

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 осаdів, висиханням басейну та зменшенням кількості осаdового матеріалу тощо.

### Контрольні питання

1. Наведіть визначення фації.
2. Які головні форми залягання фацій?
3. Схарактеризуйте обстановки ерозії, рівноваги й осаdження.
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 осаdів 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 осаdових порід?
13. Що контролює процеси осаdонагромадження?
14. Наведіть визначення циклічності.

---

---

## 7. ГЕОЛОГІЧНЕ ПОШИРЕННЯ ГОЛОВНИХ ТИПІВ ОСАДОВИХ ПОРІД

### 7.1. Класифікації осаdових 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 – введення системи понять для однозначного розуміння предмета досліджень.

Осаdові породи дуже важко класифікувати, оскільки вибір класифікаційних параметрів досить складний. Осаdовим 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 відкинута. У разі вибору класифікаційних ознак необхідно стежити, щоб вони не тільки відображали генетичні позиції, а й були найважливішими, легкими для визначення чи вимірювання.

Осаdові породи – полігенетичні, властивості, важливі для одного типу порід або групи осаdів, є другорядними для інших. Тому для осаdових порід існує багато класифікаційних систем, які ґрунтуються на різних ознаках. Декілька класифікацій враховують дві головні ознаки – механізм утворення та склад осаdової породи. За першою системою, у якій передусім акцентують на способі утворення, всі осаdові породи розділені на п'ять генетичних типів: теригенні, пірокластичні, залишкові, органігенні, 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 – монота 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, туфїти).

*Залишкові* породи залишаються на місці утворення, нагромаджуються внаслідок сукупної дії механічного руйнування і хімічних перетворень материнських порід (приклад: кори звірювання – 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 звірювання.

*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 звірювання 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, грауваки.

*Лютити* складені зернами, розмір яких не перевищує декількох мікронів. Панівними мінералами є глинисті (каолінит, іліт, монтморилоніт тощо), а також кварц і польові шпати. Складові лютитів – це продукти хімічного звірювання 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 багатоконпонентні, то назву дають за тим компонентом, якого в породі понад 50 %.

За складом виділяють глинисті, карбонатні, фосфатні, кремністі, 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 ї 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, щєбінь, 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: коловій 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 зчеплене з сусіднім, тому загалом каркас є механічно стійким утворенням. Походження матриксу не зовсім визначене, він може бути седиментаційним або утворитися на стадії діагенезу.

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 добагальних умовах |

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).

*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 алюмосилкатами 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 гідроксид алюмінію. Головні групи глинистих мінералів такі: каолініт, монтморилоніт, іліт, глауконіт, хлорит.

**Каолініт** – 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 форамініфер.

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 переміщуються у вигляді розчинів. Більшість карбонатних порід біогенного генезису. Складені карбонатними мінералами, переважно кальцитом ( $\text{CaCO}_3$ ) і доломітом ( $\text{CaMgCO}_3$ ). Утворюються внаслідок діяльності організмів або шляхом прямого неорганічного осадження з водних розчинів. **Кальцит** найчастіше органічного походження – концентрується в скелетних частинах організмів. **Доломіт** утворюється внаслідок заміщення інших карбонатних мінералів і, зрідка, як первинний хемогенний осад. **Сидерит** – карбонат заліза ( $\text{FeCO}_3$ ) – первинний хемогенний мінерал, складає тонкі прошарки, лінзи, конкреції, переважно в глинистих товщах, що акумульовані в морських і прісноводних обстановках. **Арагоніт** ( $\text{CaSrCO}_3$ ) є в скелетах водоростей, молосків, моховаток, нестійкий, його легко заміщують 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;
- пелюди – 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. Уїлсона, 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 глобігеріновими мулами, глибина їхнього накопичення – до 3,6 км. Глобігеріновий 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. Стоп 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, відгороджений 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*  $\text{CaSO}_4$ , *gипс*  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , *галіт*  $\text{NaCl}$ , *сильвін*  $\text{KCl}$ , *карналіт*  $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , *бішофіт*  $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ . 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  $80 \text{ км}^2$ , 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 С, Н, О) 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 пилом, 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 докемб-

рію, 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<sub>2</sub> був вищий, а кисню – нижчий. Земна поверхня не мала рослинного покриву, тваринний світ збіднений, первинна кора була складена винятково 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 карбонатування 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 осадов, 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 ендегенний матеріал, з часом – літосферний, потім – літосферний та біосферний.

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 мацериали вугілля.
12. Наведіть приклади таласократичних епох в історії Землі.
13. У чому полягають незворотні й напрямлені зміни седиментогенезу з часом?

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Гаррелс Р., Маккензи 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. Градзинский 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. Іванова 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. Конохов А.И. Осадконакопление в различных структурно-геоморфологических зонах Мирового океана. – М.: ВИНТИ, 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.