатуються швидше, ніж піщані. Міцність твердих частинок, їхній хімічний склад є, можливо, найважливішими ознаками, від яких залежить інтенсивність абразії. Максимальний опір стиранню виявлений у кременю, кварцу, метаморфічних порід, тоді як вапняки і крихкі породи зазнають подрібнення і стирання значно швидше і легше. Абразія пропорційна до квадрата швидкості флюїду. Темпи зменшення розмірів максимальні на ранніх стадіях розвитку річкової системи з переважанням великих швидкостей потоку і зменшуються на пізній зі збільшенням відстані від материнських порід.

Під час транспортування крихкіші компоненти стираються, і осад збагачується стійкими до абразії уламками порід. За механічною стійкістю можна виділити ряд, де ліворуч є нестійкі до механічного стирання породи, а праворуч – міцніші: вапняки → глинисті породи → пісковики → метаморфічні породи → кварцит → кремінь.

Мінерали за стійкістю до абразії утворюють такий ряд (за даними Г.А. Тиля [37]**;** від крихкого до найміцнішого): апатит → піроксени → польові шпати → гранат → турмалін → кварц.

Отже, у процесі транспортування визначені:

- агенти перенесення – вода, вітер, льодовики, власне гравітаційні сили;
- транспортувальні середовища – повітря, протічні води та льодовики;
- головні процеси – фізичні, а саме: механічне дроблення та абразія.

Дальність і характер переміщення залежать від складу вихідного матеріалу, його розміру та щільності, швидкості, режиму, характеру руху і типу флюїду.

3.4. Осадження

3.4.1. Визначення седиментаційного середовища

Осадовий матеріал у межах географічної оболонки є в стані нестійкої рівноваги і прагне зайняти в гравітаційному полі Землі стійке положення, переходячи в осад. Місце його накопичення – знижені ділянки земної поверхні, переважно водні басейни.

Під середовищем осадонагромадження деякі дослідники розуміють географічно обмежену частину земної поверхні, яка за фізичними, хімічними і біологічними характеристиками відмінна від сусідніх територій. Це визначення більше нагадує визначення ландшафту або природно-територіального комплексу (частина географічної оболонки, що відрізняється від сусідніх геологічною основою, рельєфом, типом ґрунту, води, кліматом, рослинним і тваринним світом). Оскільки седиментологів цікавлять власне процеси утворення осаду, то під середовищем осадонакопичення вони розуміють ділянку земної поверхні з комплексом фізичних, хімічних і біологічних умов, в яких накопичуються осади. Середовище осадонагромадження можна описувати як солоне чи прісноводне за одним показником – солоністю води, можна також виділяти окиснювальні чи відновлювальні середовища. Такий підхід не є описами умов осадоутворення, що мають геологічний зміст. Інші терміни, які використовують для характеристики середовища, – умови стабільного шельфу, геосинклінальні умови тощо – хоча в них вкладений геологічний зміст, є занадто загальними. На думку Ф.Д. Петтиджона [13], геологічний зміст терміна "седиментаційне середовище" надає геоморфологічна концепція. За нею: *седиментаційне середовище* – це певна геоморфологічна одиниця з системою фізичних, хімічних і біологічних змінних, унаслідок взаємодії яких утворюється осад; або *седиментаційне середовище* – це просторова одиниця, у якій фізичні, хімічні та біологічні умови і процеси, що впливають на утворення осаду, досить сталі, щоб сформувати відклади з певними властивостями.

Найчастіше розрізняють локальне середовище, яке виділяють за геоморфологічними критеріями, та тектонічне, що характеризує зв'язок осадонагромадження і великих геологічних елементів – кратонів і геосинкліналей.

Ми розглянемо передусім локальні середовища з таких позицій: параметри локальних середовищ, критерії їхнього розпізнавання, характеристика головних седиментаційних процесів.

3.4.2. Огляд параметрів седиментаційних середовищ і критерії їхнього розпізнавання

Кожне седиментаційне середовище схарактеризоване певними умовами. *Умови осадонагромадження* – це комплекс параметрів (характеристик) середовища, продуктом якого є осад. Будь-якому середовищу осадонагромадження властиві три групи параметрів: *фізичні*, *хімічні* й *біологічні* (табл. 5).

Фізичні параметри середовища можна описати на підставі його динамічних і статичних властивостей.

Статичні параметри. Статичні властивості визначені густиною, в'язкістю та характером середовища, його глибиною над поверхнею середовище–осад.

Одним зі статичних чинників є природа середовища, у якому осідають кластичні й розчинені компоненти. Виділяють три типи седиментаційного середовища – повітряне, водне і льодовики, які мають відмінні властивості. Середовище здатне не тільки накопичувати осадовий матеріал, а й його переносити і сортувати, що залежить від його в'язкості та густини. Чим більша в'язкість чи густина, тим менша швидкість переміщення матеріалу з конкретним розміром зерен і тим нижча ефективність середовища як сортувального агента.

Глибину – батиметричне розміщення аквальних осадів – можна визначити й описати за відношенням до нижньої межі дії хвиль. Осади, утворені вище, відкладалися в турбулентних умовах, зазнавали постійного перемішування і перероблення, тому вони добре сортовані й обкатані. Осади, утворені нижче дії хвиль, відкладалися у порівняно спокійних умовах, майже в стоячій воді й не потрапляли під дію течій.

Таблиця 5

Індикатори розпізнавання параметрів седиментаційних середовищ

Параметри	Індикатори
ФІЗИЧНІ	
Динамічні	
Характер руху течій (турбу-лентний, ламінарний)	Текстури, модальність осаду, органічні рештки
Швидкість течій	Текстури, розмір зерен
Напрям течій	Текстури, органічні рештки
Тип потоку	Сортування, розмір, склад, текстури
Гідродинамічний режим	
спокійні води	Тонка шаруватість, сліди життєдіяльності, органічні рештки
активні води	Піски, галечники, черепашники, добре відсортовані, обкатані, знаки бриж, скісно- і хвилястошаруваті текстури
Статичні	
Характер середовища	Сортування, обкатаність, розмір, текстури, склад, органічні рештки
Глибина	Склад, текстури, сортування, обкатаність, рештки палеорганізмів, сліди життєдія-льності, мінералогічні індикатори
Солоність	Мінералогічні індикатори, склад, фауна
ХІМІЧНІ	
Окисно-відновний потенціал	Мінералогічні індикатори, колір, фауністичні рештки
Кислотність–лужність	Мінералогічні індикатори, колір, фауністичні рештки
Температура	Рештки палеоорганізмів, мінеральні, літологічні індикатори

Однак проблема в тому, що рівень дії хвиль непостійний за глибиною. Невеликі водойми генерують слабкі хвилі, поширені на незначні глибини. Вздовж узбережжя хвилі значні й захоплюють осади на дні набагато нижче від їхньої поверхні. Відріз-

нити турбулентні умови від умов застійних вод досить легко за такими ознаками, як текстури, склад порід, характер розподілу і збереженість органічних решток.

Абсолютні відмітки глибини моря визначити значно важче. Індикатори абсолютних відміток глибини басейну – це мінерали, фауністичні чи флористичні рештки. Мінерали, що утворюються в застійних умовах, – пірит, сидерит, шамозит (утворюється в тропічних водах на глибині до 60 м), глауконіт (на глибині від 30 м до 2 км), фосфорити (глибина утворення 30–300 м) тощо. Фауністичні й флористичні рештки, як звичайно, є чіткими індикаторами глибин палеобасейнів.

Динамічні параметри. Динамічні параметри характеризують гідродинамічний режим седиментаційного середовища. До динамічних належать режим води (спокійний, бурхливий, пульсівний), швидкість течії, її напрям, стабільність системи течій (як швидкості, так і напряму) тощо. Індикаторами режиму води – турбулентних чи спокійних умов осадонагромадження – є склад порід, текстури, палеонтологічні рештки тощо. В бурхливій воді утворені піски, галечники, черепашники. Піски добре відсортовані, обкатані, зі знаками бриж і переважно скісно- або неправильно-хвилястошаруваті. Склад осадів не завжди є ознакою характеру динамічного режиму. Наприклад, грубоуламкові породи можуть утворюватися нижче від базису дії хвиль (їх переносять турбідитні течії).

Шаруватість у тонкозернистих осадах є ознакою, що відображає динаміку середовища. Осади зон бурхливої води мають скісну шаруватість, а зони спокійних вод – тонку й горизонтальну. Умови, що повторюються, відображені в розрізі чергуванням різних типів шаруватостей та різних за складом порід – пісків, алевролітів і аргілітів.

Ознаками турбулентності також є ступінь збереженості викопних решток, характер їхнього розміщення в породі та орієнтування (наприклад: якщо збереженість решток добра, то вони захоронені в спокійних гідродинамічних умовах; розчленовані чи відсортовані – в умовах сильних донних течій; хаотичне розташування решток характерне для басейнів без течій; наявність орієнтування – доказ потужних донних течій тощо).

До **хімічних параметрів** належать окисно-відновний потенціал (Eh), кислотність–лужність (pH), солоність, температура. Ці чинники визначають склад і послідовність утворення мінералів і впливають на розподіл фауни та флори.

Окисно-відновний потенціал. Осади утворюються в окисних (аеробних) чи відновних (анаеробних) умовах. Мірою окисних можливостей середовищ є окисно-відновний потенціал. Питання, за яких умов – аеробних чи анаеробних – утворені осади, вирішують за їхнім мінеральним складом і фауністичними рештками. Зокрема, сульфіди заліза (пірит, марказит) діагностують анаеробне середовище, гематит – аеробне, сидерит – проміжне.

Г.І. Теодорович [25] виділив шість типів середовищ за значенням Eh і складом мінералів заліза: сильновідновне (чи сульфідне), відновне (наявні карбонати і сульфіди заліза), слабковідновне (сидерит), нейтральне (залізисті хлорити), слабкоокисне (глауконіт), окисне (гідроокиси заліза).

Для існування організмів несприятливими є відновні й сильноокисні умови. Комфортні для життя слабкоокисні та нейтральні умови. Токсичність витримують лише поодинокі істоти, наприклад, брахіоподи родів *Lingula*, *Discina*, *Posidonia* тощо. Аномально високий вміст органічної речовини є ознакою того, що осадонагромадження відбувалося без кисню.

Кислотність–лужність середовища (pH) є важливим чинником, що впливає на послідовність випадання в осад мінералів. У.С. Крумбейн [31] і Р. Гаррелс [1] виділили три типи седиментаційних середовищ за значеннями pH: менше 7 – кисле, 7,0–7,8 – нейтральне, понад 7 – лужне. Визначають pH за мінеральними критеріями. Карбонати утворюються при pH > 7; SiO_2 розчиняється в лужних умовах і осаджується лише в кислому середовищі.

Солоність – це маса розчинених у воді твердих солей у відсотках. Критерієм солоності є фауна і вміст окремих хімічних елементів (наприклад: у занадто солоних водах фауністичні комплекси збіднені), вміст бору вищий у морських відкладах.

За Р.К. Селі [22] солоність зачислено не до хімічних, а до фізичних параметрів. Однак більшість дослідників уважає її хімічним чинником, оскільки солоність впливає на розчиненість мінералів і газів, швидкість хімічного осадження та контролює розподіл фауни і флори.

Температура є показником, що впливає на перебіг хімічних перетворень. Приклади: певні мінеральні солі випадають в осад узимку і розчиняються влітку. Низькі температури сприяють зростанню розчиненості CO_2 і, відповідно, підвищенню кислотності середовища. Внаслідок цього розчинення карбонатних сполук у холодній воді зростає, а під час підвищення температури карбонати осаджуються.

Критеріями визначення палеотемператур є геологічні, мінералогічні, палеоекологічні індикатори, колір порід тощо.

Біологічні параметри охоплюють як фауну, так і флору. На суші вони є головними чинниками, що впливають на осадовий процес. У водному середовищі біос дуже чутливий до таких чинників, як гідродинамічний режим, глибина, солоність, температура, і може прямо й непрямо впливати на стан седиментаційного середовища, зокрема гальмувати його динаміку, змінювати Eh, pH, сприяти збагаченню чи збідненню хімічними елементами тощо.

З переліченого вище огляду параметрів і оцінки критеріїв їхньої діагностики бачимо, що ознаки осаду й осадової породи – структурні, текстурні, біологічні – часто однозначної відповіді про умови осадонагромадження не дають. Це трапляється тому, що параметри не самостійні, вони взаємопов'язані і впливають один на одного, а діапазон зміни параметрів у межах одного седиментаційного середовища досить широкий. Тому найефективніший підхід до аналізу палеосередовищ – це вивчення вертикальних розрізів, геометрії осадових тіл і оцінка комплексу індикаторів тих чи інших геологічних процесів.

3.4.3. Типи осадження

Загальні риси осаду та його фізико-хімічні ознаки відображають стан області знесення, транспортувального та седиментаційного середовищ і залежать від ефективності

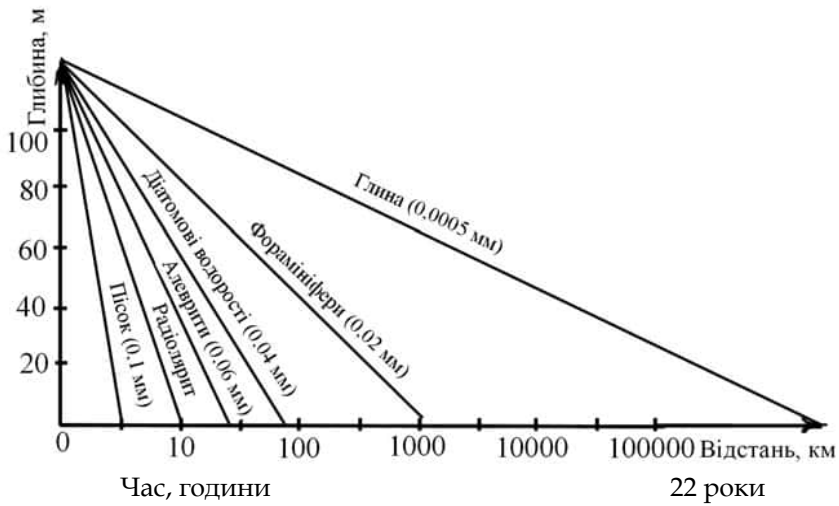


Рис. 33. Час осадження на глибину 100 м твердих частинок різного розміру в горизонтальному водному потоці зі швидкістю 10 см/с, за [1]

звітрювання та седиментаційних процесів під час перенесення й осадження.

Процес утворення всіх видів осаду чи шляхом переходу з рухомого стану в нерухомий (для уламкового осадового матеріалу), чи виділенням у тверду фазу (для колоїдного і розчиненого) називають *седиментацією,* або *осадженням.* Залежно від складу та форми міграції осадового матеріалу, способу його перенесення й механізму седиментації виділяють три типи осадження: механічне, хімічне, біогенне.

Механічне осадження характерне для уламкового матеріалу. Головний механізм – гравітаційне осідання, коли уламки один за одним поступово падають на дно, у цьому разі важчі частинки осідають швидше. У водному середовищі осадження твердих частинок визначене їхнім розміром, формою, щільністю і динамікою флюїду. Воно відбувається в тому випадку, коли швидкість вільного падіння зерен буде більша від швидкості потоку. В протилежному випадку тверда частинка переміщається далі.

Важкі частинки (щільні чи великі за розмірами) мають більшу швидкість осідання. Тому вони накопичуються ближче до області знесення. За однакових розмірів швидше осідають щільніші частинки. Сферичні частинки осідають швидше від кутастих, оскільки їм властивий менший опір тертю (рис. 33).

У.У. Рабі [35] експериментально визначив швидкості осідання твердих частинок у застійній воді. За його даними, дрібні піщані зерна осідають зі швидкістю понад 3,84 мм/с, пеліт – 0,06–0,24 мм/с. Тобто для осадження дрібного піску через товщу води в 30 м потрібно дві години, тоді як пелітовим частинкам для цього потрібно один рік, а щоб досягнути дна океану на глибині близько 4 км, піску потрібно 10 днів, а пелітовим частинкам – 100 років.

Швидкість осідання в застійній воді визначена співвідношенням двох сил: напрямленої вниз, яка дорівнює gm (де g – прискорення вільного падіння, m – маса твердої частинки, що осаджується) та протилежної, напрямленої догори сили (опір тертю), що прямо залежить від в'язкості рідини. Для частинок великої маси опір тертю не відіграє ролі. Швидкість їхнього осідання пропорційна до квадратного кореня діаметра уламкового зерна.

На швидкість механічного осадження частинок меншого розміру впливає в'язкість водного середовища (зростає зі зниженням температури, збільшенням солоності та концентрації колоїдних і суспензійних частинок), розмір, щільність та ступінь ізометричності уламкового матеріалу. Швидкість осідання твердих частинок визначають за добре відомою класичною формулою, що виведена Стоксом і відома як *закон Стокса*:

$$U' = 2\, g\, r^2 (d_1 - d_2) \,/\, 9,$$

U' – швидкість частинки, см/с; r – радіус частинки, см; d_1 – щільність частинки; d_2 – густина середовища; n – в'язкість середовища, пуази; g – прискорення вільного падіння.

Закон Стокса точно передбачає швидкість осідання кулястих алевритових і пелітових частинок. Для уламків іншого розміру її застосування обмежене, оскільки ця формула не враховує сили інерції води.

Рух води є додатковим чинником, що впливає на осадження твердих частинок. Під час ламінарного руху вони осідають за тими самими законами, що і в застійній воді. Турбулентний рух утримує частинки в завислому стані й заважає їхньому осіданню.

Колоїдний і розчинений осадовий матеріал осаджується *хімічним* чи *біогенним* шляхом. Колоїдний матеріал випадає в осад після коагуляції під час взаємодії частинок з протилежними зарядами внаслідок зростання концентрації колоїдних систем під впливом радіоактивного випромінювання чи зміни властивостей середовища. Коагуляція колоїдів приводить до утворення гелевих грудок невеликого розміру, які осідають на дно за законами гравітаційного осідання як пелітові частинки.

Розчинений матеріал, перш ніж перейти в осад, виділяється в тверду фазу внаслідок зміни фізико-хімічної рівноваги седиментаційного середовища чи під впливом життєдіяльності організмів.

Біогенне осадження полягає у споживанні істотами осадового матеріалу, перетворення його на складові власних тіл, які після смерті організмів накопичуються на дні у вигляді осаду. Живі істоти захоплюють з води розчинений, колоїдний і дрібний уламковий осадовий матеріал, концентрують його в своєму організмі, перетворюючи на тверді фрагменти (скелети) власних тіл або на фекальні грудки. Ці грудки є значно більшими за розмірами, падають на дно в тисячі разів швидше, ніж ті самі частинки у незв'язаному вигляді (наприклад, швидкість осадження фекальних грудок – від 50 до 941 м за добу, тоді як швидкість осадження пелітової частинки – 1,5–2,0 см за добу).

Відбувається біогенне осадження шляхом:

- *прямого екстрагування* (втягування чи всмоктування) елементів з води або ґрунту (явище біоасиміляції);
- *концентрування* певних елементів у тілі – внутрішніх органах або скелетах (явище біосорбції);
- *окиснення*;
- *трансформації* потоків ендогенної речовини (наприклад: бактерії можуть не лише накопичувати залізо, а й ство-

рювати такі хімічні умови в середовищі, які спричиняють осадження в ньому цього елемента);

- *зв'язування* пелітового матеріалу в фекальні грудки внаслідок біофільтрації.

3.4.4. Осадова диференціація

Комбінованим ефектом процесів перенесення й осадження є ***осадова диференціація***. Вона полягає в такому: під впливом механічних, біологічних та фізико-хімічних процесів відбувається вибіркове виділення в тверду фазу розчинених речовин або сортування і закономірний розподіл по латералі уламкового осадового матеріалу за розміром, формою зерен, ступенем обкатування, фізико-хімічними властивостями тощо. Головні чинники, що регулюють осадову диференціацію, такі: склад вихідного матеріалу, рельєф суші і дна басейну осадонагромадження, клімат, відстань від області знесення, стан транспортувального середовища, гідродинаміка басейну седиментації, його солоність, глибина, життєдіяльність організмів, щільність, механічна стійкість, хімічна активність, розчиненість, кількість осадового матеріалу.

Залежно від поєднання тих чи інших чинників виділяють три типи осадової диференціації – механічну, хімічну, біогенну.

Механічна диференціація – це розподіл уламкового матеріалу за розміром, щільністю, формою, ступенем обкатування уламків залежно від відстані до джерела знесення, берегової лінії та глибини басейну седиментації. За законами механічної диференціації найбільші уламки накопичуються близько до області знесення, вони переміщаються на невеликі відстані. В разі однакових розмірів спочатку осаджуються найщільніші (каситерит – 6,8 г/см^3, магнетит – 5,2, ільменіт – 4,79, рутил – 4,25 г/см^3), тоді – легкі (плагіоклази – 2,6 г/см^3, кварц – 2,65, польовий шпат – 2,55, рослинні рештки – 1,1 г/см^3) мінерали. Щільність і розмір уламкових зерен є в обернено пропорційній залежності: в осаді містяться разом великі уламки легких мінералів і дрібні важких.

Найбільше транспортабельні уламки таблитчастої форми, тому разом з пелітовими й алевритовими частками нерідко є таблички слюди більшого розміру.

Принципова схема механічної диференціації така: найменше перенесення і найшвидше осадження характерні для грубоуламкового матеріалу, найбільша відстань від джерел знесення і найпізніше осадження – для пелітового.

Механічна диференціація виявляється як у транспортувальному середовищі, де осадовий матеріал частково осаджується, так і в басейні седиментації. Від витоків річки і до її гирла властивості річкових осадів змінюються так: униз за течією зменшується середній діаметр твердих частинок і зростає ступінь їхнього обкатування. Завдяки індивідуальній хімічній та механічній стійкості кожного мінералу і сортуванню в осаді накопичуються зерна, однорідні за механічними та хімічними властивостями.

Ріка несе в море чи океан суміш осадового матеріалу. Відмінні за розміром тверді частинки швидко розділяються. Першими осідають піски й алеврити, а пелітові зерна залишаються в завислому стані й можуть, перш ніж осісти на дно, перенестися на декілька сотень кілометрів у відкрите море. З огляду на ці співвідношення треба очікувати, що пісок буде відкладатися біля узбережжя океанічних басейнів, а пеліти – подалі від берегів. Така закономірність простежена в багатьох районах. У басейнах седиментації механічна диференціація виявляється в розподілі осадового матеріалу залежно від берега і глибини (циркумконтинентальний і батиметричний контроль). У прибережній зоні відповідно до рельєфу берегів накопичуються валуни, галька, трохи нижче до глибини в декілька метрів – пісок, а ще нижче (на глибині у 60–80 м) – алевритові осади і пелітовий мул.

Ширина зони поширення грубоуламкових і піщаних осадів залежить від багатьох, переважно локальних, чинників, зокрема, рельєфу прилеглої суші, кута нахилу берегового схилу, розміру басейну, його гідродинаміки тощо. Чим більший і глибший басейн, тим ширша смуга зернистих осадів. Наприклад, в Азовському морі зона піску поширена до глибини 2–8 м, у Чорному – 20–30 м, Мексиканській затоці – до 50–80 м.

Хімічна, або *хемогенна*, ***диференціація*** відображає послідовність осадження осадового матеріалу зі справжніх і колоїдних розчинів унаслідок хімічних перетворень у водному середови-

щі, що зумовлюють поступовий перехід розчинених речовин у тверду фазу й осадження в басейні седиментації. Виділення хімічних речовин у тверду фазу відбувається внаслідок зміни температур, тиску, газового режиму, окисно-відновного потенціалу, сольового складу води тощо. У разі сталих зовнішніх чинників осад і розчинені сполуки перебувають у стані рівноваги. Зміна фізичних параметрів призводить до випадання сполук в осад. Розрізняють два види хімічної диференціації. *Латеральна* диференціація (на площі) полягає в такому: у разі сталого складу і солоності води осади відкладаються одночасно, проте на різній відстані від берега і різній глибині. Наприклад, для гумідного клімату характерна така латеральна послідовність (у напрямі від берега до центра басейну): окиси алюмінію–окиси заліза–окиси мангану.

Вертикальна диференціація відбувається під час поступового збільшення солоності й підвищення температури. У цьому разі диференціація осадового матеріалу відбувається не в просторі, а в часі. В морях аридного клімату зі зростанням мінералізації води простежено такий порядок виділення мінералів: кальцит–доломіт–гіпс–галіт–сильвін–бішофіт. Найінтенсивніше виявляється в аридній зоні, де в лагунах і затоках, частково ізольованих від моря, відбувається їхнє осадження.

Біогенна диференціація – це вибіркове перетворення розчинених компонентів у мінеральні скелетні утворення або продукти обміну внаслідок життєдіяльності організмів. Завдяки цьому різновиду диференціації накопичено потужні товщі органогенних вапняків, збудовано рифові споруди, акумульовано значну кількість органічного матеріалу. Особливо важливу роль біогенна диференціація відіграє в накопиченні сполук, які у воді є не в стані насичення. Без організмів не могли б випадати в осад силіцій, фосфати, карбонати, сірка, залізо тощо. Після смерті організмів їхні скелети стають складовими осадів і перерозподіляються за законами механічної диференціації.

Залежно від багатьох чинників може відбуватися один з видів осадової диференціації або декілька. У першому випадку виникає більш-менш одноманітний за складом осад, в іншому

– поліміктовий, складений з продуктів механічної, хімічної чи біогенної диференціацій. Доказом є існування мергелів, вапнистих пісковиків тощо.

За континентальних умов домінує механічна диференціація, на шельфі – механічна і біогенна, у пелагічних – біогенна.

Головний продукт, що утворюється на стадії осадження, це ***осад*** – нестійка з фізико-хімічного погляду система, складена з твердої і рідкої, або твердої і газової, або всіх трьох фаз одночасно. Значну частину осаду становить рідка чи газова фаза. Наприклад, у Чорному морі вміст води в піщаних осадах – 40 %, алевритових – 43, глинистих – 62 %. В осадах, що утворилися на суші, є до 40–60 % газової фази. Характерна особливість осаду – значний вміст мікроорганізмів. Чим вища дисперсність осаду, тим більше в ньому мікроорганізмів. Зі збільшенням глибини кількість бактерій зменшується. Їхній максимум зафіксовано в верхньому шарі осаду товщиною до 1–3 см.

В осадах майже завжди є органічна речовина. Її кількість визначена фізичними і географічними умовами. В осадах гумідної зони вміст органічної речовини вищий, ніж в аридній, в осадах центральної частини великих водойм органічної речовини менше, ніж у периферійних.

Сучасні осади розділяють переважно за складом на такі групи:

- *глинисті* (червоні глибоководні, сині, зелені мули тощо) – утворюються повсюди, в аквальних умовах на всіх глибинах; складені переважно глинистими мінералами, а також кварцом і польовими шпатами;
- *кременисті* – складені піщаними чи алевритовими зернами з високим вмістом SiO_2 або скелетними рештками організмів, здатними концентрувати силіцій; у біогенних осадах силіцій у вигляді опалових скелетів радіолярій і діатомових водоростей (радіолярієві та діатомові глибоководні мули, покривають 50 % дна Світового океану);
- *вапнисті* (приклад, глобігериновий мул) складені переважно арагонітом, що утворений біогенним шляхом унаслідок концентрування в скелетах форамініфер чи коколітів; поширені на глибині до 4 км.

3.4.5. Перерви в осадонагромадженні

Раніше вважали, що перерви в осадонагромадженні виникають під час підняття дна басейну до рівня моря або над його рівнем, і тоді денудація знищує частину осаду. У цьому разі виникають поверхні розмивів, кутові незгідності та інші ознаки перерв. Сучасні седиментологічні дослідження довели, що цей механізм утворення недосконалий. Перерви фіксують не лише в наземному середовищі, а й на великих площах океанів.

Перерви в седиментації – це інтервали часу різної тривалості, коли осадовий матеріал або не накопичується (так звана нульова седиментація), або відбувається розмивання і видалення осадів, нагромаджених раніше.

Головна причина утворення перерв у аквальних умовах – *динамічна*. Перерви виникають унаслідок дії сильних донних течій, які розмивають пухкі осади й переміщають їх у затишні зони, або тоді, коли швидкість течії недостатня для розмивання осаду, але достатня для транспортування (а не відкладення) завислого матеріалу, тобто швидкість потоку така, що не дає змоги ні розмивати, ні осаджувати осадовий матеріал. Для розмивання потрібні більші швидкості, ніж швидкість транспортування, а для осадження – менші, ніж для його переміщення. Наприклад: щоб не дати частинкам піску осісти на дно, потрібна швидкість 2 см/с, для пелітових зерен – 0,03 см/с. Щоб розмити осад на дні, потрібні такі швидкості: для піску – 10–60 см/с, пеліту – 2–6 см/с.

Причина утворення перерв на суші – *тектонічна,* вона визначає взаємне розташування областей знесення і седиментації та рівень базису ерозії.

Ділянки, на яких відбувається тривале невідкладення або розмивання осадів, можуть відрізнятися за розмірами. Виділяють локальні, регіональні та глобальні області розмивання і, відповідно, перерви. За тривалістю перерви можуть бути короткочасними – до 5 млн років, середньої тривалості – 10 млн років і тривалими – 10 млн років.

Під час вивчення перерв важливо враховувати принцип часової нерозривності перерв з осадженням – кожній перерві відповідає ділянка відкладення осадів.

Контрольні питання

1. *Наведіть визначення седиментаційного циклу.*
2. *Перелічіть етапи седиментогенезу.*
3. *Назвіть джерела осадового матеріалу.*
4. *Порівняйте якість і кількість осадового матеріалу різних джерел.*
5. *Що таке звітрювання?*
6. *Чи впливає на темпи й ефективність звітрювання клімат?*
7. *Схарактеризуйте різні типи фізичного звітрювання.*
8. *Який осадовий продукт утворюється внаслідок хімічного звітрювання?*
9. *Як живі істоти впливають на гірські породи?*
10. *Чи є ґрунт, утворений унаслідок комплексної дії всіх видів звітрювання, продуктом біологічного руйнування порід?*
11. *Що таке денудація?*
12. *Порівняйте ефективність різних транспортувальних середовищ.*
13. *Що таке неньютонівський флюїд?*
14. *Який тип руху флюїдів трапляється в природі частіше – турбулентний чи ламінарний?*
15. *Схарактеризуйте механіку руху твердих часток у флюїді.*
16. *Порівняйте вміст і склад осадового матеріалу в потоках волочіння та в турбідитних потоках.*
17. *Схарактеризуйте групи мінералів залежно від способу перенесення за М. Страховим.*
18. *Які седиментаційні процеси відбуваються під час транспортування?*
19. *Що таке осадження?*
20. *Наведіть визначення седиментаційного середовища.*
21. *Схарактеризуйте параметри седиментаційного середовища.*
22. *Які ознаки осадових порід є індикаторами фізичних динамічних параметрів середовищ?*
23. *За яких умов відбувається механічне осадження?*
24. *Розкрийте механізми біогенного осадження.*
25. *Схарактеризуйте різні типи осадової диференціації.*
26. *Чи є седиментація безперервним процесом?*
27. *Розкрийте механізм утворення перерв в осадонагромадженні.*

4. СТАДІЯ ДІАГЕНЕЗУ

Седиментолог вивчає складний комплекс седиментологічних процесів. Стадія діагенезу не є об'єктом досліджень седиментології. Проте, щоб уміти відрізняти діагенетичні перетворення від седиментаційних, розглянемо стадію діагенезу в загальних рисах.

Діагенез – це процес перетворення осаду в осадову породу на глибині під дією тиску і температури. На стадії діагенезу відбуваються такі перетворення:

– *ущільнення* під дією ваги осадових утворень, що залягають вище (головні процеси – перегрупування частинок);
– *дегідратація і гідратація* – відтискання води, яка переміщається у вищі шари (витискається приблизно 50 % води);
– *переробка осаду* мікроорганізмами (інтенсивніше переробляються тонкодисперсні осади – пелітові, карбонатні, фосфатні; провідну роль у переробці відіграють бактерії та мулоїди);
– *утворення* нових стійких мінеральних модифікацій (наприклад, перетворення $FeS \cdot nH_2O$ у FeS_2 (пірит), арагоніту в кальцит, опалу в халцедон);
– *розчинення і біохімічний розклад* нестійких частинок осаду, зумовлені фізико-хімічними і біохімічними параметрами середовища (наприклад, у сучасних річкових осадах гумідної зони чи в осадах холодноводних морських басейнів карбонатні рештки не зберігаються, оскільки середовище кисле внаслідок надлишку вуглекислоти; в тепловодних басейнах кількість вуглекислоти незначна, середовище лужне і умови сприятливі для збереження карбонату кальцію);

– *розкристалізація та перекристалізація* компонентів осаду – характерна для хемогенних і колоїдних осадів (приклад: утворення конкрецій унаслідок кристалізації вихідного колоїдного матеріалу; перекристалізація кальциту і перетворення його в доломіт).

Під час діагенезу можуть виявлятися всі названі процеси або різні їхні комбінації.

Стадія діагенезу закінчується припиненням життєдіяльності мікроорганізмів, досягненням фізико-хімічної рівноваги в осаді та перетворенням осаду в осадову породу. Діагенез може тривати десятки і сотні тисяч років.

Контрольні питання

1. Що таке діагенез?
2. Перелічить головні види перетворень осаду на стадії діагенезу.
3. Діагенез – процес тривалий чи короткочасний?

5. СЕДИМЕНТАЦІЙНА СИСТЕМА ЗЕМЛІ

5.1. Локальні седиментаційні системи

Седиментогенез – складний природний процес, що охоплює всю Землю – її надра та земну поверхню, і можливий лише за умови складного поєднання ендо- та екзогенних процесів і взаємодії внутрішньої теплової енергії Землі та сонячної радіації. Процеси перетворення речовини відбуваються як на локальних ділянках, так і в глобальному масштабі.

У формуванні локальних седиментаційних систем Землі беруть участь такі частини: *аеральна* – осадозбірна, та *аквальна* – транспортна й акумулятивна.

У плані осадозбірний (він збігається з водозбірним) басейн має вигляд неправильного трикутника, повернутого вершиною в напрямі перенесення осадового матеріалу вниз по схилу. Його площа може перевищувати 1 млн км^2 (у Амазонки – 7,18 млн км^2).

Вершина трикутника осадозбірного басейну переходить у транспортне русло (річка, каньйон) видовженої стрічкоподібної форми. Нижня частина транспортного русла з'єднана з акумулятивним трикутником (конусом), який за площею в тисячі разів менший від осадозбірного трикутника. Для аеральних і аквальних частин систем характерний тісний вертикальний зв'язок – переміщення осадової речовини відбувається в одному напрямі – з верхнього гіпсометричного рівня на нижній, тобто з аеральної частини осадової системи в аквальну. Аеральні та аквальні частини локальних седиментаційних систем відділені одна від одної локальним базисом ерозії.

Час існування локальних осадових систем визначений відмінностями між рівнями верхнього та нижнього трикутників; такі системи можуть існувати 150–160 млн років.

Глобальна седиментаційна система Землі складена сукупністю локальних. Їхнє сполучення визначає особливості розподілу осадового матеріалу в глобальному масштабі, форми осадового процесу, наявність рівнів седиментації, їхній зв'язок тощо.

5.2. Планетарні закономірності розподілу осадового матеріалу

Морська вода займає 70,8 % земної поверхні й покриває такі ландшафтні одиниці, як континентальні окраїни та океанічні басейни. Океанічні басейни достатньо плоскі, з середніми глибинами близько 4 км. Перехід до континентальної окраїни є на глибині у 3–4 км. Монотонний рельєф океанічного басейну місцями порушений океанічними підняттями, вулканічними конусами (їхня висота понад 1 км), гайотами (підводні гори з плоскою вершиною, висота до 2 км), глибоководними западинами (грабенами), що врізаються глибше 6 км.

Океанічні басейни облямовані континентальними окраїнами, що охоплюють континентальний шельф, континентальний схил і континентальне підніжжя.

Континентальний шельф займає 5,5 % земної поверхні й має площу 27Ч10^6 км^2, це нахилена в середньому під кутом 7° поверхня. На глибині 132–200 м нахил шельфу змінюється, і шельф переходить у континентальний схил (кут нахилу близько 4°), розсічений численними підводними каньйонами, має підняття, депресії, окремі гори.

У нижній частині нахил континентального схилу стає пологішим, і схил поступово переходить у континентальне підніжжя завширшки до 300–400 км. Континентальні схили займають 28Ч10^6 км^2, континентальні підніжжя – 19×10^6 км^2.

Континентальні окраїни охоплюють 21 % покритого водою простору. У їхніх межах зосереджено 92 % всіх морських осадів (в абсолютних масах – 150×10^6 км^3 осадів), тобто континентальні окраїни – це області найзначнішої акумуляції осадового матеріалу на планеті.

Глобальні тенденції у поширенні осадового матеріалу виявлено внаслідок вивчення потужностей і особливостей розподілу осадового матеріалу та осадових порід по латералі й у розрізах. За останні 20–25 років уявлення про поширення осадових порід кардинально змінилося завдяки застосуванню нових методів вивчення осадових розрізів – сейсмічної стратиграфії, теоретичних кількісних підрахунків, даних глибокого буріння тощо.

З'ясовано, що товщина осадової оболонки коливається в значному діапазоні – від 0,4 до 40,0 км за середніх значень у 2,2 км. Потужність осадового покриву зменшується від континентів (у середньому близько 5 км), шельфу і континентального схилу (2,5 км) до океанічного ложа (0,4 км). Головна маса осадових порід (близько 70 %) зосереджена на континентах, які займають 29 % земної поверхні. На дні океанів нагромаджено 17 % загального об'єму осадових порід. У межах океанічного ложа потужності осадового покриву коливаються від 100 м до 1,5–2,0 км. Максимальні товщини зафіксовані по периферії океанічного ложа, мінімальні – біля серединних океанічних хребтів. В океанах є тісний зв'язок між потужністю осадових утворень і відстанню точки спостереження від осі серединного хребта. Чим більша відстань, тим більша товщина осадового покриву.

У масштабах планети постачання та накопичення осадової речовини різко неоднорідні. Абсолютні маси осадового матеріалу розподілені в географічній оболонці нерівномірно. На глобальний розподіл осадового матеріалу впливають такі чинники: тектонічні, відстань від головного джерела знесення, клімат, різноманіття біосу і глибина басейну седиментації.

Планетарні закономірності поширення осадового матеріалу такі:

- абсолютні маси осадового матеріалу різко зменшуються в напрямі від материків до пелагіалі океанів;
- осадовий матеріал різних кліматичних зон відрізняється за кількістю та складом;
- кількість осадового матеріалу залежить від глибини накопичувального басейну.

Головні уявлення про глобальний седиментогенез сьогодні такі. Найбільші маси осадового матеріалу надходять з континентів або є наслідком діяльності біосу, тому саме близько до континентів і місць розвитку життя є найпотужніші скупчення осадового матеріалу. Вони простежуються по окраїнах материків у вигляді бордюру підвищених потужностей, де відкладається 9/10 усього осадового матеріалу. Це області так званої лавинної седиментації, їм властиві великі швидкості осадження, значні потужності, високий вміст органіки, специфічні текстури. Розподіл потужностей у них закономірний: вони зростають у бік континентів, досягаючи максимуму в межах дельт, у гирлах річок, підводних конусах винесення тощо. В пелагіаль надходить усього 7–8 % твердого осадового матеріалу. Цю картину розподілу можна проілюструвати в абсолютних значеннях. За рік нагромаджується близько 25,3 млрд т, з них майже 21 млрд т залишається в межах шельфу.

Отже, більша частина твердого осадового матеріалу не потрапляє в кінцевий басейн, а близько 92 % осідає по периферії океану, з них 73 % – на межі ріка–море (так званий верхній рівень седиментації). Осадження відбувається швидко, на невеликих площах акумулюються великі маси уламкового матеріалу, що його турбідитні течії в разі досягнення критичної маси стрімко переміщають до підніжжя континентального схилу, з верхнього рівня седиментації на нижній. Тобто головна частина осадового уламкового матеріалу зосереджена на двох глобальних рівнях – у гирлах річок і біля підніжжя континентального схилу, і розподілена переважно за законами механічної диференціації.

За пелагічних умов (у центральних частинах океану) для седиментації винятково важливе значення має біос і, зокрема, процеси біоасиміляції, біофільтрації і біодиференціації. Ту незначну кількість пелітового матеріалу, що потрапляє в центральні частини басейну, захоплюють з води організми-фільтратори і зв'язують у великі фекальні грудки, які падають на дно набагато швидше. Біофільтратори пропускають крізь себе всю воду океану і очищують від дрібних часток менше ніж за рік (дані О.П. Лісіцина, [10]).

Кількість і склад осадового матеріалу, площі осадозбірних систем відмінні в різних кліматичних зонах. Максимальні маси осадового матеріалу утворені в гумідних кліматичних зонах, мінімальні – в аридних. Наприклад, гумідні помірні зони постачають по 12 %, екваторіальна – 78 % (тобто разом вони дають близько 90 % осадового матеріалу – близько 21 млрд т). На частку нівальних і аридних зон припадає приблизно по 5 %.

Різні кліматичні зони постачають відмінний за складом осадовий матеріал. Зокрема, з нівальних зон надходить матеріал, на 30–40 % складений великими уламками, на 40–50 % – з піщано-алевритових зерен, на пеліт припадає 20–30 %. З гумідних зон різко домінує постачання пеліту (близько 67 %), піщано-алевритовий матеріал становить до 26 %, грубоуламковий – близько 6 %.

Кількість осадового матеріалу залежить від глибини: з її збільшенням зростає тривалість перебування часток у водному середовищі. Цей параметр має важливе значення для C, SiO_2, оскільки з глибиною зростає їхня розчинність. Від 4,5 км і глибше карбонатного матеріалу нема.

5.3. Рівні та форми глобальної седиментації

У глобальному масштабі залежно від типу концентрації осадового матеріалу, швидкостей осадження, абсолютної маси осаду, потужностей і розподілу осадової речовини розрізняють дві суттєво відмінні форми осадонагромадження: *лавинну* седиментацію (відбувається на шельфі й біля підніжжя континентального схилу, має високі темпи нагромадження осадів, надходження і накопичення великої кількості теригенного матеріалу, що швидко розподіляється за законами механічної диференціації), і *нормальну пелагічну* (незначна кількість осадового матеріалу, що розподіляється біогенним шляхом, невеликі швидкості осадонагромадження) (табл. 6).

Для лавинної седиментації вирішальне значення має розчленованість рельєфу. Виділяють три глобальні рівні лавинної седиментації, що відповідають перегинам гіпсометричної кривої

Землі: гирла річок – межа ріка–море; підніжжя континентального схилу; глибоководні западини (рис. 34). Вони відрізняються за гіпсометричним положенням на 4–10 км, пов'язані між собою по вертикалі й утворюють глобальну седиментаційну систему Землі. З часом відбувається переміщення осадової речовини з одного рівня на інший, і тоді на одному рівні виникає лавинна седиментація, на іншому – виникають перерви.

Таблиця 6

Порівняння форм глобальної седиментації

Порівняльний аспект	Лавинна седиментація	Нормальна пелагічна седиментація
Якісний склад осаду	Обводнений, нестійкий на схилах, великі маси, значний вміст органіки, специфічні текстури	Стійкий, нерухомий, незначні потужності, горизонтальношаруваті, масивні текстури
Головний механізм утворення	Гравітаційне переміщення з верхніх гіпсометричних рівнів на нижні (значну роль відіграє рельєф). Осуви, обвали, потоки волочіння, турбідитні потоки. Лавинні процеси подібні до лавинного накопичення снігу в горах	Гравітаційне осідання або біохімічне зв'язування розчинених сполук і пелітового матеріалу
Потужності	10–15 км	Перші десятки метрів
Швидкість	100–1 000 мм / 1 000 років	10 мм / 1 000 років
Тип осадження	Домінує механічне	Домінує біогенне

Басейни лавинної седиментації першого рівня зосереджені в гумідних зонах або на межі гумідної й аридної зон. Головна частина поверхні Землі дренована 12 річками-гігантами, тобто близько 6 млрд т осадового матеріалу (приблизно 30 % теригенної речовини першого рівня седиментації) сконцентровано в 12 місцях земної поверхні (це Ганґ, Брахмапутра, Іраваді, Інд,

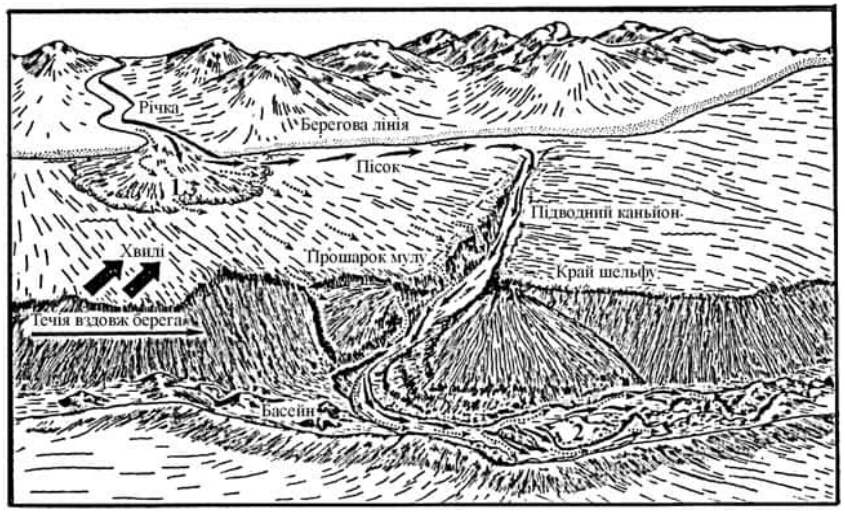


Рис. 34. Рівні лавинної седиментації, за [33] зі змінами:

1 – верхній рівень: місце впадіння ріки в море; 2 – нижній рівень: підніжжя континентального схилу. Стрілками показано напрям транспортування піску (чорні стрілки) та глинистого матеріалу (штрихові стрілки)

Хуанхе, Янцзи, Амазонка та ін.). Приклад першого рівня седиментації – дельта річок Ґанґ і Брахмапутра – найбільша седиментаційна система Землі площею приблизно 2 млн км^2 (це площа лише її підводної частини, яка в 25 разів більша від надводної частини дельти); потужність осадових утворень – 16 км, об'єм – 5 млн км^3, що в десять разів більше від об'єму води Чорного моря.

За масштабом лавинні явища, що відбуваються під водою і не помітні для спостерігача, набагато перевершують усе, що відоме на континентах. У зонах лавинної седиментації другого рівня накопичується значна маса осадового матеріалу – об'ємом у десятки мільярдів тонн; турбідитні потоки поширюють його на площі у 2–3 тис. км^2. Приклад гравітаційного переміщення на другому седиментаційному рівні – осув Сторечча (Норвегія) з осадовою речовиною об'ємом 4 тис. км^3, що в 300 разів більше, ніж об'єм осадового матеріалу, який постачають за рік усі річки світу. Відстань переміщення – 500 км.

5.4. Будова континентальних окраїн

Поверхня Землі поділена на континенти (дуже давні – їхній вік до декількох мільярдів років) й океани (геологічно молоді утворення).

Близько 70 % території континентів мають висоту над рівнем моря приблизно 1 км. Континенти руйнуються до рівня моря або до світового базису ерозії. На межі континентів і океанів акумулюються потужні товщі осадів, які формують окраїни континентів, мають тенденцію сягати рівня океану та прагнуть заповнити морський басейн. Континенти ніби нарощуються в бік океану, накопичуючи в межах окраїн потужні осади. Континентальні окраїни – це місце розвантаження теригенного матеріалу.

Континентальні окраїни відрізняються за будовою і геологічним походженням. Ще 1883 р. Е. Зюсс запропонував терміни "атлантичні" й "тихоокеанські" окраїни (рис. 35). *Атлантичні окраїни* – це регіони, що постійно занурюються, подібні до пи-

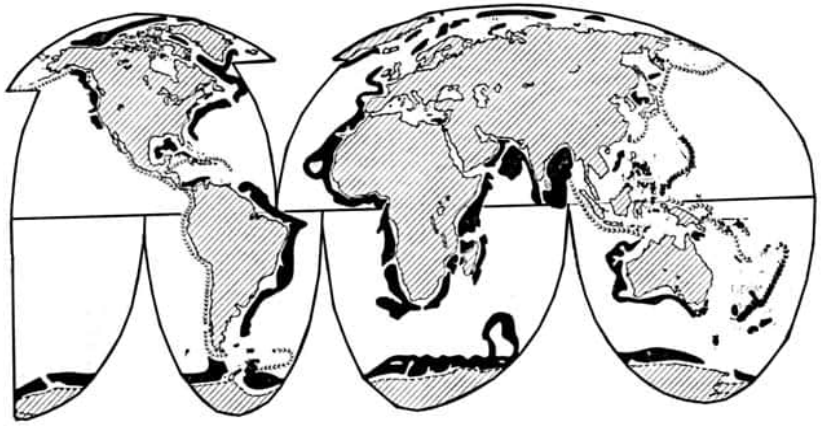


Рис. 35. Карта поширення різних типів континентальних окраїн (чорним позначено пасивні окраїни, переривчастими лініями – активні)

рога, у їхніх межах періодично накопичуються потужні товщі осадів. Вони складаються з широкого і пологого шельфу (континентальної мілини), континентального схилу і континентального підніжжя. Переважно шельфи обмежені з одного боку прибережною рівниною, а з іншого – океаном. З часом перетворюються у епіконтинентальні моря. В межах пасивних окраїн акумулюються потужні карбонатні товщі, евапорити, червоно- і сіроколірні псаміто-пелітові осади. Атлантичні окраїни тектонічно пасивні, акумулятивні. На них процес осадоутворення відбувається безперервно.

На противагу атлантичним, *тихоокеанські окраїни* піднімаються, їм властиві вулканізм, складчастість, численні розломи та процеси гороутворення. Вони є лінійно витягнутими дуговими системами, складені лінійно витягнутими вузькими вулканічними та зовнішніми острівними дугами і глибоководними жолобами. Вулканічні дуги можуть бути частиною материка (наприклад, Анди) чи, як Суматра і Ява, утворювати ланцюг островів, відділених від материка мілководними морями. Сучасні дугові системи активних окраїн мають ширину 50–100 км і довжину в тисячі кілометрів. Домінує теригенна седиментація зі значним поширенням пірокластичних порід. У межах тектонічно активних тихоокеанських окраїн нема континентальних підніж, континентальні схили облямовані глибоководними западинами, шельфи вузькі, осадонагромадження переривчасте, шари зім'яті в складки, порушені зсувами.

Окраїни атлантичного типу називають *пасивними*, а тихоокеанського – *активними* внаслідок домінування тут тектонічних процесів.

5.5. Типи басейнів осадонагромадження

У внутрішніх частинах континентів локально поширені басейни седиментації. Серед них виділяють два типи: *топографічні* – це ділянка поверхні Землі, що лежить нижче рівня Світового океану, заповнена водою й облямована природними підняттями; *осадові* – це колишній топографічний басейн, повністю заповнений осадами (рис. 36).

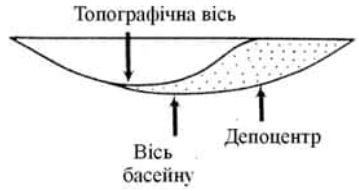


Рис. 36. Схематичний розріз, що відображає спів-відношення топографічного й осадового басейнів, за [21]

Топографічні басейни розрізняють за площею, формою і наявністю зв'язку з океаном. Виділяють порівняно *великі внутрішні басейни* (озера чи епіконтинентальні моря) – мають ізометричну, округлу чи тарілкоподібну форму, зв'язок з океаном є або нема; *затоки* – загалом витягнутої форми, розширені в бік глибоководніших зон; *троги* – лінійно витягнуті глибоководні басейни; *рифти* – протяжні, обмежені розломами троги, можуть бути як усередині континентів, так і на їхніх окраїнах (рис. 37). В ізометричних басейнах шари спадають до центра басейну, і в цьому ж напрямі збільшується потужність відкладів

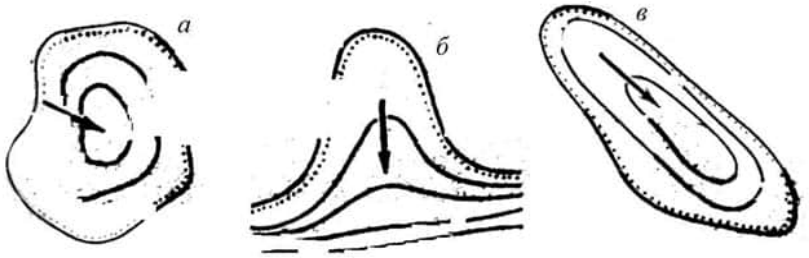


Рис. 37. Схеми басейнів, за [21].

а – ізометричної форми; б – затока; в – трог. Стрілки вказують напрям палеосхилу

Серед морських водойм морфологічно виділяють улоговинні й плоскі моря. Улоговинні подібні до ями з крутими схилами, плоским дном; шельф у них вузький, глибини близько підходять до берега. Такими є Японське, Охотське, Карибське, Багамське та інші моря. Плоскі моря – це мілководні водойми з вирівняним дном (Північне, Баренцеве, Карське та ін.).

В осадовому басейні виділяють: *вісь* – лінію з'єднання найнижчих точок дна басейну; і *депоцентр* – ділянку басейну з максимальною потужністю осадів.

Контрольні питання

1. *Схарактеризуйте частини локальних седиментаційних систем.*
2. *Які глобальні закономірності поширення осадового матеріалу?*
3. *Де зосередженні найпотужніші скупчення осадового матеріалу?*
4. *Схарактеризуйте лавинну седиментацію.*
5. *Назвіть рівні глобальної седиментації.*
6. *Наведіть приклади сучасних найбільших локальних седиментаційних систем Землі.*
7. *Порівняйте форми глобальної седиментації.*
8. *Як побудовані пасивні окраїни континентів?*
9. *Порівняйте будову пасивних і активних окраїн континентів.*
10. *Схарактеризуйте різні види топографічних басейнів.*

6. СЕДИМЕНТАЦІЙНІ СЕРЕДОВИЩА ТА ФАЦІЇ

6.1. Фації та їхні ознаки

Осадова порода є не тільки продуктом специфічних джерел знесення, транспортування, а й стану середовища осадонагромадження. Деякі осадові породи, наприклад, хемогенні, не дають жодної інформації про живлячу провінцію чи процеси транспортування і відображають лише умови, у яких вони утворилися; інші породи, такі як кластичні (уламкові), містять дані не тільки про історію, яка передувала акумуляції осадів, а й про седиментаційне середовище.

Поверхню Землі можна розділити на зони чи області за різними ознаками. Екологи виділяють екосистеми, ландшафти або природно-територіальні комплекси, седиментологи області знесення та області седиментації, або місця, де відбувається осадонагромадження.

Поняття "середовище", "умови" осадоутворення та "фації" трактують неоднозначно, нині їх активно обговорюють.

Поверхня Землі і тепер, і в геологічному минулому поділена на седиментаційні середовища. Хоча кількість типів середовищ обмежена, на земній поверхні нема двох ідентичних, кожне з них має специфічне сполучення фізичних, хімічних і біологічних параметрів. Кожне середовище генерує певні комплекси осадів. Комплекс осадів, що утворилися в певних середовищах осадонагромадження під час взаємодії певних фізичних, хімічних і біологічних параметрів, називають *фацією*.

Середовище осадонагромадження – це місце в географічній оболонці, де утворюються осади; *умови* осадона-

громадження – це комплекс параметрів седиментаційного середовища, які впливають на утворення осадів; *фація* – це комплекс осадів кожного конкретного седиментаційного середовища, продукт певного середовища, що утворюється за певних умов (під дією взаємопов'язаних параметрів середовища).

Седиментологія, поєднана з ученням про фації, стала основою фаціального аналізу, який широко використовують у геології для відновлення умов осадонагромадження, пізнання історії розвитку нашої планети та розшуків корисних копалин. Його методологічні засади остаточно оформлені в 60–80-ті роки XX ст., це вчення вважають революційним відкриттям у геології. Оскільки з певними фаціями пов'язані певні корисні копалини, то фаціальний метод широко застосовують для розшуків таких копалин, як нафта, газ, вугілля, металеві руди, розсипні родовища дорогоцінного каміння тощо.

Ознаки, за якими визначають фації, можна об'єднати в чотири групи: літологічний склад, палеофауністичні та палеофлористичні комплекси, текстури, геометрія фацій. Фація може бути утворена з осадів одного складу або комплексу осадів різного літологічного складу. Осади однорідного літологічного складу формують *шар*. Фація, утворена осадами відмінного складу, сформована певною послідовністю (перешаруванням) шарів різного літологічного складу.

Фація – це геологічне тіло, що має певну форму та, як будь-яка геометрична фігура, обриси, розміри – довжину, ширину (латеральна протяжність та витриманість на площі) і товщину (потужність). Форма фації, її розмір, поширення на площі визначені середовищем осадонагромадження.

Будь-яке об'ємне тіло можна схарактеризувати обрисами в плані і формою поперечного перерізу. Форма фацій у плані може бути ізометрична, видовжена, стрічко-, смугоподібна або неправильної форми; в поперечному перерізі: видовжена – у вигляді шару або сукупності шарів; лінзоподібна – звужена до країв, одна поверхня опукла, інша – плоска; як клин – розширена до одного кінця і звужена до іншого; у вигляді

сигмоподібного тіла, що називають клиноформа (рис. 38).

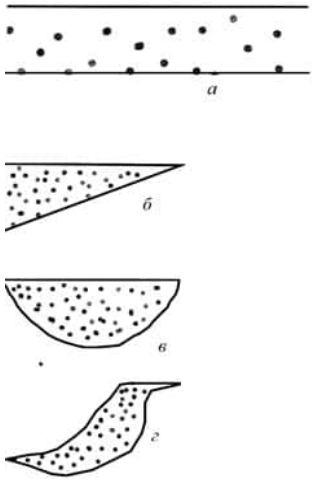


Рис. 38. Форми поперечного перерізу фацій:
а – шар; б – клин; в – лінза; г – клиноформа

Фації – це геологічні тіла найрізноманітніших розмірів з відмінними латеральним поширенням і витриманістю шарів на площі. Поширення фацій і шарів на площі обмежене – шари одного складу заміщені шарами іншого. І, відповідно, на площі відбувається зміна одних фацій іншими. Вони можуть зникати з розрізів двома шляхами (**рис. 39**).

Кожне середовище генерує не один літологічний тип осадів, а їхню сукупність. Найчастіше фація утворена поєднанням шарів різного літологічного складу, які відділені один від одного поверхнями нашарування. Характер контактів може бути поступовий (це зони перешарування різних літологічних типів порід) і різкий (раптова зміна літологічного

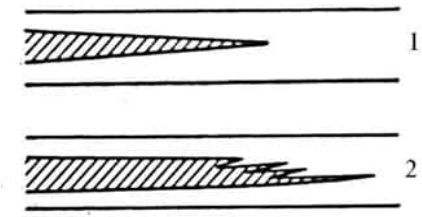


Рис. 39. Латеральне заміщення фацій
1 – вклинювання; 2 – виклинювання з розщепленням.

складу). Між фаціями контакти можуть бути як поступові, так і різкі, ерозійні. У фаціях виділяють нижню, верхню та бокові – (латеральні) межі.

6.2. Класифікації середовищ осадонагромадження та фацій

Є два підходи до класифікації седиментаційних середовищ: за домінуванням седиментаційних процесів і за геоморфологічними ознаками.

Вивчення сучасної поверхні Землі засвідчує, що є ділянки з переважанням процесів ерозії (ерозійні обстановки, або області знесення), обстановки рівноваги та ділянки з переважанням відкладення осадів (обстановки осадження, або седиментаційні середовища).

Ерозійні обстановки характерні для континентів і охоплюють, головно, гірські хребти. В них інтенсивно відбувається звітрювання і швидка денудація. Деколи в цих обстановках утворюються осади з льодовиків, грязьових потоків. Однак через інтенсивну ерозію такі відклади ефемерні й зазнають швидкого розмивання. Інтенсивна ерозія може бути також під водою – у підводних каньйонах. Проте в аквальних умовах осадження домінує над ерозією, тому водойми зачислено до обстановок осадження. Аквальні осади становлять 90 % усього осадового покриву Землі.

До обстановок рівноваги належать ділянки Землі на суші і під водою, які тривалий час не були еродовані і в їхніх межах не відбувалася акумуляція осадів. За таких умов відбувається інтенсивна хімічна зміна субстрату, переважно його ущільнення. Приклади: рівнини внутрішніх частин континентів. У водних умовах такі обстановки розміщені в межах континентальних шельфів та в абісальних рівнинах.

Класифікації седиментаційних середовищ і фацій за геоморфологічними критеріями різноманітні й виконані з різним ступенем детальності. Загальновизнана класифікація поділяє середовища і, відповідно, фації на три групи: континентальні, морські й перехідні від континентальних до морських. Континентальні охоплюють наземні (пустельні, льодовикові) і водні (річкові, болотні, озерні). Перехідні середовища об'єднують дельтові, лагунні та літоральні (зона припливів–відпливів). До морських належать рифові, неритові (глибини до 200 м), батіальні (до 2 км) та абісальні середовища.

6.3. Характеристика головних типів седиментаційних середовищ і фацій

Група континентальних середовищ осадонагромадження та фацій. ***Річкове середовище і фації.***

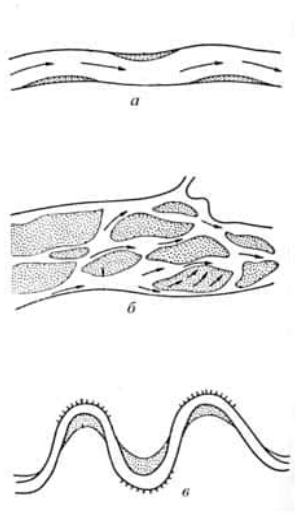


Рис. 40. Форма русла річок
а – прямолінійна; б – розгалужена; в – звивиста

Процеси, пов'язані з діяльністю річок, охоплюють як ерозію, так і накопичення осадів. Річки є головним шляхом транспортування осадового матеріалу з областей знесення в області седиментації, з аеральної частини локальних седиментаційних систем в аквальну. Однак не весь осадовий матеріал потрапляє до морів або озер, деяка його кількість відкладається в транспортному руслі у вигляді алювію.

Кожній річці властиві однонапрямлена течія, транспортування осадового матеріалу вниз за течією, зміна або коливання рівня води (внаслідок повеней), турбулентність руху, мінливі швидкості потоку, стрічкоподібна форма. Річки переносять велику кількість осадового матеріалу всіма способами: волочінням, сальтацією, у вигляді суспензій і в розчиненому стані.

Кожна річка має водозбірний (збігається з осадозбірним) басейн – площу, яка постачає в річку воду й осадовий матеріал. Суміжні водозбірні площі розділені вододілом. На водозбірній площі невеликі струмки зливаються разом і впадають у головний потік у вигляді приток.

Згідно з класичною концепцією річкову систему можна схарактеризувати трьома стадіями розвитку: молодість, зрілість і старість. Стадія молодості є початком розвитку річкової системи, характерна для річок гірських областей, переважає ерозія. Стадія зрілості супроводжується утворенням заплави і домі-

нуванням процесів седиментації – утворюються осади заплав і мілин. Стадія старості простежується в місцях впадіння ріки в морський басейн. Тут заплави декількох річок зливаються, вододіли не чіткі. Русло річки розгалужене. Головні річкові осади формуються на стадії зрілості й старості.

В плані річка має певну конфігурацію, яка залежить від особливостей рельєфу, кількості осадів, їхніх властивостей. Виділяють три форми русла: *прямолінійну* (трапляється зрідка), *розгалужену*, якій властиве послідовне розділення і об'єднання протоків навколо алювіальних островів, швидке переміщення осадів і часта зміна розміщення русла (найчастіше простежується в гірських ріках), і *звивисту*. Можливі безперервні переходи від одного русла до іншого (рис. 40).

Розгалужені річкові системи є біля гірських хребтів. Розгалуження річок залежить від кута нахилу дна. Розгалужені русла виникають на крутіших схилах, а звивисті – на пологих. Розгалужені річкові системи перевантажені осадовим матеріалом, тому постійно формуються річкові мілини і коси з грубоуламкових відкладів. Алювій розгалужених річок складений з гравію русел, скісношаруватих пісків мілин і кіс. Дрібноуламкові осади рідкісні й у вигляді невеликих тіл. У вертикальному розрізі розгалужених річок формуються випадкові послідовності шарів.

Зі збільшенням відстані від витоків кут нахилу дна річки зменшується, вигинання русла збільшується і вниз за течією з'являються широкі заплави, що їх перетинають звивисті русла. Кількість пелітового матеріалу збільшується, а гравію і піску зменшується. В сучасному алювії звивистих річок вони становлять до 10 %. У звивистих річках спокійна бокова міграція русла дає правильну послідовність осадів зі зменшенням зерен догори і відповідним набором текстур. Характерною рисою алювію звивистих річок є циклічна будова товщ. Цикл складений з двох частин – нижньої грубозернистої та верхньої переважно пелітової.

Річкові фації мають стрічкоподібне поширення на площі, лінзоподібну форму поперечного перерізу з опуклою підошвою та незначні потужності (у перші десятки метрів).

Озерне середовище і фації. За Р. Селі [22], озера – це скупчення неморської води, обмежені сушею. Вони різноманітні за розміром, формою, глибиною, солоністю, можуть існувати довго або бути тимчасовими (*плайя* – тимчасові озера в знижених ділянках пустель). Озера є в гірських і рівнинних районах. За солоністю змінюються від прісних до гіперсолоних. Параметри озерних середовищ мінливі й визначені кліматом, геоморфологічним розташуванням озера, його походженням. Загальна ознака озерних середовищ – обмежене поширення на площі, специфічний склад фауни і флори, мінливість та залежність умов від клімату.

В озерах гумідного клімату утворюються теригенні осади, розподілені за законами механічної осадової диференціації. Домінують піщано-глинисті осади, добре відсортовані, горизонтальношаруваті, деколи зі знаками бриж або нечіткою скісною шаруватістю. У деяких озерах утворюються карбонатні осади (озера Мічиган, Цюріхське). В аридних умовах для озер характерна хемогенна седиментація з утворенням доломітів, гіпсів, солей.

Розміри та витриманість озерних фацій успадковані від середовища. В поперечному перерезі озерні фації мають лінзоподібному форму, потужності – від перших десятків до перших сотень метрів.

Група середовищ і фацій, перехідних від континентальних до морських. ***Лагунне середовище і фації.*** Прикладом перехідних середовищ є лагуни. *Лагуни* – це неглибокі водойми, зв'язані з морем вузькими протоками. Від відкритого моря вони відділені бар'єрними островами (або барами). Лагуни разом з поясом барів простягаються вздовж берегової лінії на багато кілометрів (наприклад, лагуна Мадр у Мексиканській затоці протяжністю 200 км). Важливим морфологічним елементом лагун є протоки, через які їх заповнює морська вода, що надходить під час зміни рівня води (внаслідок припливів, відпливів, штормів, під дією вітру). Глибини лагун досягають перших десятків метрів. Від суші лагуни часто відділені смугою боліт. На відміну від морського басейну, у лагунах солоність води відрізняється

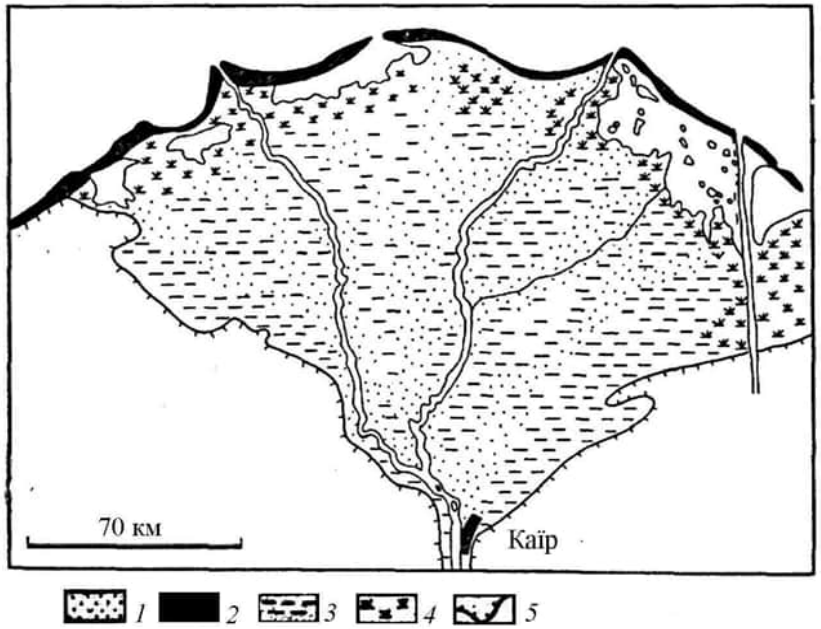


Рис. 41. Карта сучасних дельтових фацій дельти Нілу, за [21]:

1 – руслові піски проток; 2 – морські баровi піски; 3 – мул дельтової рівнини; 4 – болота; 5 – межа дельтових порід.

від нормальної. Якщо в лагуну впадає річка, то солоність води лагуни зменшена, під шаром прісної води є води солоні. Якщо прісна вода не надходить, то вода лагуни може мати підвищену солоність. Солоність разом з кліматом є чинниками, що визначають розподіл і склад фауни в лагуні.

У лагунах накопичення осадів є головним седиментаційним процесом. Поширення осадів у межах лагуни контрольоване гідродинамічним режимом, кількістю осадового матеріалу і кліматом. Осади лагун найчастіше тонкозернисті, пелітові. У помірному кліматі в лагунах відбувається накопичення кластичних порід, у сухому – відкладення евапоритів, а у вологому тропічному – утворення карбонатів. За постійного рівня моря лагуни з часом заповнюють осади і вона перетворюється в серію

боліт. Більшість осадів нешарувата, однак часто з біогенними текстурами. Швидкість осадонагромадження в лагунах – приблизно 30–50 мм за рік. Лагунні фації мають значне поширення на площі у вигляді смуги і невеликої товщини – у перші десятки метрів.

Дельтове середовище і фації. Геродот грецькою буквою "дельта" (Δ), що має форму трикутника, назвав область, де річка Ніл перед впадінням у Середземне море розгалужена на численні рукави. Цей термін надалі почали широко застосовувати.

Дельта – це ділянка суші, утворена річкою біля її гирла там, де річки виносять у море таку кількість уламкового матеріалу, що морські течії не в стані його перерозподілити в морському басейні. У напрямі моря швидкість течії ріки зменшується, відкладається щораз менший за розміром уламковий матеріал у щораз глибших морських водах. Русло річки ніби нарощується, просувається в бік моря (**рис. 41**).

Дельти складні за морфологією (виділяють авандельту – надводну частину дельти, підводну дельтову платформу, дельтові схили тощо).

Для дельтових середовищ характерне поєднання параметрів річкових і морських середовищ, наявність морської та прісноводної фауни, велика швидкість накопичення осадів (до 20 см за рік), перевага однонапрямлених течій, осувні явища тощо.

У дельтових фаціях домінують піщано-глинисті осади різного ступеня сортування, зі знаками бриж, різними типами шаруватості й біогенними текстурами, комплексами морських і наземних палеоорганізмів. І текстурні особливості, і ступінь сортування дуже мінливі. Потужності – до перших десятків кілометрів, значна площа поширення, у поперечному перерезі – велика клиноформа.

Група морських середовищ і фацій. Класифікацію морських середовищ виконують за двома головними критеріями: глибиною і кількістю та інтенсивністю надходження осадового матеріалу з континенту. За глибинами розрізняють такі зони: *літоральну* (зона припливів і відпливів); *неритову* – до краю континентального шельфу (глибина до 200 м); *батіальну* – відповідає континентальному схилу (до глибини 4 км); *абісальну*

(ложе Світового океану) – глибини в межах 4–6 км; *ультраабісальну* –глибоководні жолоби (глибини понад 6 км).

Літораль найчастіше зачислюють до перехідних середовищ. Неритова, батальне та абісальне середовища – типово морські.

Неритове середовище і фації. Континентальний шельф є підводною ділянкою, що простягається від берегової лінії до глибини приблизно 200 м, тобто до точки геоморфологічного профілю, якій властива різка зміна кута нахилу (там пологий схил шельфу змінений крутонахиленим континентальним схилом). Середня ширина шельфу – 70–75 км, максимальна – до 1,3 км.

Для цього середовища характерно таке:

- вплив регіональних чинників, таких як клімат, сезонні зміни температури та освітленості;
- високий вміст кисню у воді;
- різноманіття біосу – представників рослинного і тваринного світу;
- специфічний гідродинамічний режим.

Базис дії хвиль розділяє неритові води на дві зони. Вище базису – сильні хвилі з навперемінним напрямом, спричинені переважно припливами, відпливами та штормами. Нижче базису динаміка води слабка.

За гідродинамічним режимом і глибинами шельф розділений на дві зони: *внутрішню* до глибини 70–80 м і *зовнішню* до глибини 200 м. Для внутрішньої зони характерні інтенсивний гідродинамічний режим і наявність донних течій. Хвилювання поширене практично до дна, тому осади часто перемішаються. Турбулентність води приводить до її насичення киснем, тому геохімічні умови тут завжди окисні. Найпоширеніші осади – дрібноуламкові (піски й алевроліти), добре відсортовані, але зі слідами розмивів, знаками бриж, скісно- і хвилястошаруваті з численними біогенними текстурами. У гумідному теплому кліматі у внутрішній неритовій зоні відкладаються карбонатні породи – вапняки, складені рештками скелетів різних тварин, в аридних зонах – доломіти.

Для зовнішньої зони характерно: глибини – до 130–200 м, зрідка 300–500 м, загалом спокійна гідродинаміка, постійних

хвилювань нема, донні течії неактивні, перерозподіл осадового матеріалу відбувається в завислому стані у верхній частині водної товщі, мало змінні температура та солоність. Органічний світ менш різноманітний. Найпоширеніші відклади – глинисті осади з горизонтально- та хвилястошаруватими текстурами, високим вмістом органічної речовини, вапняки значної потужності.

До мілководних морських утворень належать *рифи*. Це карбонатні споруди скелетних організмів, що у вигляді купола піднімаються над загальним рівнем морського дна. Стійкий каркас рифу будують корали, вапняні водорості, моховатки. З рифами пов'язані губки, форамініфери, двостулкові молюски, гастроподи, голкошкірі. Склад комплексу організмів-рифобудівників залежить від кліматичних умов. Виділяють дві асоціації: форамол і хлоразоа. Перша характерна для вод помірної зони, складена моховатками, молюсками, червоними водоростями та форамініферами; друга – теплолюбна тропічна – із зелених водоростей та шестипроменевих коралів. Рифи відрізняються за розміром, будовою, розміщенням. Можуть мати вигляд ізольованих піднять на дні моря та серії лінійно близько розміщених піднять або складно побудованих рифових тіл. Простягаються паралельно і близько до берега або розміщені на краю шельфу.

Сучасні рифи за геометрією є такі:

– *берегові* – лінійно витягнуті паралельно до берега біогенні споруди;
– *бар'єрні* – лінійні утворення, відділені від суші лагуною;
– *атоли* – рифи округлої форми, відділяють лагуну від відкритого моря;
– *біогерми* – окремі ізольовані тіла на дні моря.

Рифоутворення відбувається на глибинах у перші десятки метрів за нормальної солоності, високих або помірних температур, доброї освітленості й у прозорій воді з інтенсивною гідродинамікою, що сприяє збагаченню води киснем. Для рифових утворень характерні карбонатний склад і масивні текстури.

Батіальне середовище і фації відповідають континентальному схилу до глибини 4 км.

Для них характерно таке:

- контрастність рельєфу дна – круті схили, глибоководні каньйони;
- перепади глибин;
- однобічне транспортування осадового матеріалу;
- мінливий гідродинамічний режим, наявність донних течій і активне перемішування води;
- широкий розвиток густинних (турбідитних) потоків.

Турбідні потоки формують групу підводносхилових відкладів, а саме: зсувні утворення, осади турбідних течій тощо. Турбідні течії (або каламутні потоки) – це рідкий мул зі значним вмістом піщаного матеріалу у завислому стані, що має здатність текти нижче шару чистої води під дією сил гравітації, сповзаючи вниз по схилу підводного каньйону.

У батіалі в межах континентального підніжжя утворюється фліш, для якого характерне ритмічне послідовне чергування малопотужних прошарків двох–п'яти різновидів порід (пісковик–алевроліт–аргіліт–мергель–вапняк); значне поширення біогенних (сліди повзання), осувних, градаційних текстур та конволютної шаруватості. Батіальні фації дуже поширені в геологічних розрізах, вони утворюють потужні (у декілька кілометрів) флішові товщі геосинклінальних областей.

Абісальне середовище і фації поширені в сучасних океанах, займають приблизно 60 % поверхні дна Світового океану. Їхні характерні ознаки такі:

- незначна кількість уламкового осадового матеріалу, переважно тонкодисперсного (пелітового);
- органічний світ збідненого складу, домінують пелагічні форми, переважно планктонні організми;
- гідродинамічний режим спокійний, існують тільки різної інтенсивності донні течії;
- сталі температури (в межах нуля), солоність, світла нема;
- рельєф дна різноманітний – є і рівнини, і жолоби, і високі підводні океанічні хребти.

Осади двох типів: органогенні (вапняні і крем'яні мули, складені скелетами планктонних організмів, переважно одноклітинних тварин – форамініфер, радіолярій) і теригенні – різноманітні мули (червона глина, сірий, блакитний мул тощо). Швидкість їх накопичення – один міліметр за 1000 років.

Давні абісальні відклади дуже рідкісні.

6.3. Послідовності фацій

Кількість типів середовищ осадонагромадження обмежена, відповідно, обмежена й кількість фацій. І середовища, і фації закономірно розміщені в просторі і послідовно змінюють одна одну на земній поверхні. Середовища осадонагромадження (і відповідно фації) на площі утворюють *латеральні ряди* (послідовності), в яких вони взаємопов'язані та заміщують одна одну.

З часом середовища змінюються й утворюються вертикальні послідовності фацій. Зміни відбуваються під впливом авто- й алоциклічних механізмів. Автоциклічні (внутрішні) процеси діють поступово, відображають певну стадію розвитку середовища (наприклад, озеро заростає і перетворюється у болото) і формують генетично пов'язані вертикальні послідовності фацій. Унаслідок автоциклічної зміни середовищ з часом чи закономірного заміщення їх у просторі утворюються вертикальні й латеральні послідовності фацій, які змінюють одна одну закономірно згідно з **законом Вальтера–Головкінського**: *вертикальні послідовності фацій утворюються відповідно до латеральних (горизонтальних) рядів середовищ осадонагромадження*.

Алоциклічні механізми є зовнішніми, виникають унаслідок тектонічних рухів, раптових змін клімату, коливань рівня Світового океану чи дії катастрофічних явищ – вивержень вулканів, землетрусів тощо. Вони утворюють вертикальні ряди генетично відмінних фацій, що розділені перервами в осадонагромадженні.

Середовища можуть змінюватися дуже повільно й існувати багато мільйонів років (океани). На континентах зміна середовищ осадонагромадження (і, особливо, площі їхнього поширення) відбувається частіше.

Кількість типів середовищ осадонагромадження, як відомо, обмежена, тому з часом відбувається їхнє повторення, унаслідок

чого повторюються і фації. Це явище називають *циклічністю*. Циклічність є характерною рисою будови багатьох осадових товщ. У широкому розумінні циклічністю називають більшменш правильне чергування будь-яких ознак осадових порід: чергування двох чи трьох пачок з однаковим літологічним складом, періодична поява слідів перерв, чергування морських і континентальних відкладів тощо. До циклічно побудованих товщ належать озерні відклади (*варви*), *фліш* (часте чергування двох–п'яти типів порід – пісковику, алевроліту, аргіліту, мергелю, вапняку), вугленосні товщі, складені циклітами значної товщини.

Формування вертикальних послідовностей, які складені шаруватими осадовими утвореннями, є невід'ємною частиною осадонагромадження. За тривалу історію Землі внаслідок глобального седиментогенезу утворилася потужна оболонка з осадових порід, яку називають *стратисферою*.

Навколо питання про походження циклічності (як і повторення фацій) завжди відбувалися бурхливі дискусії. Суперечки породжує не тільки утворення циклічних товщ, а й шаруватих осадових утворень і стратисфери загалом. Чому відбувається процес осадонагромадження? Чому осади формуються в певних місцях, а в інших їх нема, які механізми керують процесами седиментації? Які чинники контролюють розподіл фацій? Сьогодні не на всі задані питання є відповіді. Ще не створено достовірної й однозначної концепції осадонагромадження, багато чого не зрозуміло. Можна сказати, що до створення загальної теорії седиментогенезу ще далеко. Наразі визначено лише генеральні напрями:

- будь-яка осадова порода (чи осад) є функцією станів області знесення, транспортувального середовища й області седиментації;
- стан областей знесення, седиментаційного і транспортувального середовищ визначений рельєфом, кліматом, тектонікою, які пов'язані з ендо- й екзогенними процесами;
- вертикальні осадові послідовності відображають дію внутрішніх (зміну середовищ, зумовлену автоциклічними поступовими локальними змінами) і зовнішніх (алоциклічних) (вплив коливанн рівня моря, зміни клімату, тектонічних рухів в області знесення чи області седиментації) чинників;
- поширення фацій залежить від великої кількості причин (або чинників), найважливіші серед них – седиментологічний контроль, характер надходження осадового матеріалу, клімат, тектоніка, зміни рівня океану тощо.

Седиментологічний контроль означає, що процеси седиментогенезу в середовищі осадонагромадження є самоконтрольовані і позначаються на поширенні фацій. Приклад: ріки формують заплави, потім рано чи пізно прориваються береги, щоб знайти нове русло.

Надходження осадового матеріалу. Формування фацій залежить від складу осадового матеріалу, його розміру, кількості, швидкості надходження і дальності перенесення. Чи буде відкладатися пісок або мул, залежить і від седиментологічних процесів, і від того, чи надходить цей матеріал. Щодо об'ємів осадового матеріалу, то тут найчастіше виникають дві ситуації:

– матеріалу надходить мало, виникає його дефіцит; якщо малий об'єм осадового матеріалу супроводжується прогинанням басейну седиментації, то басейн не заповнюють осади, він поглиблюється, і відбувається *трансгресія* (наступ моря на сушу);
– матеріалу багато, він не встигає розподілятися в басейні седиментації, відбувається його заповнення і наступ суші на море (*регресія*).

Клімат впливає на стан області знесення, зокрема, на інтенсивність звітрювання, темпи денудації, об'єм осадового матеріалу, швидкість та спосіб його перенесення, порядок утворення порід, розподіл седиментаційних середовищ на площі. Зміни клімату приводять до змін середовищ. Клімат зумовлений космічними і земними (вплив океанічних течій, розміри і розташування суші) причинами тощо.

Тектоніка передусім виражена в ступені розчленування рельєфу і визначає взаєморозміщення областей знесення (підвищених ділянок) і седиментації (знижених ділянок) та їхній зв'язок.

Коливання рівня океану можуть бути глобальними (евстатичними) і локальними – характерними для окремих басейнів. Підвищення рівня води зумовлює трансгресії, зниження – регресії. Причини евстатичних коливань, можливо, космічні (зміни об'єму Землі, зміни об'єму води – замерзання, відтаювання льодовиків). Зміни рівня води окремих водойм (локальні) спричинені зміною клімату, тектонікою (субдукція, спрединг), ізостатичним прогинанням під великою масою осадів, висиханням басейну та зменшенням кількості осадового матеріалу тощо.

Контрольні питання

1. *Наведіть визначення фацій.*
2. *Які головні форми залягання фацій?*
3. *Схарактеризуйте обстановки ерозії, рівноваги й осадження.*
4. *Схарактеризуйте головні типи континентальних середовищ і фацій.*
5. *Чи належать до континентальної групи дельтові середовища?*
6. *Схарактеризуйте головні типи морських середовищ і фацій.*
7. *Які типи осадів утворюються в лагунних середовищах?*
8. *Яке латеральне поширення річкових середовищ?*
9. *Що таке риф і в яких умовах він формується?*
10. *Назвіть головні ознаки батіальних середовищ.*
11. *Наведіть визначення закону Вальтера–Головкінського.*
12. *Як утворюються вертикальні послідовності осадових порід?*
13. *Що контролює процеси осадонагромадження?*
14. *Наведіть визначення циклічності.*

7. ГЕОЛОГІЧНЕ ПОШИРЕННЯ ГОЛОВНИХ ТИПІВ ОСАДОВИХ ПОРІД

7.1. Класифікації осадових порід

Класифікація приводить до точності думки дослідника і є дуже цінною для дисциплінованого мислення. Головні завдання будь-якої класифікації такі:

- відображення ідей чи концепцій в узагальненому (кодованому) вигляді;
- систематизація та впорядкування наших знань про предмет досліджень;
- уніфікація номенклатури – уведення системи понять для однозначного розуміння предмета досліджень.

Осадові породи дуже важко класифікувати, оскільки вибір класифікаційних параметрів досить складний. Осадовим породам властива сукупність ознак, з яких тільки дві чи три обирають для класифікації. Неможливо створити класифікацію, у якій враховано всі ознаки. Дієва класифікація обґрунтована двома чи трьома параметрами, решту відкинуто. У разі вибору класифікаційних ознак необхідно стежити, щоб вони не тільки відображали генетичні позиції, а й були найважливішими, легкими для визначення чи вимірювання.

Осадові породи – полігенетичні, властивості, важливі для одного типу порід або групи осадів, є другорядними для інших. Тому для осадових порід існує багато класифікаційних систем, які ґрунтуються на різних ознаках. Декілька класифікацій враховують дві головні ознаки – механізм утворення та склад осадової породи. За першою системою, у якій передусім акцентують на способі утворення, всі осадові породи розділені на п'ять генетичних типів: теригенні, пірокластичні, залишкові, органогенні, хемогенні.

Теригенні, або уламкові чи кластичні, осадові породи утворені внаслідок механічного осадження. За розміром уламків серед них виділяють: аргіліти (глини), алевроліти (алеврити), пісковики (піски), конгломерати (гравій) тощо. За складом – моно та полімінеральні. Складені переважно уламками, які були перенесені в басейн седиментації з областей знесення.

Пірокластичні породи складені уламковим і вулканогенним матеріалом, який утворений унаслідок вулканічних ексгаляцій (наприклад, туфіти).

Залишкові породи залишаються на місці утворення, нагромаджуються внаслідок сукупної дії механічного руйнування і хімічних перетворень материнських порід (приклад: кори звітрювання – латерити та боксити).

Органогенні породи складені органічною речовиною, утвореною в процесі чи внаслідок життєдіяльності тварин і рослин (вугілля, органогенні вапняки, рифи) або біохімічних перетворень (залізні руди).

Хемогенні породи утворені внаслідок хімічного осадження з водних розчинів (приклад: евапорити – гіпси, ангідрити; кам'яна сіль тощо).

В іншій класифікаційній системі (Р. Гаррелс, Ф. Маккензі, [1]) передусім надано перевагу складові порід і враховано механізми та способи їхнього утворення. За нею осадові породи розділені на такі категорії: грубоуламкові породи, пісковики, лютити, карбонати та евапорити.

Грубоуламкові породи складені фрагментами порід, мінералів, скелетів організмів розміром понад 2 мм, утворені внаслідок фізичного звітрювання.

Пісковики – це породи, складені частками розміром від 0,1 до 2,0 мм. Головним мінералом піщаних порід є кварц, трапляються також польові шпати, дрібні уламки порід чи скелетів організмів. Головні складові пісковиків утворилися внаслідок фізичного звітрювання всіх типів порід та механічного осадження у вигляді плоских чи лінзоподібних тіл у руслах, озерах чи прибережних ділянках моря. Серед пісковиків за складом виділяють кварцити, аркози, граувaки.

Лютити складені зернами, розмір яких не перевищує декількох мікронів. Панівними мінералами є глинисті (каолініт, іліт, монтморилоніт тощо), а також кварц і польові шпати. Складові лютитів – це продукти хімічного звітрювання або дрібно потовчені частки, перенесені вітром, водою, льодовиками.

Карбонатні породи (вапняки, доломіти) складені мінералами групи карбонатів – кальцитом, арагонітом, доломітом, утвореними внаслідок концентрації їх живими істотами і накопичення скелетів в осаді. Невелика маса карбонатів формується внаслідок неорганогенного хімічного осадження.

Евапорити – це породи, осаджені хімічним шляхом унаслідок збільшення концентрації розчиненої речовини в масі води, що випаровується. Утворюються в ізольованих ділянках моря, які мають обмежений зв'язок з відкритим океаном. Випаровування звичайної морської води, що постійно поповнює такі басейни, приводить до випадання в осад таких евапоритових мінералів, як ангідрит, гіпс, галіт тощо.

Осадові породи можна класифікувати за кількістю компонентів чи мінералів, способом їхнього утворення, складом. Серед осадових порід виділяють дві групи: *алохтонні* – складені компонентами, що утворені за межами області седиментації, які були привнесені в неї (це переважно теригенні й пірокластичні породи); *автохтонні* – їхні компоненти утворені в межах області седиментації. До них відносять хемогенні, органогенні і залишкові породи.

За кількістю компонентів чи мінералів виділяють однокомпонентні, чи мономінеральні (з одного компонента, мінералу, наприклад, сіль, гіпс), та полікомпонентні, чи полімінеральні (з багатьох компонентів чи мінералів). Осадові породи переважно полімінеральні. Лише серед хемогенних і органогенних порід є однокомпонентні або з дуже незначною домішкою інших мінералів. Оскільки осадові породи багатокомпонентні, то назву дають за тим компонентом, якого в породі понад 50 %.

За складом виділяють глинисті, карбонатні, фосфатні, кременисті, соляні осадові породи тощо.

7.2. Характеристика й умови утворення головних типів осадових порід

З великої кількості осадових порід деякі є найбільше поширені. Зокрема, 95 % осадової оболонки Землі становлять глинисті породи, пісковики і вапняки.

Теригенні, або **уламкові**, породи за розміром зерен розділяють на грубоуламкові (конгломерати, галечники, брекчії тощо), піски й пісковики, алевроліти, глини та аргіліти.

Грубоуламкові породи. Каркас цих порід становить і об'єму породи, складений зернами мінералів чи уламками порід з розміром у діаметрі понад 2 мм. Матрикс псамітового розміру, становить 1/3 об'єму. Зерна каркаса фрагментарно дотикаються одне до одного або розсіяні у матриксі і не контактують. Цемент переважно пелітового розміру.

Серед грубоуламкових порід залежно від розміру виділяють такі: незцементовані необкатані – *брили, щебінь, жорства*; обкатані – *валунник, галечник, гравій*; зцементовані необкатані – *брекчія, жорствак*; обкатані – *конгломерат, гравеліт*.

За гранулометричним складом (розміром уламків) грубоуламкові породи є бі- або тримодальними (наприклад, галечники з піщаним матриксом і глинистим цементом). Форма і склад уламків успадковані від материнської породи. Найчастіше розміщені орієнтовано – галька напрямлена паралельно до течії палеопотоку.

Залежно від середовища накопичення грубоуламкові породи поділяють на континентальні (накопичені вище рівня моря) і субаквальні. *Континентальні* грубоуламкові породи – це локально поширені відклади, які мало транспортувалися або не переміщалися взагалі (наприклад: колювій біля природних відслонень, деякі гляціальні льодовикові відклади тощо), утворені внаслідок фізичного звітрювання. *Субаквальні* поділяють на такі:

прибережно-морські – утворені в діапазоні від 2 м вище рівня води і до 10 м нижче), просторово пов'язані з береговою лінією (зрідка поширені далі, ніж на 1,5–5,0 км від берегової лінії), добре сортовані й обкатані, з лінійним вузькосмуговим поширенням уздовж берегової лінії, утворюють невеликої товщини (до 10 м); так звані *базальні шари*, що незгідно залягають на давніших породах;

алювіальні (виповнюють дно річок на ділянках з високим рельєфом, переважно погано сортовані, з лінійно видовженим стрічкоподібним поширенням на площі, що приблизно перпендикулярне до берегової лінії морського басейну).

За походженням грубоуламкові породи є такі:

внутрішньоформаційні – складені уламками порід, утвореними внаслідок руйнування порід берегів осадового басейну, переважає галька карбонатного складу;

позаформаційні (екзотичні) – складені уламками, привнесеними з регіонів, розміщених далеко поза межами басейну седиментації.

Серед грубоуламкових порід за складом виділяють *поліміктові* (з уламками порід різних літологічних типів), *олігоміктові* (з уламків одного складу).

Піщані породи. Розробка класифікації пісковиків завжди була популярною. Майже кожен геолог має власний погляд на класифікацію піщаних порід і, на щастя, не всі їхні погляди опубліковані.

Піщані породи більш ніж на 50 % складені частками розміром від 0,1 до 2,0 мм, що представлені переважно уламками мінералів. Крихкі – *піски*, зцементовані – *пісковики*. Каркас із матеріалу піщаного розміру – це щільно упаковані зерна, кожне зерно щільно зщеплене з сусіднім, тому загалом каркас є механічно стійким утворенням. Походження матриксу не зовсім визначене, він може бути седиментаційним або утворитися на стадії діагенезу.

За мінеральним складом піщані породи різноманітні. Головний мінерал – кварц, також є польові шпати, слюди, різноманітні акцесорії (до 1 %), уламки порід, скелетів організмів тощо. Цемент переважно глинистий або карбонатний.

Одна з найпопулярніших класифікацій пісковиків, що враховує їхній генезис, склад, геологічне поширення, ґрунтується на концепції зрілості. Склад, будова, ступінь зрілості пісковиків залежать від складу материнських порід і седиментаційних процесів. Визрівання пісковиків відбувається двома шляхами – хімічним і фізичним. Осади утворюються внаслідок звітрювання порід різного мінерального складу. Під час руйнування і транспортування хімічно нестійкі мінерали розкладаються, а вміст стійких мінералів збільшується. Найстійкіший мінерал – кварц, а одні з нестійких – польові шпати. Співвідношення вмісту кварцу до польових шпатів є показником хімічної зрілості породи. Хімічна зрілість осадів визначена складом порід, характером звітрювання. Осадові компоненти беруть участь у двох чи трьох циклах седиментації, осади досягають найвищого ступеня зрілості внаслідок збагачення кварцом і стають чистими кварцовими пісками.

Фізична зрілість виникає завдяки структурним змінам, які відбуваються, починаючи від стадії звітрювання до стадії відкладення – збільшується ступінь сортування і зменшується об'єм матриксу. Показник фізичної зрілості – це співвідношення вмісту уламків каркаса до матриксу. Фізично зрілі піски добре відсортовані й без матриксу. Компоненти фізично зрілих порід багато разів перевідкладалися, і їхня зрілість є наслідком неодноразового перемивання. Піщані осади, перенесені з близької відстані, погано сортовані, збагачені глинистою речовиною. Еолові і водні процеси підвищують структурну зрілість піску, а гляціальні процеси можуть її знизити.

Фізичне і хімічне визрівання не пов'язані між собою. Наприклад, хімічно зрілий пісок може бути фізично незрілим (унаслідок того, що мінеральний склад успадкований від материнської породи, а гранулометричний склад відображає седиментаційні процеси). Залежно від ступеня фізичної і хімічної зрілості виділяють три групи піщаних порід (табл. 7).

Таблиця 7

Характеристика головних типів піщаних порід

Порода	Ступінь фізичної зрілості	Ступінь хімічної зрілості	Характеристика породи	Походження
Кварцити	Зрілі	Зрілі	Білі, рожеві, добре сортовані, пористі, з кварцу і домішок циркону, апатиту, гранату	Морські мілководні, еолові; компоненти пройшли більше ніж один осадовий цикл
Аркози	Зрілі	Незрілі	Рожеві, червоні, зрідка сірі, погано відсортовані, необкатані, бітримодальні. Склад: польові шпати, слюда, циркон, апатит, гранат, турмалін, рудні мінерали, глинистий матеріал	Продукти неповної деградації гранітів і гнейсів, утворюють кори звітрювання або алювіальні конуси винесення
Грауваки	Незрілі	Зрілі або незрілі	Темноколірні, погано сортовані. Склад: польові шпати, піроксени, рогова обманка, слюди, хлорит, нестійкі важкі мінерали	Утворюються внаслідок руйнування давніших осадових порід у континентальних, перехідних і добатіальних умовах

Алевритові породи на 50 % складені уламковими зернами розміром 0,01–0,1 мм, значно поширені. Мінеральний склад майже такий, як у піщаних порід, але в них вищий вміст стійких мінералів – кварцу, слюди. Вміст польового шпату менший, більше глинистих, стійких акцесорних мінералів, гідроокисів заліза, органічної

речовини. Будова така ж, як піщаних порід. Утворюються в різних умовах. Найпоширеніші морські, озерні, річкові й еолові.

Глинисті породи – найпоширеніші породи осадової оболонки, формують до 50 % осадових розрізів і до 69 % континентальних утворень. Через малі розміри зерен і специфічний склад вивчати глинисті породи складніше, компоненти глинистих порід не розрізняють під мікроскопом. Тому для їхнього визначення застосовують такі методи, як рентгено-структурний, хімічний та ін. Класифікація, опис, термінологія глинистих порід наразі неповні й недостатні.

Глини й аргіліти – це породи, складені переважно глинистими мінералами, що утворені під час хімічного звітрювання. Вони є водними алюмосилікатами з низьким ступенем окристалізованості й малим розміром зерен (до 5 мкм), мають шарувату структуру, складені з двох типів шарів: перший – силікатний тетраедричний, другий – з окис чи гідроокис алюмінію. Головні групи глинистих мінералів такі: каолініт, монтморилоніт, іліт, глауконіт, хлорит.

Каолінiт – глинистий мінерал з найпростішою структурою, утворюється внаслідок хімічного звітрювання кислих магматичних і метаморфічних порід, формує два види порід: чисто каолінітові глини (фарфороподібні, білі, пластичні) і тонштейни – поширені лише в асоціації з вугіллям (скам'янілі глини), наземного генезису.

Монтморилоніт з шаруватою структурою має унікальні властивості розбухати під час адсорбції (поглинання) води і сохнути, втрачаючи її. Глинисті породи, складені переважно монтморилонітом, називають бентонітами. У відслоненнях подібні до цвітної капусти.

Хлорити утворюються внаслідок зміни слюд або під час метаморфізму глин. Вони є типовим компонентом граувак і акцесорним мінералом у незрілих пісках.

Глауконіт має вигляд темно-зелених аморфних зерен псамітового розміру в аргілітах чи піщаних породах. Піски, збагачені глауконітом, називають глауконітовими, або "зеленими пісками". Утворення зелених пісків відбувалося лише в певні

геологічні періоди – у кембрії, верхній крейді й неогені, тільки в морських умовах на глибинах 50–1 000 м, можливо, шляхом мінералізації фекалій і порожнин фораміфер.

Пелітові продукти звітрювання в наші дні значно поширені. Головна частина твердого стоку великих рік світу – це глинистий мул, який акумулюється в порівняно спокійних водах, поза межами дії хвиль. Сучасні глинисті осади значно поширені в океанах, особливо біля континентального підніжжя, на глибині понад 1 км, покривають абісальні рівнини. Сучасні мули розділені на червоні, голубі, сірі й зелені. Червоні приурочені до гирла тропічних рік, голубі й сірі типово теригенні мули займають значні площі, зелені глауконітові відкладаються в мілководних умовах там, де турбулентність мінімальна. За континентальних умов глинисті осади найчастіше утворюються в заплавах річок, прісних і солоних озерах.

Давні глинисті відклади поширені в розрізі нерівномірно. Вони займають значне місце серед геосинклінальних товщ, типові для моласових формацій; чорні органічні аргіліти утворюються в «пригнічених» басейнах з застійним режимом.

Карбонатні породи мають внутрішньобасейнове походження (автохтонні). На противагу теригенним, вони легко звітрюються і переміщаються у вигляді розчинів. Більшість карбонатних порід біогенного генезису. Складені карбонатними мінералами, переважно кальцитом ($CaCO_3$) і доломітом ($CaMgCO_3$). Утворюються внаслідок діяльності організмів або шляхом прямого неорганічного осадження з водних розчинів. *Кальцит* найчастіше органогенного походження – концентрується в скелетних частинах організмів. *Доломіт* утворюється внаслідок заміщення інших карбонатних мінералів і, зрідка, як первинний хемогенний осад. *Сидерит* – карбонат заліза ($FeCO_3$) – первинний хемогенний мінерал, складає тонкі прошарки, лінзи, конкреції, переважно в глинистих товщах, що акумульовані в морських і прісноводних обстановках. *Арагоніт* ($CaSrCO_3$) є в скелетах водоростей, молюсків, моховаток, нестійкий, його легко заміщають інші мінерали або ж він розчиняється, тому не трапляється в літифікованих утвореннях.

Як і теригенні, карбонатні породи складені чотирма головними компонентами – каркасом, матриксом, цементом і порами. Серед зерен каркаса виділяють:

- уламки скелетів організмів різного розміру;
- пелоїди – безструктурний криптокристалічний карбонат, утворений унаслідок життєдіяльності організмів (з фекальних грудок чи під час життя водоростей);
- уламкові алохтонні зерна різного складу;
- ооїди й ооліти – округлі зерна псамітового розміру, утворені шляхом росту карбонатних кристалів на зародках з кварцу чи органогенних зерен за умов з високою енергетикою.

Матрикс складений карбонатним мулом з розміром зерен від 0,03 до 0,04 мм. Утворений під дією хвиль, що дезінтегрують і стирають карбонатні уламки, або внаслідок біологічної діяльності організмів. Цемент може бути кальцитовим, доломітовим, ангідритовим.

Для карбонатних порід характерні пластова, лінзоподібна і специфічна – у вигляді рифових тіл значного розміру і протяжності – форми залягання.

Номенклатура і класифікація карбонатних порід заплутана й складна. Найчастіше застосовують класифікації Р.Л. Фолка, Р.І. Данхема, Д. Уілсона, Ф.Д. Петтиджона. Ці дослідники виділяють типи карбонатних порід за співвідношенням зерен каркаса і матриксу та характером цементації. Для кожного типу порід є спеціальна власна назва, наприклад, боундстоун, грейнстоун, пакстоун, вакстоун, мадстоун тощо.

Найпоширеніші карбонатні породи – вапняки і доломіти. Вапняки становлять від 1/4 до 1/5 осадового розрізу. Найдавніші вапняки (вапняки Стипок у Канаді, світи Булавзян у Південній Африці) мають вік 2,6 млрд років, найчастіше представлені доломітами, переважно є в межах давніх платформ як малопотужні, витримані на площі шари та потужні (до 1 км) товщі.

За походженням серед карбонатних утворень виділяють мілководні морські, глибоководні морські, карбонати евапоритових басейнів, прісноводних озер, еолового походження. Мілководні

морські карбонати значно поширені в геологічному минулому, однак тепер вони відомі в небагатьох місцях (наприклад, Велика Багамська банка 700 км довжиною і 300 км шириною, більша частина якої покрита водою завглибшки 10 м). Представлені карбонатними пісками, карбонатними мулами, рифовими утвореннями. Сучасні прибережні морські карбонати накопичуються в специфічних карбонатних обстановках: рифовій, припливно-відпливній, у місцях скупчення морської трави *Thalassia*, у межах відкритих мілин або шельфових дюн. Мули накопичуються в припливно-відпливній і трав'яній обстановках, пісковики (піски) – у зоні відкритого шельфу.

Глибоководні морські карбонати належать до двох класів: осадів відкритих морів і пелагічних глибоководних осадів. Перші менше поширені тепер, але є звичайними для товщ геологічного минулого, другі – значно поширені серед сучасних осадів і майже не відомі в давніх товщах. Глибоководні морські карбонати представлені морськими птериподовими чи глобігериновими мулами, глибина їхнього накопичення – до 3,6 км. Глобігериновий мул складений черепашками форамініфер *Globigerina* – від 30 до 90 %), їхній розподіл контрольований солоністю (вони є у зонах з максимальною солоністю), низькими широтами і невеликими глибинами.

Прісноводні карбонати утворюються в озерах, мають вигляд землистих карбонатних утворень, з домішкою глинистого матеріалу, їх називають мергелями. Карбонати формуються також під час випаровування води деяких джерел (вапнистий туф – губчаста, пориста речовина, утворює невеликі поклади навколо джерел, четвертинного віку).

Евапоритові карбонати – *каліче* – це збагачені вапном відклади на поверхні ґрунту в напіваридних зонах з обмеженим випаданням атмосферних опадів.

Евапорити – група порід, що охоплює ангідрит, гіпс, галіт та інші солі. Вважали, що евапорити утворюються шляхом осадження чи перекристалізації солей на межі поділу осад–вода. Спосіб утворення евапоритів із розсолів унаслідок випаровування не дає змоги пояснити значні потужності евапоритових товщ у геологічному минулому. Стовп морської води заввишки 1 км унас-

лідок випаровування дав би шар солі 14 м. Проте евапоритові відклади мають потужності тисячі метрів і для їхнього формування необхідні фізично неможливі об'єми морської води. Для утворення евапоритів потрібні ще й особливі геологічні умови, а саме: басейн зі специфічною геоморфологією дна, відгородженій якимсь порогом і з обмеженим сполученням з відкритим морем. В обмежених порогом басейнах надлишкове випаровування призводить до збільшення концентрації солей у морській воді. Розсоли опускаються на дно, оскільки їхня густина вища, де починають кристалізуватися евапоритові мінерали (класичний механізм "чашка для випаровування", який пояснює механізм утворення евапоритів). Солоність може змінюватися залежно від положення порога – він може підніматися й відокремлювати море від евапоритового басейну та опускатися, забезпечуючи приплив свіжої води. Якщо солоність збільшується з часом, то формується така послідовність порід: вапняк → доломіт → ангідрит → галіт → калійні солі.

Головні евапоритові мінерали: *ангідрит* $CaSO_4$, *гіпс* $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, *галіт* NaCl, *сильвін* KCl, *карналіт* $KMgCl_3 \cdot 6H_2O$, *бішофіт* $MgCl_2 \cdot 6H_2O$. Вони зачислені до груп сульфатів і хлоридів. Більшість сильно розчинна, тому їх нема у відкладах давніх геологічних епох.

Особливістю евапоритових порід є їхня висока пластичність. Вони можуть діяти подібно до мастильного матеріалу і деформувати відклади, що їх перекривають, з утворенням екзотичних куполів – діапірів.

Сучасні евапорити займають незначну площу. Вони розміщені переважно в аридних зонах. За походженням розділені на дві групи: неморські й морські. Серед неморських евапоритових середовищ виділяють постійні озера ропи (Мертве море, озеро Сиваш тощо) чи озера, які пересихають, або плайя. В умовах окраїн морських басейнів аналогічні до континентальних умови є в себхах. Себха – прибережна засолонена рівнина. Соленакопичення в ній є наслідком випаровування розсолів, що піднімаються на поверхню завдяки капілярним явищам у ґрунті, і осадження в порах у вигляді соляної кірки.

Морські евапорити утворюються внаслідок повної чи часткової ізоляції маси води від відкритого моря і посушливих умов. Це соляні лагуни, болота, реліктові моря, солончаки. Прикладом соляних лагун є Кара-Богаз-Гол (Каспійське море), у нього щорічно надходить $130 \cdot 10^6$ т солі; озеро Біг-Біттер (біля Суецького каналу) площею 80 км^2, де потужність солі – 20 м.

Евапорити відомі на всіх континентах і в усіх геологічних системах, навіть у докембрії чверть суші була покрита евапоритами; 60 % евапоритового розрізу є з хлоридів, переважна більшість яких приурочена до платформ, а незначна – до геосинкліналей.

Вугілля утворюється з рослин, оскільки можна бачити переходи між явними скупченнями рослинної речовини до торфу, бурого і кам'яного вугілля.

Серію порід торф–буре вугілля (лігніт)–кам'яне вугілля називають *вугільною серією*. Ті зміни, які відбуваються в органічній речовині в процесі її перетворення на кам'яне вугілля, називають *вуглефікацією*. Виділяють дві стадії вуглефікації – торфоутворення і поховання. У стадії торфоутворення рослинний матеріал частково без кисню розкладається біохімічним шляхом, а після поховання під впливом тиску й температур торф ущільнюється зі зміною структури і, частково, складу (змінюється вміст C, H, O) та повільно перетворюється на кам'яне вугілля.

Вугілля буває бурого або чорного кольору, твердість – до 2,5, смугасте або однорідне, блискуче або матове, складається з трьох елементів – вуглецю, водню і кисню, містить невелику кількість сірки, азоту і мінеральних домішок. Складові вугілля визначають його технологічні характеристики та якість як палива. Чим більший вміст вуглецю, тим вугілля якісніше. Мінеральні домішки залишаються після згорання вугілля. Тому чим їх менше, тим якість вугілля вища. Сірка під час згорання утворює сірчані гази. Під час вуглефікації збільшується вміст вуглецю, зменшується вміст водню і кисню. У цьому разі виділяється вуглекислий газ і метан.

Компоненти вугілля називають *мацералами*. Це рослинні тканини, змінені під впливом процесів вуглефікації. Головний

вихідний матеріал – покривні, провідні тканини, спори, пилок, водорості. Залежно від співвідношень вихідного матеріалу, ступеня їхньої зміни виділяють чотири головні компоненти: інертиніт, вітриніт, екзиніт, кутиніт. *Інертиніт* – чистий вуглець; з'ясувати, з яких тканин він походить, неможливо, усі тканини сильно змінені (чорний колір). У *вітриніту* під мікроскопом видно структуру тканин, він походить від помірно змінених тканин рослин. *Екзиніт* складений спорами та пилком, водоростями (жовтий колір), *кутиніт* – з епідермальних тканин.

Скупчення торфу можуть мати потужності декілька метрів і займати великі площі. Накопичення торфу найінтенсивніше в північних широтах і пов'язане з прісноводними болотами (маскечі) у кліматичних умовах, коли кількість опадів перевищує випаровування. Інше місце утворення торфу – прибережні мангрові зарості в болотах тропічного і субтропічного клімату, що їх періодично затоплює морська вода.

У геологічних розрізах вугілля порівняно рідкісне (займає лише 1–2 %). Воно простежене у відкладах від нижнього протерозою до неогену, однак не було значно поширеним до появи деревних рослин у девонському періоді. Найдавніше вугілля знайдене в докембрійських відкладах (штат Мічиган). Це водоростеве вугілля. Час його утворення – 1 700 млн років тому. Перші значні родовища вугілля кам'яновугільного віку. Середня потужність пластів вугілля – 0,3–0,6 м. Пласти потужністю 3 м і більше трапляються зрідка. Найбільша потужність зафіксована серед пластів Каргалі (Індія) – 30,5 м. Вугілля утворює шари, яких може бути дуже багато (до 100).

7.3. Еволюція осадових порід

Відновлення історії Землі та змін седиментаційних процесів у часі – доволі складне завдання, оскільки 7/8 геологічної історії точно не датовано. Інтервал часу, до якого віднесено більшість фактичних даних, становить лише невеличку частину історії земної кори. Доки не буде вивчена геологічна історія докембрію, недоліки усіх наших побудов еволюційної моделі осадонагромадження не будуть ліквідовані.

Земля, як космічне тіло, пройшла тривалий і складний еволюційний розвиток, який охопив усі її оболонки. Дослідники одностайні в тому, що на початку історії Землі умови на її поверхні кардинально відрізнялися від тих, які ми спостерігаємо тепер. Припускають, що об'єм води в океанах був менший, солоність – нижча; в атмосфері вміст CO_2 був вищий, а кисню – нижчий. Земна поверхня не мала рослинного покриву, тваринний світ збіднений, первинна кора була складена виняткова магматичними породами. Такі умови повинні були специфічно впливати на всі седиментаційні процеси. З часом змінювалися співвідношення суша–море, петрографічний склад континентів, роль джерел осадового матеріалу.

У сучасну епоху Світовий океан покриває близько 71 % поверхні Землі. Це мінімальна площа, оскільки епоха, у якій ми живемо, – *геократична*. Найхарактернішою її особливістю є регресія морів і зменшення їхньої площі. Геократичні епохи відомі в геологічному минулому (ранній девон, пізня перм–середній тріас, міоцен–четвертинний час). У *таласократичні* епохи (ордовик, середній девон–ранній карбон, пізня крейда) площі морів значно збільшувалися внаслідок великих трансгресій і затоплення континентів. З трансгресіями і регресіями моря тісно пов'язані кліматичні коливання, характер звітрювання, масштаби ерозії континентів, об'єми осадового матеріалу тощо. Максимуми нагромадження теригенних порід припали на геократичні епохи. З ними пов'язані також соле- і вугленакопичення. Максимуми карбонатоутворення віднесено до таласократичних епох.

На фоні періодичних змін епох і глобального ритму чергування трансгресій та регресій упродовж фанерозою відбувалися незворотні й напрямлені зміни умов седиментації. Вони виявлялись передусім у такому:

- з часом континентальні умови осадонагромадження розширювалися, а морські – звужувалися;
- послідовно зменшувалась площа виходів магматичних і ефузивних порід і збільшувалися площі осадових порід;

- зростала роль давніх осадових порід як джерела матеріалу для молодших осадів, а ефузивів та гранітоїдів – зменшувалася (первинним джерелом усіх осадових утворень є магматичні породи);
- збільшувалися різноманіття і кількість живих істот, зростала роль біогенного осадження;
- незворотно змінювалося значення джерел осадового матеріалу – на ранніх стадіях провідну роль відігравали космічний та ендогенний матеріал, з часом – літосферний, потім – літосферний та біосний.

Зміни осадової оболонки тісно взаємопов'язані зі змінами всіх геосфер.

Контрольні питання

1. *Схарактеризуйте генетичні типи осадових порід.*
2. *Як розрізняють осадові породи за складом?*
3. *Перелічіть автохтонні й алохтонні осадові породи.*
4. *Наведіть класифікацію уламкових порід.*
5. *У яких середовищах утворюються глинисті породи?*
6. *Схарактеризуйте різні види пісковиків.*
7. *Як побудовані карбонатні породи?*
8. *Як утворюються вапняки?*
9. *Які особливості утворення евапоритів?*
10. *Що утворюється внаслідок вуглефікації?*
11. *Назвіть мацерали вугілля.*
12. *Наведіть приклади талассократичних епох в історії Землі.*
13. *У чому полягають незворотні й напрямлені зміни седиментогенезу з часом?*

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Гаррелс Р., Маккнензи Ф.* Эволюция осадочных пород. – М.: Мир, 1974. – 270 с.
2. Геологический словарь / Под ред. К.Н. Паффенгольца. – М.: Недра, 1973. – Т. 1. – 485 с.; Т. 2. – 455 с.
3. *Градзиньский Р., Костецкая А., Радомський А., Унруг Р.* Седиментология. – М.: Недра,1976. – 640 с.
4. *Зейболд Е., Бергер В.* Дно океана. Введение в морскую геологию. – М.: Мир, 1984. – 320 с.
5. *Іваніна А.В., Шайнога І.В., Тузяк Я.М.* Атлас візуальних ознак осадових порід. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2005. – 24 с.
6. *Иванова Н.В.* Двустворчатые моллюски и условия осадконакопления. – М.: Наука, 1973. – 164 с.
7. *Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А.* Шельф: рельеф, осадки и их формирование. – М.: Мысль, 1987. – 205 с.
8. *Казанский Ю.П.* Выветривание и его роль в осадконакоплении. – М.: Наука, 1969. – 125 с.
9. *Конюхов А.И.* Осадконакопление в различных структурно-геоморфологических зонах Мирового океана. – М.: ВИНИТИ, 1989. – Т. 25. – 120 с.
10. *Лисицин А.П.* Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. – М.: Наука, 1991. – 271 с.
11. *Наливкин Д.В.* Учение о фациях. – М.: Георазведиздат, 1933. – 280 с.
12. *Оллиер К.* Выветривание. – М.: Недра, 1987. – 348 с.
13. *Петтиджон Ф.Д.* Осадочные породы. – М.: Недра, 1981. – 751 с.
14. *Рединг Х.* Обстановки осадконакопления. – М.: Мир, 1990. – Т. 1.– 352 с.
15. *Рединг Х.* Обстановки осадконакопления. – М.: Мир, 1990. – Т. 2. – 384 с.
16. *Рейнек Г.Э.* Обстановки терригенного осадконакопления. – М.: Недра, 1881. – 439 с.
17. *Ригби Д., Хемблин У.* Условия древнего осадконакопления и их распознавание. – М.: Мир, 1974. – 325 с.
18. *Романовский С. И.* Седиментологические основы литологии. – Л.: Недра, 1977. – 408 с.

19. *Ронов А. Б.* Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). – М.: Наука, 1980. – 80 с.
20. *Рухин Л.Б.* Основы литологии (учение об осадочных породах). – Л.: Недра, 1969. – 705 с.
21. *Селли Р.К.* Введение в седиментологию. – М.: Недра, 1981. – 370 с.
22. *Селли Р.К.* Древние обстановки осадконакопления. – М.: Недра, 1989. – 294 с.
23. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. – М.: Изд–во АН СССР, 1962. – Т. 1. – 210 с.
24. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Т. 1. – 574 с.
25. *Теодорович Г.И.* Основные черты стратиграфии и палеогеографии девона Минусинской котловины // Вопросы геологии Азии. – М: Изд-во Ан СССР, 1964. – С. 17–38.
26. *Флінт Р.Ф.* История Земли. – М: Прогресс, 1978. – 358 с.
27. *Шепард Ф. П.* Морская геология. – Л.: Недра, 1969. – 460 с.
28. *Шепард Ф. П.* Геология моря. – М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1951. – 355 с.
29. *Barrel I.* The Upper Devonian delta of the Appalachian geosyncline // Am. J. Sci. – 1914. – N 37. – P. 225–253.
30. *Krumbein W.C.* Statistical analysis of facies maps // J. Geol. – 1956. – Vol. 63. – P. 452–470.
31. *Kuenen P.H.* Experimental abrasion: aeolian action // J. Geol. – 1960. – Vol. 68. – P. 427–449.
32. *Moore D.G.* Reflection profiling studies of the California continental borderland: Structure and quaternary turbidite basins // Geol. Soc. Am. Spec. Papers. – 1957. – Vol. 107. – P. 1–142.
33. *Potter P., Pryor W.A.* Dispersal centers of Paleozoic and later clastics of the Upper Mississippi Valley and adjacent areas // Bull. Geol. Soc. Amer. – 1961. – Vol. 72. – P. 1195–1250.
34. *Rubey W.W.* Geologic history of sea water // Bull. Geol. Soc. Am. – 1951. – N 62. – P. 1111–1147.
35. *Seillacher A.* Bathymetry of frace fossils // Mar. geol. – 1967. – Vol. 5. – P. 413–428.
36. *Thiel G.A.* The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size // J. Sed. Pet. – 1940. – Vol. 10. – P. 103–124.
37. *Zingg T.* Beitrag zur Schotteranalyse // Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. – 1935. – N 15. – S. 39–140.
38. *Weiss R.* Entstehung, Gewinnung, Aufbereitung und Verwendung des Frechener Quarzsandes // Meded. Rijks Geol. Dienst. – 1972–1973. – N 23. – S. 83–92.

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА 3
1. Місце седиментології серед інших наук 5
1.1. Економічне значення осадових порід 5
1.2. Загальна схема утворення осадових порід 7
1.3. Мета, завдання, методи седиментології, зв'язок з іншими науками 15
1.4. Історія седиментології 18
Контрольні питання 22
2. Будова та ознаки осадових порід 23
2.1. Будова осаду, грунту та осадової породи 23
2.2. Ознаки осадових порід 24
2.3. Текстури 29
2.3.1. Неорганогенні текстури 32
2.3.2. Біогенні текстури 43
2.4. Рештки палеоорганізмів 50
Контрольні питання 55
3. Характеристика етапів утворення осаду 56
3.1. Седиментаційний цикл 56
3.2.1. Джерела осадового матеріалу 58
3.2. Мобілізація вихідної речовини 58
3.2.2. Звітрювання 61
3.3. Транспортування осадового матеріалу 70
3.3.1. Типи денудації 70
3.3.2. Транспортувальні середовища 71
3.3.3. Характеристика флюїдів 73
3.3.4. Механіка руху твердих частинок у флюїді 74
3.3.5. Типи потоків флюїдів 76
3.3.6. Форми міграції мінералів 78
3.3.7. Фізичні процеси під час транспортування 79
3.4. Осадження 81
3.4.1. Визначення седиментаційного середовища 81
3.4.2. Огляд параметрів седиментаційних середовищ і критерії їхнього розпізнавання 82
3.4.3. Типи осадження 86
3.4.4. Осадова диференціація 90
3.4.5. Перерви в осадонагромадженні 94
Контрольні питання 95
4. Стадія діагенезу 96
Контрольні питання 97
5. Седиментаційна система Землі 98
5.1. Локальні седиментаційні системи 98
5.2. Планетарні закономірності розподілу осадового матеріалу 99
5.3. Рівні та форми глобальної седиментації 102
5.4. Будова континентальних окраїн 105

5.5. Типи басейнів осадонагромадження....106
Контрольні питання....108
6. Седиментаційні середовища та фації....109
6.1. Фації та їхні ознаки....109
6.2. Класифікації середовищ осадонагромадження та фацій....112
6.3. Характеристика головних типів седиментаційних середовищ і фацій....113
6.3. Послідовності фацій....121
Контрольні питання....124
7. Геологічне поширення головних типів осадових порід....125
7.1. Класифікації осадових порід....125
7.2. Характеристика й умови утворення головних типів осадових порід....128
7.3. Еволюція осадових порід....138
Контрольні питання....140
Список літератури....141

НАВЧАЛЬНЕ ВИДАННЯ

ІВАНІНА Антоніна Валентинівна

СЕДИМЕНТОЛОГІЯ

Навчально-методичний посібник

Редактор *М. М. Мартиняк*
Технічний редактор *С. З. Сеник*
Комп'ютерне верстання *Л. М. Семенович*

Підп. до друку 00.00.00. Формат 60×84 $^{1}/_{16}$.
Папір друк. Друк на різогр. Гарнітура Book Antiqua.
Умовн. друк.арк. 00,00. Обл.-вид. арк. 00,00.
Тираж 100 прим. Зам.

Видавничий центр
Львівського національного університету
імені Івана Франка.79000
Львів, вул. Дорошенка, 41.

СВІДОЦТВО
про внесення суб'єкта видавничої справи до Державного реєстру
видавців, виготівників і розповсюджувачів видавничої продукції:
Серія ДК №3059 від 13.12.2007 р.