

Міністерство освіти і науки України
Національний університет водного господарства
та природокористування
Навчально-науковий інститут водного господарства та
природооблаштування
Кафедра геології та гідрології

01-05-88М

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

до виконання практичних робіт з навчальної дисципліни
«Літологія»

для здобувачів вищої освіти першого (бакалаврського) рівня
за освітньо-професійною програмою «Геологія»
спеціальності 103 «Науки про Землю»
денної і заочної форми навчання

Рекомендовано
науково-методичною радою
з якості ННІВГП
Протокол № 10 від 27.05.2021 р.

Рівне – 2021

Методичні вказівки до виконання практичних робіт з навчальної дисципліни «Літологія» для здобувачів вищої освіти першого (бакалаврського) рівня за освітньо-професійною програмою «Геологія» спеціальності 103 «Науки про Землю» денної та заочної форми навчання [Електронне видання] / Криницька М. В. – Рівне : НУВГП, 2021. – 58 с.

Укладач: Криницька М. В., канд. геолог. наук., старший викладач кафедри геології та гідрології.

Рецензент: Бровко Г. І., начальник гідрологічного загону Рівненської комплексної геологічної партії ДП «Українська геологічна компанія».

Відповідальний за випуск: Романів О. Я., канд. географ. наук, доцент, в.о. завідувача кафедри геології та гідрології.

Керівник групи забезпечення
освітньо-професійної програми

Мельничук В. Г.

© Криницька М. В., 2021
© Національний університет
водного господарства та
природокористування, 2021

Зміст

Вступ	4
Практична робота № 1 Ознайомлення зі структурами та текстурами осадових порід	5
Практична робота № 2 Макроскопічний опис та методи досліджень уламкових порід	17
Практична робота № 3 Оформлення результатів досліджень уламкових порід	27
Практична робота № 4 Дослідження глинистих порід.....	37
Практична робота № 5 Макроскопічне визначення, опис та методи досліджень хомогенних порід	44
Практична робота № 6 Органогенні породи. Головні ознаки, визначення та опис	52
Практична робота № 7 Ознайомлення з твердими горючими корисними копалинами та природними бітумами	55
Рекомендована література	58

Вступ

Робочою програмою навчальної дисципліни «Літологія» та навчальним планом для здобувачів освіти, що навчаються за освітньо-професійною програмою «Геологія» спеціальності 103 «Науки про Землю» першого (бакалаврського) рівня підготовки, передбачено виконання практичних робіт. Дана дисципліна відноситься до обов'язкових компонентів освітньої програми.

Метою проведення практичних робіт є детальне ознайомлення з осадовими гірськими породами, методами їх досліджень, набуття майбутніми спеціалістами професійних практичних навичок визначення осадових порід різного походження та їх макроскопічного опису.

В процесі проведення практичних робіт здобувачі освіти закріплюють теоретичні знання про різні за умовами утворення осадові гірські породи, їх речовинний склад, структурно-текстурні особливості. Керуючись даними візуальної діагностики, набудуть навички описувати, аналізувати та визначати умови і закономірності утворення осадових гірських порід. Ознайомлення з різними методами досліджень доповнить знання здобувачів освіти навиками визначати осадові породи та їх властивості в польових і лабораторних умовах.

Виконання студентами під час навчального процесу практичних робіт з літології поглиблює і деталізує знання про склад земної кори та передбачає формування їх майбутньої професійної компетентності. Набуття майбутніми фахівцями практичних навичок з визначення осадових гірських порід дозволить ефективно використовувати їх в подальшій практичній чи науковій геологічній діяльності. Вміння ідентифікувати та класифікувати осадові гірські породи цінуються при проведенні різних стадій геологорозвідувальних робіт, наукових дослідженнях, а також при проведенні інженерних вишукувань.

Практична робота № 1

Ознайомлення зі структурами та текстурами осадових порід

Мета. Важливими параметрами осадових порід є їх структури і текстури. Набуття практичних навичок з діагностики структурно-текстурних особливостей осадових порід приведе до вміння визначати умови утворення осадових порід за їх будовою.

Завдання 1. Ознайомитися з класифікаціями структур осадових порід. Відобразити в табличній формі структури осадових порід та їх розмірність. Визначити структури осадових порід за наданими зразками з навчальних колекцій.

Завдання 2. Ознайомитися з класифікацією текстур осадових порід за морфологічними ознаками. Відобразити в табличній формі групи, типи та види текстур за морфологічними ознаками. Користуючись складеною таблицею визначити текстури осадових порід за наданими зразками з навчальних колекцій.

Хід роботи:

Завдання 1. Структура породи визначається розміром, формою, орієнтацією часток і мірою кристалічності речовини. За структурними ознаками можна визначити умови вивітрювання материнських порід, швидкість та тип середовища переносу уламкового матеріалу, а також його абразивність, динаміку осідання, умови перетворення осадів у осадові породи, цементації осадів та перекристалізації осадових порід.

Головні структурні ознаки осадових порід – розмір, внутрішня будова та ступінь обкочення й орієнтація морфотворних компонентів, ступінь кристалічності та будова цементу або колоїдного й соляного осадку.

Структури можуть формуватися у процесі седиментогенезу (первинні структури), а також в процесі перекристалізації породи або окремих її складових (вторинні структури).

До **первинних** структур відносяться такі, що пов'язані із зміненням аеро- та гідродинаміки середовища при осадженні уламкового та колоїдного осадку в межах території осадконакопичення, а також при кристалізації розчинених солей із пересичених розчинів при їх остиганні або випаровуванні.

За ступенем кристалічності виділяються *аморфні, скритокристалічні та кристалічнозернисті* структури.

За реліктовими формами залишків простіших та водоростей, черепашок або кістяків, а також рослинних решток визначаються так звані *біоморфні* структури за видовою або родинною назвою організмів, що їх формують.

Найпоширенішими структурами є такі, що визначають розмір та ступінь сортованості уламків.

Серед **вторинних (постседиментаційних)** структур найпоширенішими є структури *заміщення, перекристалізації та бластезу*. За своїми параметрами вони нічим не відрізняються від структур метаморфічних та метасоматичних порід.

Класифікація за абсолютним та відносним розміром.

Структури уламкових порід. У теригенно-уламкових породах за розміром уламків порід, мінералів або органогенних решток виділяють «чисті» *псефітову, псамітову та алевритову* та «змішані» *псаміто-псефітову, псефіто-псамітову, алеврито-псамітову, псаміто-алевритову, мікститову* та інші структури. У межах одного гранулометричного типу «чисті» структури поділяються на рівномірні фракції від грубих до тонких. У класі псефітів за обкатаної форми уламків виділяються валуни (>20 см), галька (20-1 см), гравій (1 см-2 мм). За кутастої форми – брили (>20 см), щебінь (20-1 см) та жорства (1 см-2 мм). Відповідним чином формується і назва структури: валунна або брилова, галькова або щебенева, гравійна або жорствяна.

Суміші фракцій (наприклад, грубих та середніх, або крупних та дрібних) утворюють *нерівнозернисті* структури, такі, наприклад, як «нерівнозерниста середньо-дрібнозерниста псамітова структура».

У **органогенно-уламкових** породах карбонатного та кременистого складу також виділяють *органогенно-уламкові*,

або *детритусові* структури. Ці породи складаються зазвичай із обкочених уламків органічних решток різної величини: *грубоуламкові* (черепашкові) $>2\text{мм}$; *крупноуламкові* – $2-0,5\text{ мм}$, *середньоуламкові* – $0,5-0,25\text{ мм}$, *дрібно уламкові* – $0,25-0,05\text{ мм}$, *тонкоуламкові, або шламіві* – $<0,05\text{ мм}$.

Структури *вулканогенно-уламкових* порід. У туфах, туфітах та туфопородах, що характеризуються розміром зерен менше 2 мм , виділяються *попілові*, від $2\text{ до }50\text{ мм}$ – *лапілієві*, більше 50 мм – *бомбові* структури.

Структури глинистих порід. У глинистих породах за розміром часток виділяють структури:

1) *грубопелітову* – $0,005-0,001\text{мм}$; 2) *крупнопелітову* – $0,001-0,0005\text{мм}$; 3) *дрібнопелітову* – $0,0005-0,0001\text{мм}$; 4) *псаміто-пелітову* – $<0,005\text{ мм}$, присутні зерна розміром $1-0,05\text{мм}$; 5) *алеврито-пелітову* – $<0,005\text{ мм}$, присутні зерна розміром $0,05-0,005\text{мм}$.

Структури колоїдогенних та хемогенних порід. У колоїдогенних породах поширені колоїдальні ($<0,0001\text{мм}$) структури: *аморфні, коломорфні (натічні), аморфні згусткові, аморфні лапати, незернисті, безструктурні та криптокристалічні*. Кристалічнозернисті хемогенні породи можуть мати залежно від ступеня розкristалізації *мікрористалічну* ($0,005-0,05\text{мм}$), *дрібнокристалічну* ($0,05-0,25\text{мм}$), *середньокристалічну* ($0,25-0,50\text{мм}$), *крупнокристалічну* ($0,50-1,00\text{мм}$), *грубокристалічну* ($1,00-2\text{мм}$) та *гігантокристалічну* ($>2\text{мм}$) структури.

Структури за відносним розміром. Залежно від співвідношення різних кристалічних фракцій у породах виділяються *рівнозернисті та нерівнозернисті* структури. Ідеально рівнозернистих порід загалом не існує. Вони всі складаються із компонентів різної розмірності. Якщо різниця в розмірах зерен незначна і не виходить за рамки однієї гранулометричної фракції породи повинні називатися *рівнозернистими*, а уламкові до того ж – *добре відсортованими*. Але найчастіше у природі спостерігаються породи, що складаються із суміші різних гранулометричних типів зерен. У цьому випадку дослідники виділяють переважаючу за кількістю

зерен фракцію, за якою визначають гранулометричний тип і структуру породи. Осадок, або осадова порода вважається *рівнозернистою* за умови, якщо більше 3/4 її об'єму складено зернами однієї фракції, *слаборізнозернистою* – при вмісті її від 3/4 до 2/3, і *середньорізнозернистою* – від 2/3 до 1/2. Якщо ні одна фракція не міститься у кількостях більших за половину, *переважаюча фракція не визначається*. Відповідно уламкові породи називаються *добре, середньо, погано відсортованими та невідсортованими*.

Класифікація структур перекристалізації та бластезу

При перекристалізації теригенно-уламкових порід відбувається взаємодія речовини уламків із мінералами цементу. За рахунок цих процесів можуть спостерігатися явища доростання уламків за рахунок матеріалу цементу (*регенераційна структура*), при реакційних взаємовідносинах - роз'їдання уламків (*корозійна структура*), при ущільненні речовини породи взаємопроникнення контактуючих зерен за механізмом "розчинення під тиском – переніс" (*інкорпораційна структура*).

Значною різноманітністю користуються вторинні структури перекристалізації хомогенних порід, що виникають внаслідок епігенетичних змін первинних кристалічнозернистих: *кристалобластичні, метасоматичні, катакластичні*. Названі структури близькі або тотожні структурам метаморфічних порід.

Глинисті породи, що були глибоко змінені в зоні метагенезу, характеризуються орієнтованими *агрегативно-сланцюватими* (частки розташовуються паралельно, своїми плоскими поверхнями перпендикулярно до напрямку стиснення) і *сегрегаційно-лінзовидно-смугастими* мікроструктурами (завдяки сегрегації кварцу, серициту, хлориту в вигляді невеликих лінзочок і смуг). При перекристалізації біогенних порід утворюються *реліктово-органогенні* структури. Вони складаються з мозаїки новоутворених кристалів (гранобластова структура) і містять тільки релікти органічних решток.

Класифікація за формою та будовою морфотворних компонентів

При описі структур дослідниками фіксуються усі індивідуальні особливості морфології зерен, а також характер їх поверхонь. *При первинній природі* овальності морфотворних компонентів колоїдогенних та іоннобіогенних порід виділяють *сферолітові, оолітові, пізолітові, псевдооолітові, бобові, конкреційні та онколітові* структури. *При вторинній природі* теригенно-уламкових породах – *необкачанозернисті та обкачанозернисті*. Якщо зерна представлені уламками морфотворних компонентів, то структури визначаються як *кластичні* з додаванням розміру та ступеня обкачування. При цьому, при формах уламків зі зглаженими краями структура приймає риси *конгломератоподібної*, а з вуглуватими формами – *брекчієподібної*.

У вулканогенно-кластичних породах за складом уламків виділяють *кристало-, вітро- та літокластичні* структури та їх комбінації. Ці означення структур використовують у поєднанні із розміром зерен.

За характером часток та їх орієнтації в глинястих та гідрослюдистих породах розрізняють *безладнозернисті, паралельноорієнтовані, волокнисті та лопаті* структури.

Типізація та класифікація структур цементу теригенно-уламкових порід

Теригенно-уламкові породи окрім структурних характеристик, що визначаються розміром та характером уламків, мають додаткові параметри, пов'язані із просторовим та процентним співвідношенням їх із цементом, або матриксом (для грубоуламкових порід). Ці співвідношення визначаються типом цементації:

базальний – цементу 40-50%, уламкові зерна не стикаються один з одним, відстань між зернами більше радіусу морфотворних зерен;

відкритий поровий – цементу 30-40%, він виповнює міжзерновий об'єм породи, уламкові зерна не контактують між собою, але відстань між ними як правило менша за їх радіус;

закритий поровий – цементу 30-20%, він заповнює пори в породі, уламкові зерна контактують між собою;

неповний поровий – неповне заповнення цементом порового простору;

контурний, або плівковий – цементу 5-8%, він облямовує зерна по контуру, залишаючи незаповненим центральну частину міжзернового простору – власне вільну пору;

преривчастий контурний – цемент спостерігається у вигляді ізольованих примазок та згустків на поверхні зерен, часто переходить у цемент дотику, якщо фрагменти цементу зберігаються тільки в точках дотику зерен, пори не заповнені;

контактний, або дотику – цементу мало і присутній він на контакті зерен, пори не заповнені.

Для об'єктивної характеристики самого механізму цементації виявилось за доцільне доповнити типізацію цементу також параметрами його розподілу в об'ємі породи: 1) *суцільний рівномірний*; 2) *суцільний нерівномірний*; 3) *несуцільний*; 4) *плямистий*; 5) *острівний*; 6) *точковий*.

За мінеральним складом цемент уламкових порід поділяють на: 1) *мономінеральний (карбонатний, опаловий, фосфатний, залізистий тощо)*; 2) *бімінеральний (глинисто-карбонатний, каолінит-монтморилонітовий, монтморилоніт-гідрослюдястий тощо)*; 3) *полімінеральний (коли у складі цементу виявляється три і більше мінералів)*.

Відобразити в наступній табличній формі структури осадових порід та їх розмірність.

Таблиця 1

Структури осадових порід та їх розмірність

Назва структур	Розмір уламків (мм)
----------------	---------------------

Завдання 2. *Текстура породи* відображає просторове розташування її складових частин, а також спосіб заповнення простору. Вивчивши текстуру можна визначити особливості накопичення осаdkу та умови як його перетворення при діагенезі так й існування породи в умовах земної кори.

Класифікація за морфологічними ознаками. За цими ознаками можна виділити групи, типи і види текстур і визначити їх підпорядкованість.

Текстури, що виникли в осаді, фіксуються як в особливостях внутрішньої будови порід, так і на поверхнях нашарування. Відповідно до цього вони поділяються на **дві основні групи**: *внутрішньопластові текстури і текстури поверхонь напластування*. Тектурні особливості порід можуть формуватися як результат життєдіяльності організмів (*біогенні типи текстур*), а також під впливом середовища осадконакопичення (*абіогенні типи текстур*).

Види внутрішньопластових абіогенних текстур

Текстура нешарувата (невпорядкована) характеризується безладним (невпорядкованим) рівномірним розподілом в об'ємі часток, що складають породу. Цю текстуру мають найрізноманітніші породи – глини, алевроліти, пісковики, вапняки тощо. Виникає при незмінному, рівномірному режимі осадонакопичення.

Текстури шаруваті – найбільш поширені текстури осадкових порід. Під цими текстурами розуміється неоднорідність осадкових порід в розрізі по вертикалі. Шаруватість в осадкових породах може виражатися пошаровою зміною мінерального складу матеріалу, що формує породу, зміною структури осадкового матеріалу або його текстури.

Причиною виникнення шаруватості осадкових порід є зміна тектонічного режиму впродовж процесу осадонакопичення. Іншими чинниками, що впливають на характер шаруватості осадків, можуть бути: періодичні зміни клімату, посилення або ослаблення життєдіяльності організмів, які осаджують карбонатний, фосфатний або кременистий матеріал, тимчасові потоки, бурі й шторми, а також виверження вулканів. Формування шаруватості порід не обмежується процесом седиментогенезу, але продовжується при дії катагенезі. Різне ущільнення порід під тиском нагромаджених більш молодих осадків, формування різних аутигенних мінералів (цементация порід) в окремих інтервалах розрізу підкреслює і посилює шаруватий характер осадкових товщ.

Морфологія шаруватих текстур надзвичайно різноманітна. Різні дослідники виділяють десятки відмін шаруватості. Однак всі вони можуть бути об'єднані в три основних підвиди: 1) горизонтально-шаруваті текстури; 2) хвилясто- і лінзовидно-шаруваті текстури; 3) косо-шаруваті текстури.

Текстура сланцювата виникає в глинистих, піщано-алеврито-глинистих та інших породах при катагенезі і особливо в умовах метагенезу під впливом стресу. При цьому масовий розвиток однакової орієнтації лусок гідролуїди, серициту й інших мінералів в породах призводить до виникнення сланцюватості. Осадкові породи, особливо сланцюваті аргіліти і глинисті сланці, легко розколюються на паралельні листочки, пластинки або плитки відповідно кліважній сланцюватості, яка часто не співпадає з первинним нашаруванням порід.

Текстури щільні й текстури пористі. При формуванні більшості осадових порід між частками, що їх складають (уламковими зернами, раковинами організмів тощо), зберігаються пустоти (пори). Пустоти часто виникають при розчиненні або вилуговуванні окремих мінеральних компонентів породи в процесах діа- та катагенезу. Ємність пор і пустот породи досягає 25-30% її об'єму (рідко більше). Такі породи називаються пористими. Пористість порід має велике практичне значення, оскільки саме в порах і пустотах осадових порід можуть накопичуватися вода, нафта і природний газ, що утворюють великі промислові поклади. У тих випадках, коли всі пустоти в породі зайняті мінеральною речовиною, наприклад цементом, можна говорити про *щільну текстуру* породи. Іноді як синонім вживається термін «зливна текстура».

Текстури проникнення і зсуву пластичних осадків. У ряді випадків в осадових породах спостерігаються внутрішньопластові порушення горизонтальної шаруватості, які являють собою в різній мірі гофровану або зім'яту шаруватість. Такі текстури утворюються при пластичному зсуві незатверділих осадків на дні басейну. Вони також спостерігаються в піщаних, алевритових, глинистих, карбонатних і інших осадках де більш грубий осадок

втискується (проникає) в більш древні пластичні незатверділі осадки. Текстури зсуву особливо характерні для осадків геосинклинальних зон. На континентальному схилі різкі градієнти глибини басейну утворюють ухили дна, сприятливі для підводного зсуву напіврідких осадків ще до моменту їх консолідації. Причинами підводного сповзання осадків часто є сейсмічні поштовхи.

Текстури орієнтованих уламків утворюються за рахунок накопичення уламків порід (іноді черепашок) в умовах інтенсивно рухомого середовища. Наприклад, річкові й морські конгломерати часто бувають складені гальками, що мають певну орієнтацію в просторі. Такі орієнтовані уламкові текстури дозволяють відтворювати як характер середовища при їх відкладенні, так і, у деяких випадках, напрямок переносу уламків.

Текстури сутуро-стилолітові спостерігаються найчастіше у вапняках і доломіті, значно рідше формуються в пісковиках, алевролітах і глинистих породах. *Стилоліти* – це зубцеподібні виступи верхнього шару у нижній шар. Площина розділення шарів, як правило, покрита плівкою глинистого матеріалу. Стилолітові виступи мають більш-менш паралельну штриховку бічних поверхонь, що є слідами ковзання або втискування (проникнення). Висота «зубців», як правило, не перевищує 1-10 см, а довжина швів може досягати багатьох метрів. Стилоліти звичайно більш або менш паралельні площині напластування порід, проте можуть бути похилими або навіть перпендикулярними до шаруватості.

Сутурами називають гострокутні дрібнозубчасті виступи та западини малої амплітуди, що спостерігаються на розколах деяких вапняків, мергелів та інших порід. Такі сутури пов'язані зі стилолітами поступовими переходами, різниця між ними полягає лише в різній мірі розвитку «зубчатості». Поверхні, що носять гостробугристий характер називаються сутурними, а при появі стилолітів – сутуро-стилолітовими.

Текстура фунтикова ("cone-in-cone") спостерігається в малопотужних (до 20-30 см) шарах, також в караваєподібних і лінзовидних конкреціях вапняку, глинистого вапняку або мергелю, що залягає серед глинистих або вапнянисто-глинистих порід.

Фунтикова текстура є системою вкладених один в один порожнистих конусів. Тонкі стінки цих конусів часто мають гофровану або пloidчасту будову. Їх «стоси» тісно притиснуті один до одного, утворюючи суцільну фунтикову поверхню. Ця текстура часто схожа на фауністичні залишки, з якими її не можна плутати. Формування фунтикової текстури пояснюється перекристалізацією кальциту в процесах катагенезу під впливом тиску порід, що залягають вище.

Види внутрішньопластових біогенних текстур

Внутрішньопластові текстури, що мають біогенне походження, зустрічаються значно рідше, ніж абіогенні. Серед них виділяється багато різновидів.

Найчастіше зустрічаються *текстури ходів черв'яків-мулоїдів*, які є округлими або овальними у поперечному перетині трубками, що звичайно химерно згинаються і перетинають осадок (породу) у самих різних напрямках. Ходи черв'яків-мулоїдів спостерігаються в різних породах: глинисто-алевритових, піщаних, карбонатних тощо. Вони можуть бути заповнені або цим же осадком, або осадком із шарів, що залягають вище або нижче. Загалом черв'яки-мулоїди мешкають на різних глибинах, тому використання цих текстур для визначення глибин басейну осадконакопичення значною мірою обмежене.

Текстури проникненням кореневища рослин, мають різний вигляд. Коренева система рослин перетинає шаруватість осадків по вертикалі, утворюючи своєрідну текстуру проникнення або протикання. Такі текстури особливо часто спостерігаються в вугленосних відкладах, де вони приурочені до ґрунту вугільних пластів.

Види абіогенних текстур поверхонь нашарування

Текстури знаків брижів. Знаки брижів є рядами прямих або зігнутих, більш або менш паралельних валиків, що в плані

інколи перехрещуються. Вони утворені водними течіями або хвилюванням (а також вітром), на поверхні осадку. Приуроченість знаків брижів до покрівлі, а їх зліпків до підошви пластів, дозволяє судити про нормальне або перевернене залягання шарів. Текстури знаків брижів поділяються на: хвильові брижі, брижі течій, еолові брижі.

Хвильові брижі виникають під дією хвиль у мілководних зонах морських і озерних басейнів.

Брижі течій утворюються в мілко і дуже глибоководних частинах басейнів, а також в зоні дії морських та озерних течій.

Еолові брижі виникають на поверхні пісків морського узбережжя і пустель під дією вітру. Форма валиків брижів непостійна. Вони звичайно зігнені, асиметричні, мають пологий схил, звернений назустріч вітру. У викопному стані практично не спостерігаються.

Текстури струменів течії. На поверхні мулових осадків у зоні течій або струмків можуть виникати невеликі поглиблення - вимоїни. У викопному стані зберігаються зліпки таких вимоїн (жолобків), що спостерігаються на нижній поверхні (підошві) шарів піщаних, алевритових і, рідше, карбонатних порід. Ці зліпки мають форму конусоподібних валиків, часто гіллясто розгалужених виступів за рахунок заповнення вимоїн більш молодим осадком.

Текстури тріщин усихання. На поверхні нашарування глинистих і алевритових порід, мергелів та глинистих вапняків іноді спостерігаються сліди розтріскування поверхні осадка внаслідок його всихання на суходолі. Тріщини всихання, перетинаються між собою, ділять поверхню пласта на різні по розмірах неправильні полігональні ділянки. Ширина таких тріщин коливається від 0,5-1,0 до 2-3 см, глибина – від декількох міліметрів до декількох сантиметрів. На поверхні пластів тріщини всихання заповнюються піщано-алевритовим матеріалом. На нижній поверхні пластів, що перекривають породи з тріщинами всихання, нерідко утворюються ребристі виступи (зліпки з тріщин), складені матеріалом пласта, що покриває. Наявність тріщин усихання вказує на перерву в

осадконакопиченні, а також на те, що в процесі осадкоутворення поверхня пласта періодично осушувалася і опинялася на повітрі.

Текстури проникнення і сповзання осадків. При зсуві незатверділих, напіврідких осадків відбувається не тільки утворення внутрішньопластової пloidчатості, або мікроскладчатості, але й формування на поверхні осадків, що сповзають, округлих язикоподібних, неправильно-горбкуватих валикових форм та «зморшок».

Текстури відбитків крапель дощу, кристалів солі, льоду тощо описані в літературі і є досить рідкісним явищем. Поява їх свідчить про періодичний вихід осадку на денну поверхню або про його накопичення на дуже невеликій глибині.

Види біогенних текстур поверхонь напластування

Серед слідів, залишених на поверхнях нашарування порід різними організмами і які виявляються у викопному стані, найбільше поширення мають сліди життєдіяльності тварин, що повзають на поверхні осадків, і насамперед ходи черв'яків. Сліди черв'яків являють собою борозенки або валики, часто численні, що вигадливо (хімерно) переплітаються поміж себе, які і є *текстурами ходів організмів-мулоїдів*.

Текстури слідів тварин і відбитків рослин. Сліди життєдіяльності тварин, включаючи відбитки лап ящерів, птахів тощо, є також рідкісними знахідками.

Види криптогенних текстур поверхонь напластування

Герогліфи – це знаки нез'ясованого походження на поверхні осадків. Такі, як, наприклад, горбкуваті утворення різної форми і розмірів, досить великі орієнтовані валики і ряд інших текстур.

Відобразити в наступній табличній формі групи, типи та види текстур за морфологічними ознаками.

Таблиця 2

Найголовніші текстури осадкових порід за морфологічними ознаками

Групи текстур	Типи текстур	Види текстур
---------------	--------------	--------------

Практична робота № 2

Макроскопічний опис та методи досліджень уламкових порід

Мета. Набуття практичних навичок з ідентифікації та макроскопічного опису осадових порід. Ознайомлення з основними методами лабораторних досліджень уламкових порід.

Завдання 1. Детально ознайомитися зі схемою ідентифікації та макроскопічного опису осадових порід. За схемою описати надані викладачем зразки уламкових порід з навчальних колекцій.

Завдання 2. Ознайомитися з основними методами лабораторних досліджень уламкових порід. Коротко описати особливості кожного методу

Завдання 3. Ознайомитися з методами вивчення грубоуламкових порід. За заданими навчальними колекціями грубоуламкових порід визначити коефіцієнт обкатаності та форму уламків – коефіцієнт ущільненості по К.Уентворту, коефіцієнт ізометричності.

Хід роботи:

Завдання 1. Перш ніж приступити до вивчення зразків осадових порід і підготовки їх для детальних лабораторних досліджень необхідно їх добре оглянути візуально, при потребі за допомогою лупи або бінокюляра (безпосередньо в польових умовах чи при описанні керну).

При макроскопічному вивченні визначають:

- 1) назву породи;
- 2) забарвлення;
- 3) структуру;
- 4) текстуру;
- 5) мінеральний склад породи та цементу;
- 6) фізичні властивості;
- 7) наявність органічних та неорганічних включень;
- 8) вторинні зміни породи.

1. *Назва породи* визначається на основі прийнятої класифікації, при цьому користуються лінійкою для заміру зерен, окремих уламків.

2. *Колір, забарвлення.* Колір породи може бути зумовлений забарвленням зерен (наприклад, піски кварцові – білого кольору, польовошпатові – рожеві, глауконітові – зелені, магнетитові – чорні і т.д.).

Колір породи може бути пов'язаний і з домішками. Червоний, бурий, коричневий, жовтий кольори зумовлені, як правило, вмістом в породах гідратів оксиду заліза (лімоніту, гетиту, гідрогетиту і ін.). Зелений колір пов'язаний з наявністю мінералів, в яких є закисні форми заліза, (глауконіту, шамозиту, епідоту, хлориту). Сірі і чорні кольори часто залежать від вмісту в породі органічних речовин, сульфідів (піриту, марказиту, гідро трюїліту) та різних сполук марганцю.

3. *Структура* (див. практичну роботу №1) – характеризується розміром зерен і їх формою, а також ступенем відсортованості. Структура повинна бути досить точно визначена в полі, а також при візуальній діагностиці зразка, оскільки на цій ознаці базується назва породи, наприклад, "пісок", "гравій", "брекчія" і т.д. Для дрібноуламкових порід ця оцінка дається досить наближено і часто обмежується ступенем однорідності породи.

4. *Текстура породи* (див. практичну роботу №1). Виділяють текстури верхньої поверхні пласта (знаки брижів, тріщини всихання, відбитки крапель дощу, граду, гліптоморфози); текстури нижньої поверхні пласта – це різні гієрогліфи (біогліфи, механогліфи) і внутрішньо-пластові текстури, які відображають різні типи шаруватості. Шаруватість може бути: горизонтальна, коса, хвиляста. Виділяють також конкреційні та шкарлупуваті текстури, плитчасті, неупорядковані та масивні текстури.

5. *Склад породи.* Характеризується петрографічним та мінеральним складом уламкової частини та цементу. Склад уламкової частини дуже важливий, оскільки дає можливість встановити джерела зносу матеріалу.

Макроскопічно досить точно може бути вивчений склад грубоуламкових порід, оскільки вони складені крупними уламками. Гірше визначається мінералого-петрографічний склад пісковиків, особливо дрібнозернистих та алевролітів, глин. Необхідно при їх визначенні користуватися лупою.

Але нерідко і за її допомогою не вдається визначити всі компоненти присутні в породах і тоді приходиться обмежуватись визначенням типу породи, по можливості більш наближено, тобто виділяти породи олігоміктові та поліміктові, серед останніх – аркози, грауваки і т.д.

Олігоміктові – такі породи, які складаються на 95% з двох мінералів (кварц + слюди; кварц + польові шпати; глауконіт + кварц та інші комбінації мінералів).

Поліміктові (полімінеральні) породи складаються з декількох, досить часто – багатьох мінералів.

Поліміктові піщані та алевролітові породи поділяються на аркози та грауваки.

Аркозові піщані або алевролітові породи – це продукт руйнування переважно кислих магматичних порід, деколи з домішками лужних. Вони мають світло-сірий, жовтувато-сірий, рожевий колір, в мінеральному складі – кварц, польові шпати, слюди.

Грауваки складаються переважно з продуктів руйнування ефузивних магматичних порід основного та середнього складу, часто з уламками метаморфічних порід. Колір їх темний до чорного, темно-сірий, уламковий матеріал слабо відсортований.

Після того, як визначені всі складові компоненти породи, необхідно їх описати. Починають з головних і закінчують акцесорними мінералами.

Краще групувати ці компоненти за спільними ознаками, наприклад: «уламки мінералів і уламки порід», «уламки ефузивів», «уламки вапняків», «уламки осадових порід» і т.д.

Опис повинен бути систематизованим, однотипним і повним.

Цемент присутній в більшості уламкових порід і є їх важливою складовою частиною, що зумовлює міцність, щільність та інші фізичні властивості породи. Візуально

вивчити цемент не завжди вдається, особливо в дрібнозернистих породах, але необхідно старатись і вивчати цемент найповніше. Для цього користуються лупою, зрізами, пришліфовками, змочують породу водою, соляною кислотою і т.п.

За мінеральним складом розрізняють найчастіше такий цемент:

- 1) глинистий;
- 2) карбонатний;
- 3) кремнистий;
- 4) залістий і т.д.

Цемент може мати змішаний характер: глинисто-карбонатний, гіпсово-ангідритовий і т.д.

Типи цементу за співвідношенням уламкової частини і цементуючої речовини розрізняють в шліфах.

6. *Фізичні властивості.* До них відносяться міцність, щільність, пористість і т.д. Ці властивості визначаються при ударі, змочуванні водою, вивченні за допомогою лупи, бінокуляра.

7. *Неорганічні включення.* До них відносять наявність конкрецій, а також включень, відмінних від самої породи, необхідно описати склад цих конкрецій та включень, вказати їх розмір, характер розподілу в породі.

8. *Органічні залишки.* Це розсіяний гумус, обривки листя, стебла рослин, а також залишки та відбитки фауни. Необхідно описати речовинний склад, стан збереження, розміри, умови захоронення та кількість органічних решток.

9. *Вторинні зміни породи.* До них відноситься закам'яніння та зкремніння, доломітизація, озалізнення, а також сланцюватість, зумовлена процесами метаморфізму, тріщинуватість (тріщини окремої та тектонічні).

Польові візуальні визначення бувають більш-менш правильними, але не завжди достатніми. Так, наприклад, дрібнозернистий пісок з домішками піску крупного та середнього, може бути описаний як середньозернистий, суглинок можна прийняти за глину і т.д. Тому польові дослідження завжди коригуються і уточнюються при лабораторних дослідженнях та аналізах.

Завдання 2. Головним завданням лабораторних досліджень є:

1) Визначення якісного і кількісного мінерального складу осадових порід, текстур, структур і на цій основі уточнення назви породи.

2) Оцінка осадових порід, як корисних копалин, або їх окремих складових компонентів, якщо вся порода не є корисною копалиною.

Методи вивчення піщаних та алевритових порід

Піщано-алевритові породи утворюються в самих різних умовах, є об'єктом розробки і як самостійні корисні копалини (наприклад будівельні матеріали), так і породи, що містять алмази, золото, бурштин, каситерит тощо. Пісковики (іноді алевроліти) містять найбільші нафтові і газові родовища. Таким чином, успішні пошуки і розвідка багатьох корисних копалин вимагають вивчення умов утворення піщано-алевритових порід, їх складу, характеру зміни їх властивостей і особливостей по площі і розрізу і ряду інших питань.

Методи вивчення піщано-алевритових порід різноманітні. Їх спочатку вивчають та описують макроскопічно, наступним кроком застосовують відповідні лабораторні методи залежно від поставлених завдань. Ознайомимося з основними методами лабораторних досліджень

Гранулометричний аналіз порід

За допомогою гранулометричного аналізу здійснюється точне визначення кількості уламкових часток різного розміру, присутніх в породі. Аналіз складається з трьох стадій: 1) підготовка зразка до аналізу; 2) проведення самого аналізу; 3) обробка і зображення результатів аналізу (розглянемо при виконання практичної роботи №3).

Підготовка зразка до аналізу

Це дуже важлива, але не завжди обов'язкова стадія механічного аналізу: рихлі (сипучі) піски та інші уламкові породи можна аналізувати без підготовки.

Більшість геологів мають справу з породами зцементованими, які попередньо повинні бути підготовлені до механічного аналізу шляхом руйнування цементу, тобто

дезінтегровані. Підготовка полягає не тільки в дезінтеграції зцементованих порід. Часто навіть сучасні осадки потрібно попередньо обробляти кислотами або іншими реагентами, звільнюючи їх від карбонатів та іншого седиментаційного матеріалу (органогенного, хемогенного), який не є механічним осадом. Зокрема, рихлі піски часто бувають забруднені сполуками заліза, марганцю та інших елементів, які покривають поверхню зерен тонкою плівкою від якої необхідно позбутися, бо вона буде заважати в подальших мінералогічних дослідженнях.

Характер і спосіб підготовки зразка до аналізу залежить від міцності породи, складу і кількості цементу, мінерального складу, фізичної міцності і хімічної стійкості уламків та зерен, а також від поставлених завдань дослідження.

Якщо цемент не вдається зруйнувати то гранулометричний аналіз приходиться робити відносними методами (візуально або у шліфах).

Прямі методи гранулометричного аналізу проводяться найчастіше розсіюванням на ситах та відмучуванням (відмиванням) у воді, відносні базуються на візуальній оцінці гранулометричного складу, на вимірюванні та підрахунку зерен у шліфах та препаратах (мікроскопічний метод та інші).

Ситовий аналіз є досить простою операцією розсіювання проби на ситах з певною величиною отворів. Він застосовується для аналізу галечників, гравію, піску, тобто для виділення фракцій більших 0,1 мм. Цей метод застосовується також для алевролітових та глинистих порід у комбінації з різними методами відмучування. Існує декілька типів наборів сит. Найбільш поширеним у геології є стандартний набір сит з отворами діаметром 2; 1; 0,5; 0,25; 0,1 мм.

Кількість проби для аналізу різна для різних порід:

50 г – для піщано-алевритових порід;

100 г – для грубозернистих пісків з гравієм;

500-600 г – для аналізу теригенної складової карбонатних порід (в залежності від вмісту нерозчинного залишку).

Для просіювання сита збирають у колонку, в якій знизу вгору послідовно збільшується розмір отворів. Знизу підставляють піддон, а зверху одягають кришку. Просіювання ведуть вручну, або на спеціальній машині – ротаті. Час просіювання вибирають довільно: через 10 хвилин знімають сито 0,1 мм і на чистий лист паперу просівають окремо. Якщо через сито пролітають зерна, то просіювання необхідно продовжити. Для порівняння результатів різних зразків просіювання необхідно проводити в однаковий час. Як правило, ручне просіювання продовжують 15 хвилин, механічне – 10 хвилин.

Після просіювання фракції, що залишились на ситах, висипають на окремі листи паперу (сита прочищають щіткою) і зважують на вазі. Відтак фракції збирають у пакети, на яких записують номер зразка, розмір фракції (від величини отвору поперечного сита до розміру отвору даного, з якого зібрана фракція) і її вагу.

Якщо приходить ся вивчати щільні і міцні пісковики та алевроліти, то досить важко застосовувати вищезазнані методи гранулометричного аналізу і розмір зерен визначається у шліфах. Цей метод полягає у вимірюванні діаметра уламкових частинок за допомогою окуляра мікроскопа.

Завдяки гранулометричному аналізу є можливість розділити породу на складові фракції за розміром зерна, а це можна використати для подальших мінералого-петрографічних досліджень.

Вивчення порід в петрографічних шліфах

Дослідження порід в шліфах, за допомогою поляризаційного мікроскопа при збільшенні в декілька десятків разів, дозволяє отримати відомості щодо їх мінерального складу та структурних особливостей.

Мінералогічний аналіз порід

У задачу вивчення уламкових, алотигенних мінералів порід входить дослідження не тільки породоутворюючих мінералів, що складають основну частину уламкових порід (насамперед, кварцу і польових шпатів), але і акцесорних мінералів, що складають в породі незначну домішку, яка

надзвичайно важлива для визначення умов їх накопичення, міграції та акумуляції.

При утворенні різних магматичних, метаморфічних або осадових порід формуються специфічні, характерні для цих порід мінерали. Зазначаючи потім процесів денудації, перенесення і відкладення, вони можуть входити до складу уламкових порід, що утворюються. Виявивши такі мінерали в уламкових породах, ми можемо визначити характер материнських порід, за рахунок руйнування яких сформувалися піщано-алевритові породи. Важливу роль при цьому грає вивчення акцесорних мінералів, присутніх в уламкових породах, як вже вказувалося, у вигляді незначної домішки. Як правило, акцесорні мінерали характеризуються підвищеною щільністю (вона звичайно перевищує 2800 кг/м^3) і виділяються під назвою мінералів важкої фракції.

Найбільш багата різними мінеральними видами і тому звичайно служить об'єктом вивчення фракція, що містить уламкові зерна, розмір яких змінюється від 0,05 до 0,25 мм. Заздалегідь фракцію ділять на дві частини: легку з густиною меншою за 2800 кг/м^3 і важку, густина мінералів якої перевищує 2800 кг/м^3 .

Після розділення з отриманої важкої фракції за допомогою звичайного магніту і електромагніту витягуються мінерали, що входять в магнітну і електромагнітну частини важкої фракції. Такий дрібний поділ значно полегшує вивчення отриманих важких мінералів.

Мінерали легкої і важкої фракцій визначаються під мікроскопом за допомогою вивчення їх основних оптичних констант.

Шляхом статистичного підрахунку (від 300 до 500 зерен) визначається мінеральний склад важкої фракції, що необхідно для характеристики складу порід, що складають джерела зносу уламкового матеріалу, і розв'язання важливих питань стратиграфічного розчленування і зіставлення розрізів відкладів, особливо позбавлених фауністичних залишків (так званих німих товщ).

Завдання 3. Для псефітів макроскопічні дослідження більш важливі ніж мікроскопічні, оскільки багато структурних (розмір зерен, їх форма, відсортованість) і текстурних (орієнтування уламків, склад уламків) ознак добре спостерігаються візуально, і не можуть через крупність уламків детально вивчатись під мікроскопом чи бінокляром. Також характер поверхні уламків в ряді випадків несе інформацію, що допомагає розшифровувати генезис порід. Важливо виявлення дряпин, штриховки і «шрамів» на поверхні уламків, які вказують на їх перенесення рухом льоду. Навпаки гладенька поверхня свідчить про перенесення водними потоками.

Визначення гранулометричного складу породи, тобто відносного вмісту в ній уламків різного розміру, можна проводити або шляхом підрахунку числа уламків, що відносяться до різних класів за розміром, або шляхом просіювання проби на великих ситах і зважування уламків, що затрималися на відповідних ситах.

Вивчення форми уламків. Визначення обкатуваності бажано провести по розмірних класах, визначаючи для кожного класу процент або хоч би переважання уламків різної обкатуваності.

Найпростіший метод визначення обкатуваності зерен – використання п'ятибальної шкали трафарету, на якому показані силуети уламків (рис.1). Зовсім необкатувані уламки з гострими кінцями оцінюються балом 0, котрі мають первинну форму і лиш трохи заокруглені кути і ребра – балом 1, зерна зі згладженими ребрами, в обрисах яких ще спостерігаються прямолінійні форми, – балом 2, добре обкатувані, зі слідами первинної форми – балом 3, ідеально обкатувані, сферичної форми – балом 4.

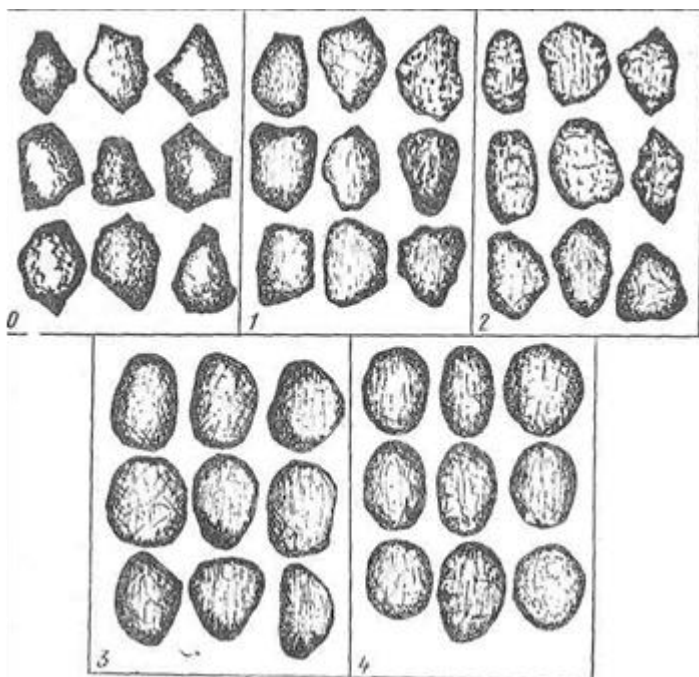


Рис.1. Шкала для визначення обкатаності уламків: 0, 1, 2, 3, 4 – бали обкатаності.

Для уламків кожної фракції гальки приблизно одного розміру можна розрахувати коефіцієнт обкатаності, виведений із 50-100 визначень по формулі:

$$K_0 = 0N_0 + 1N_1 + 2N_2 + 3N_3 + 4N_4 / \sum N \times 25,$$

де $N_0, N_1, N_2, N_3, 4N_4$ – число зерен за балами обкатаності;

0, 1, 2, 3, 4 – бали обкатаності згідно з трафаретом;

N – загальна кількість уламків, які оцінювалися за трафаретом.

Під час виконання завдання слід візуально оцінити підряд всі уламки (кількість їх коливається в межах від 50 до 100 зерен) і визначити їх бал. Потім перерахувати кількість зерен кожної групи обкатаності і помножити на їх бал, а суму множень (див. формулу) поділити на загальну кількість визначених зерен. Для

вираження обкатаності в процентах частку від ділення помножити на 25.

Форма уламків (ущільненість, ізометричність, сферичність) характеризується за допомогою різних коефіцієнтів. Коефіцієнт ущільненості по К.Уентворту (тобто близькість їх до «млинцеподібної» форми) виражається відношенням: $K_u = (A+B)/2C$,

де А - довжина уламка; В – ширина (визначається в плані); С – товщина або висота (визначається в розрізі).

Коефіцієнт ізометричності виражається відношенням: $K_i = (A+C)/2C$.

Петрографічне вивчення. Петрографічний склад уламків доцільно вивчати по розмірних класах, визначаючи відносний зміст уламків окремих типів порід в кожному розмірному класі. Вивчення петрографічного складу уламків дозволяє реконструювати характер товщ материнських порід, які склали джерела зносу уламкового матеріалу, за рахунок руйнування яких і утворилися грубоуламкові породи, що вивчаються.

Практична робота №3 **Оформлення результатів досліджень уламкових порід**

Мета. Ознайомлення з методами відображення результатів гранулометричного аналізу. Інтерпретація даних гранулометричного аналізу в подальшому дає підстави робити висновки про умови нагромадження осадів.

Завдання 1. Дані заданого викладачем варіанту з табл.3 подати у вигляді індивідуальної таблиці результатів гранулометричного аналізу та визначити вміст фракцій у відсотках, за якими побудувати гістограму, криву розподілу, циклограму (за вибором – кругову чи об'ємну), кумулятивну криву.

Завдання 2. За побудованою кумулятивною кривою визначити Q_1 (перша квантиль), Q_2 (середній розмір або ж M_d –

медіана), Q_3 (третя квантиля) та S_0 (коефіцієнт сортованості). Побудувати трикутну діаграму.

Завдання 3. За результатами побудов і розрахунків визначити породу та її петрографічну характеристику.

Таблиця 3

Результати гранулометричного аналізу (вага фракцій, в г)

№ варіанту	Розмір зерен фракції, в мм						
	+1	+0,5	+0,25	+0,1	+0,01	< 0,01	Сума
1	2	3	4	5	6	7	8
1	1,45	12,00	26,80	7,22	1,67	0,86	50
2	1,02	1,73	9,11	27,60	8,52	2,02	50
3	0,94	3,10	4,70	9,80	13,26	18,20	50
4	1,09	2,50	3,40	14,80	21,40	6,81	50
5	1,85	3,80	6,54	34,80	2,30	0,71	50
6	0,98	3,33	13,55	23,70	6,80	1,64	50
7	0,68	18,54	24,36	3,08	2,66	0,68	50
8	6,65	28,40	12,12	1,82	0,76	0,25	50
9	0,51	1,85	2,57	29,70	14,70	0,67	50
10	1,06	3,70	37,40	7,12	0,40	0,32	50
11	1,93	3,49	4,90	39,40	0,20	0,08	50
12	1,14	1,68	8,40	9,30	29,20	0,28	50
13	2,95	13,98	28,20	4,15	0,45	0,27	50
14	0,80	1,91	8,80	27,55	10,40	0,54	50
15	4,77	11,30	17,68	14,60	1,15	0,50	50
16	0,44	2,38	11,62	26,25	4,60	4,71	50
17	0,38	1,29	2,80	17,13	27,76	0,64	50
18	3,60	11,40	30,00	3,30	0,55	1,15	50
19	0,42	1,50	2,68	12,50	26,00	6,90	50
20	1,09	8,80	26,96	10,40	1,58	1,17	50
21	5,20	27,90	7,02	8,70	1,00	0,18	50

Хід роботи:

Завдання 1. Гранулометричний аналіз полягає у визначенні в породі кількісного співвідношення зерен або уламків різних розмірів шляхом розділення їх на фракції.

Найпростішим методом точного і повного запису лабораторних даних гранулометричного аналізу є таблиці (табл.4).

Таблиця 4

Результати гранулометричного аналізу

Розмір зерен фракції (в мм)	+2	+1	+0,5	+0,25	+0,1	+0,01	< 0,01	Сума
Вага фракції (в г)	-	0,18	1,00	8,70	7,02	27,90	5,2	50
Вміст фракції (в %)	0	0,36	2	17,40	14,04	55,80	10,40	100

Розміри фракцій можуть позначатися по різному:

> 2, або 3 – 2, або +2 – це залишок на ситі № 2

2 – 1, або +1 – на ситі № 1

1 – 0,5, або +0,5 – на ситі № 0,5

0,5 – 0,25, або +0,25 – на ситі № 0,25

0,25 – 0,1, або +0,1 – на ситі № 0,1

0,1 – 0,01, або +0,01 – після сита № 0,1

< 0,01, або +0,001 – глинисті частки.

Розмір зерна більше 1 мм за десятиметричною класифікацією відповідає гравію, в таких випадках вміст фракцій на ситі №2 і № 1 сумується. Відповідно, розмір зерен більше 1 мм буде відповідати гравію; від 1 до 0,1 це пісок; від 0,1 до 0,01 мм – алеврит; менше 0,01 мм – пеліт.

Для більш наочного зображення результатів аналізу широко застосовують різні графічні способи: гістограми, криві розподілу, циклограми, кумулятивні криві та трикутні діаграми.

Гістограми (стовпчасті діаграми) будуються у прямокутній системі координат. По осі абсцис через однакові інтервали відкладають розмір фракцій у мм, а по осі ординат – процентний вміст фракцій (рис.2).

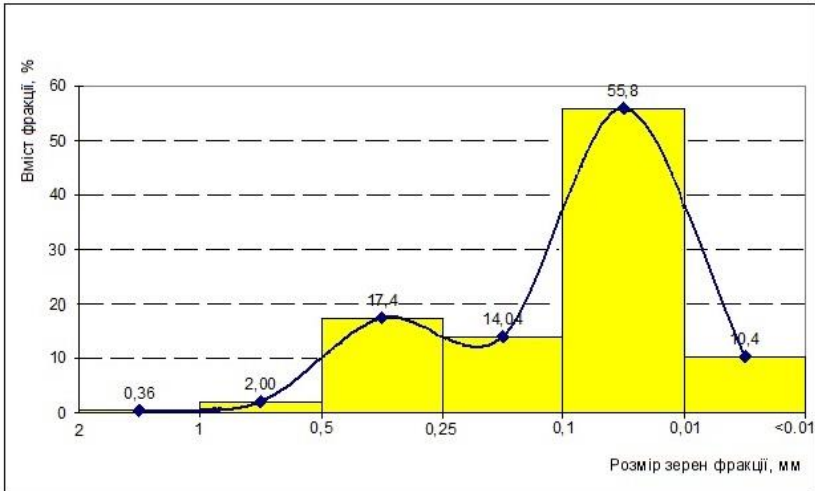


Рис. 2. Гістограма та крива розподілу фракцій уламкової породи.

За гістограмою визначаємо зернистість породи: якщо переважаюча фракція: 1-0,5 мм – пісок крупнозернистий, 0,5-0,25 мм – середньозернистий, 0,25-0,1 – дрібнозернистий, 0,1-0,01 мм – алеврит. Якщо переважають дві фракції, то спочатку вказується назва фракції з меншим, а потім з більшим процентним вмістом. У наведеному прикладі визначаємо, що взята для аналізу порода це алеврит (переважаючий вміст) із домішками піску дрібно-середньозернистого та пеліту (вміст незначний, але 5 більше відсотків). Можливі варіанти визначення – пісок крупно-середньозернистий (переважаючий вміст) із домішками алевриту і пеліту, пісок середньо-крупнозернистий (переважаючий вміст) із домішками алевриту і т.д.

Криві розподілу будують у тих же координатах, що і стовпчасті діаграми (рис.2). По осі абсцис так же відкладають розміри фракцій у мм, а по осі ординат навпроти середини кожного інтервалу ставлять точку, яка відповідає процентному вмісту фракції. По завершенні всі точки з'єднують плавною лінією і отримують криву розподілу.

Стовпчасті діаграми і криві розподілу дають наочну уяву про гранулометричний склад і ступінь однорідності породи. Різка кількісна перевага однієї із фракцій є ознакою однорідності породи і її відсортованості і, навпаки, приблизно рівний вміст окремих фракцій свідчить про неоднорідність і низьку відсортованість породи. На один графік можна нанести для порівняння декілька кривих розподілу, що є перевагою графіка з кривою розподілу над стовпчастими діаграмами. Гістограми, незважаючи на їх наочність, можна побудувати тільки один раз.

Циклограма (кругова чи об'ємна) будується (рис. 3 та рис.4) у вигляді круга, де окремий сектор відповідає вмісту (у %) окремо взятої фракції, вирахованої із розрахунку що 360° відповідає загальному (100 %) вмісту всіх фракцій (відповідно одному проценту на такому графіку відповідає дуга в $3,6^\circ$).

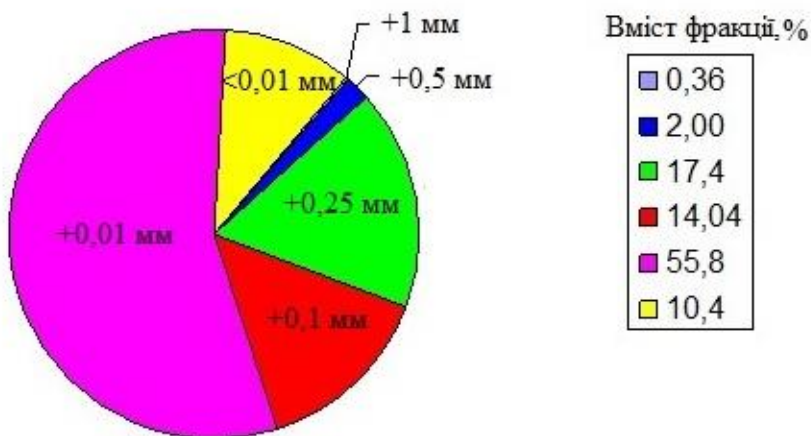


Рис. 3. Кругова циклограма гранулометричного складу уламкової породи.

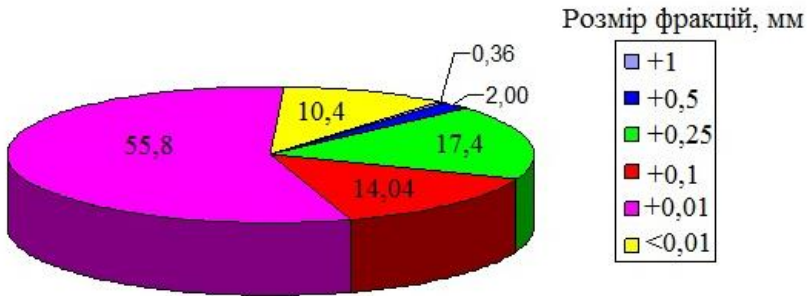


Рис. 4. Об'ємна циклограма гранулометричного складу уламкової породи

Кумулятивні (сумарні, наростаючі) криві використовуються для зображення одного аналізу і розрахунку деяких характерних гранулометричних коефіцієнтів. Найчастіше вони застосовуються при дослідженні піщаних та алевритових порід. Будуються вони також, як і гістограми, в прямокутних координатах, де по осі абсцис відкладаємо від'ємні логарифми діаметру фракцій, а по осі ординат – процентний вміст фракцій. (рис. 5).

Криві будують за принципом наростання. Тобто спочатку відкладають на осі абсцис процентний вміст найбільш грубої фракції (вміст фракції +1 в нашому прикладі складає 4%) і ставлять точку, а потім, додавши процентний вміст наступної за розміром фракції, отримують суму обох фракцій і визначають наступну точку графіка (в нашому прикладі це 40%). Далі додають по чергово кожну наступну фракцію і аналогічно відкладають відповідну точку. Точка ординати останньої фракції при правильній побудові знаходиться на рівні 100%. Всі точки з'єднуємо – кумулятивна крива побудована.

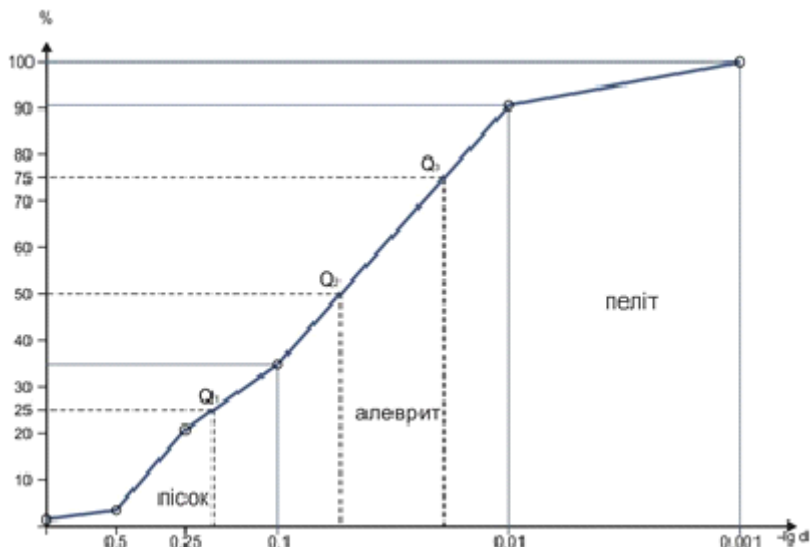


Рис. 5. Кумулятивна крива гранулометричного складу уламкової породи. Логарифмічний масштаб 1,0000:50 мм (50 мм відповідає одному порядку величини від 1 до 0,1; від 0,1 до 0,01; від 0,01 до 0,001; $1 \text{ мм} = -0,02$). Відстань від початку осі абсцис (де відкладаємо вміст фракції +1) до значення 0,5 дорівнює 15 мм; до 0,25 – 30 мм; 0,10 – 50 мм; 0,01 – 100 мм; 0,001 – 150 мм.

Завдання 2. Кумулятивні або наростаючі криві мають широке використання і для зображення складу уламкових порід і для визначення петрографічних коефіцієнтів, таких як середній розмір зерен (Q_2 , Md – медіана), коефіцієнт відсортованості (S_0), коефіцієнт асиметрії (S_K).

В цілому графічні методи розрахунку гранулометричних коефіцієнтів не дуже точні, що пов'язано з нанесенням на графік вихідних даних і визначення подальших необхідних даних з побудованої кумулятивної кривої. Проте вони швидко виконуються, що і сприяло їх широкому використанню. Найбільш простий – «метод кватилів» (розроблений Траском, 1932), який розділяє відділене кривою поле гранулометричних фракцій на чотири частини (в нашому випадку – три, оскільки відсутні частки фракції > 2 мм) дозволяє охарактеризувати

гранулометричні фракції за допомогою трьох значень – кватилей.

Для подальших досліджень з графіка кумулятивної кривої визначають наступні кватилі – Q_1 (перша кватиль), Q_2 (середній розмір, Md – медіана), Q_3 (третя кватиль), тобто розміри зерен або уламків, які за масою складають 25, 50 і 75% досліджуваної породи.

Для отримання кватилей проводять горизонтальні лінії через ординату на рівні 25, 50 і 75% до їх перетину з кумулятивною кривою, а з точки перетину опускають перпендикуляр до осі абсцис і відраховують відповідну кількість міліметрів (тобто кількість логарифмічних одиниць).

Наприклад (рис. 5):

$$Q_1 = 36 \text{ мм}; Q_2 = Md = 64 \text{ мм}; Q_3 = 86 \text{ мм}.$$

Оскільки $1 \text{ мм} = -0,02$, то при перемноженні отримуємо значення $\lg d$ для $Q_2 = -1,28$. За правилами логарифмічних обчислень перетворюємо це значення з від'ємного у додатне.

$$64 \times (-0,02) = -1,28 = -1,28 + 2 - 2 = 2,7200.$$

Щоб розрахувати діаметр частинок породи, слід взяти антилогарифми значень кватилей (можна за таблицями Брадїса). В нашому прикладі визначаємо антилогарифм числа 0,7200 з основою 10 за допомогою [онлайн калькулятора](#), що буде дорівнювати 5,25. Враховуємо логарифмічні перетворення і отримуємо 0,0525. Округлене отримане число і буде відповідати фактичному значенню Q_2 , тобто середній розмір зерен, які за масою складають 50% досліджуваної породи, відповідає 0,05 мм. Відповідно, наша порода це алеврит з середньостатистичною часткою $d = 0,05 \text{ мм}$.

Для визначення коефіцієнта сортування S_0 необхідно спочатку знайти значення Q_1 і Q_3 (аналогічно Q_2).

$$Q_1 = 36 \text{ мм} \times (-0,02) = -0,72 = -0,72 + 1 - 1 = 1,2800 = 0,1905 = 0,19 \text{ мм}$$

$$Q_3 = 87 \text{ мм} \times (-0,02) = -1,74 = -1,74 + 2 - 2 = 2,2600 = 0,182 = 0,02 \text{ мм}$$

Відповідно на рис. 5 зображена кумулятивна крива, для якої $Q_1 = 0,19 \text{ мм}$; $Q_2 = 0,05 \text{ мм}$; $Q_3 = 0,02 \text{ мм}$.

Коефіцієнт відсортованості (S_0) – характеризує ступінь однорідності уламкових зерен за величиною і вираховується відношення кватилей, відповідно, $S_0 = Q_1 / Q_3$.

Величина S_0 характеризує сортування породи. Якщо $S_0 = 1$ – це ідеально відсортована порода, тоді кумулятивна крива – пряма лінія. Якщо S_0 дорівнює 1,01-2,50 то це добре відсортована порода, якщо $S_0 = 2,50-4,50$ – середньо відсортована порода, якщо $S_0 > 4,50$ – погано відсортована порода.

Коефіцієнт відсортованості $S_0 = Q_1 / Q_3 = 0,19 / 0,02 = 9,5$.

Представлена порода погано відсортована ($S_0 > 4,50$).

Трикутні діаграми застосовують для трьох компонентів порід (піски, алеврити, глини). Кожна вершина трикутника, відповідає 100% вмісту однієї із трьох груп, у котрі попередньо об'єднуються досліджувані фракції. Як правило, в одну групу об'єднують піщані, в другу – алевритові фракції, а третю становить глиниста фракція. Якщо є гравій або галька, вони приєднуються до загальної піщаної фракції. Кожній вершині рівностороннього трикутника відповідає 100%-вий вміст одної із трьох груп фракцій, а на протилежних до вершин сторонах будуть розміщені точки з нульовим значенням відповідних груп.

Для нанесення аналізів на трикутну діаграму за допомогою лінійки по висоті від сторони трикутника (відповідає нульовому значенню) відкладають віддаль, яка відповідає вмісту даної групи фракцій, і проводять паралельну цій же стороні лінію. Аналогічно відкладають другу групу фракцій. У місці перетину цих ліній і буде лежати точка, яку будуюмо. Третьої координати для нанесення аналізу не потрібно. Для контролю правильності побудови графіка, як правило, відкладають і третю групу фракцій.

Трикутні діаграми застосовують для зіставлення результатів багатьох (десятки, сотні) аналізів (рис.6). Це основна перевага такого виду графіків перед раніше розглянутими. Кожному аналізу відповідає точка, координатами якої є вміст трьох груп фракцій.

Поля, в яких групуються результати досліджень уламкових порід, відображають особливості гранулометричного складу: для більш однорідних за розмірами уламків порід точки аналізів будуть зсунуті до відповідних вершин трикутника, для різнозернистих порід – ближче до центру.

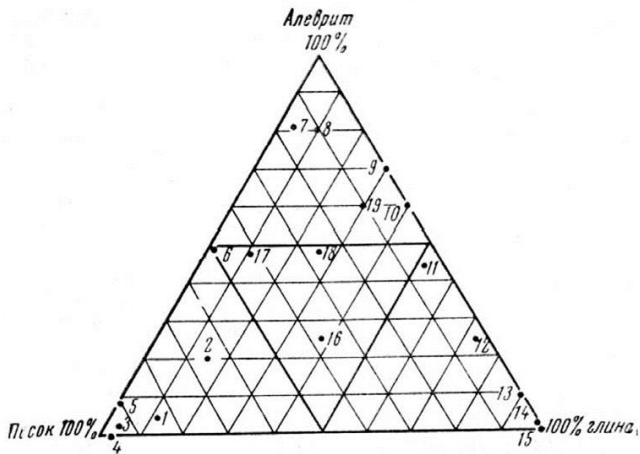


Рис. 6. Приклади нанесення аналізів на трикутну діаграму

Нанесемо на трикутну діаграму значення з таблиці 4. Вміст піску і гравію складає 33,8 %, алевриту – 55,8 %, пеліту – 10,4 %. За цими значеннями знаходимо відповідну точку на трикутній діаграмі (рис.7).

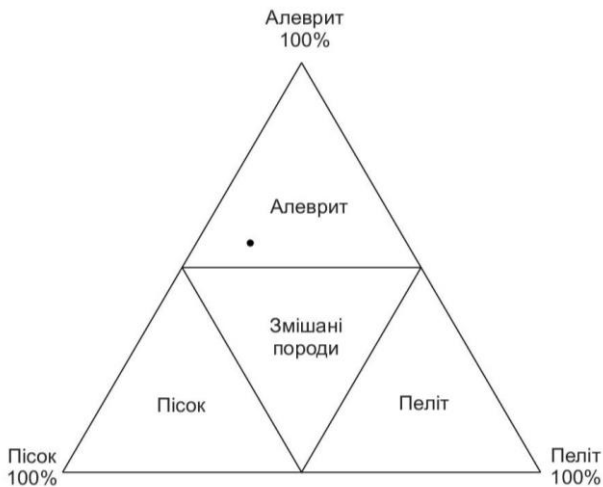


Рис. 7. Трикутна діаграма гранулометричного складу уламкової породи

Завдання 3. За результатами аналізу (табл. 4), за різними методами відображення результатів гранулометричного аналізу – гістограмою і кривою розподілу (рис. 2), циклограмами (рис. 3-4), кумулятивною кривою (рис. 5), трикутною діаграмою (рис.7) та визначеними середнім розміром зерен і коефіцієнтом відсортованості робимо **висновок**.

Взята для аналізу порода – алеврит глинистий, з домішкою піску дрібно-середньозернистого. Середній розмір зерен – 0,05мм. Порода погано відсортована.

Правильно виконана практична робота оцінюється за наступними критеріями: побудова таблиці – 1 бал, гістограми – 3 бали, кривої розподілу – 1 бал, циклограми – 3 бали, кумулятивної кривої – 3 бали, трикутної діаграми – 3 бали, визначення $Q(1, 2, 3)$ та So – 4 бали, висновок – 2 бали.

Практична робота №4 **Дослідження глинистих порід**

Мета. Ознайомлення з методами макроскопічних визначень глинистих порід, їх мінерального складу та проведення гранулометричного аналізу. Опанування навиків макроскопічного опису глинистих порід.

Завдання 1. Ознайомитися з різними групами глинистих порід. Використовуючи макроскопічні методи досліджень визначити, дослідити мінеральний склад та описати надані учбові зразки глинистих порід.

Завдання 2. Ознайомитися з основними принципами проведення гранулометричного аналізу глинистих порід та визначень глинистих мінералів за допомогою дифрактометра.

Хід роботи:

Завдання 1. До глинистих порід відносять тонкоуламкові породи – пеліти: глини, аргіліти, глинисті сланці, які складені > 50% глинистими мінералами. Займають проміжне положення між уламковими і хомогенними породами.

Глинисті породи досить складні і полігенетичні за генезисом. Це суміш мінералів, що утворилися на суші в корах вивітрювання та ґрунтах і були знесені в басейни седиментації, та мінералів, що виникли при розкristалізації колоїдів та осіданні частинок з істинних розчинів в басейнах седиментації.

Глинисті породи за фізико-хімічними властивостями і генезисом поділяються на три групи:

1) Безпосередньо глини з високою пористістю (50-60%) і більше, пластичні, при замішуванні з водою утворюють тісто, здатні зберігати форму. При випалюванні глини набувають твердості і міцності, що використовується в керамічній промисловості. Глини поглинають воду (добрі сорбенти) і значно збільшуються в об'ємі. При висиханні розтріскуються і розсипаються.

2) Аргіліти – спресовані, зцементовані глини.

3) Метаморфізовані глинисті породи – сланцюваті аргіліти, глинисті, аспідні, філітоподібні сланці.

За мінеральним складом розрізняють мономінеральні (каолінітові), олігоміктові (переважно із двох мінералів) і полімінеральні глини і глинисті породи. Крім того, в усіх фракціях глин можуть бути неглинисті мінерали: карбонати, (кальцит, сидерит, доломіт), сульфати (гіпс, ангідрит, барит, целестин, ярозит, алуніт), фосфати, сульфіді заліза (пірит, марказит), оксиди марганцю, хлориди. Як правило, в глинистих породах є домішки кварцу та польових шпатів.

При макроскопічних дослідженнях визначають:

1. Водно-фізичні властивості глин – розмокання і пластичність. Якщо кусок породи розмокає зразу або через 1-20-30 хв. – це глина, якщо вона розмокає через декілька годин або діб – ущільнена глина. Якщо глиниста порода не розмокає, – це аргіліт або глинистий сланець. Щоб перевірити, чи є порода глиною, глинистий порошок замішують і розкачують в джгут. Справжні глини розкачуються в тонку нитку, важкі суглинки - в більш товсту, а супіски не розкачуються зовсім. Крім того, глини жууться без хрусту.

2. Мінеральний склад макроскопічно визначається приблизно за розбуханням у воді: *каолінітові глини* у воді не

розбухають, вони сухі і жирні на дотик. *Гідрослюди́сті глини* у воді не розбухають, але розпадаються на грудочки, луски, пластинки. *Монтморилонітові глини* сильно набухають у воді (до десятикратного збільшення в об'ємі) і перетворюються в желеподібну масу. Крапля води на поверхні такої глини викликає спучування.

Візуальне визначення мінерального складу глинистих порід також можна проводити за методом чеського літолога Іржі Конта [1955] методом краплі. Цей метод базується на різній швидкості поглинання води або іншої рідини (етиленгліколю) відфільтрованою поверхнею глини, за різною формою краплі, характером її країв і поверхні поглинання. Зокрема, глини різного мінерального складу мають різний час поглинання, характер поверхні, форму краплі і її конфігурацію.

Каолінітові глини досить швидко поглинають краплю (0,5 і 3,5 хвилини відповідно для води та етиленгліколю), при цьому крапля має випуклу форму і гладку круглу поверхню.

Монтморилонітові глини довше поглинають воду (за 4 хв. і десятки хвилин для етиленгліколю), плоска форма краплі, яка розтікається на більшу площу і має неправильну, рвану форму, (амебоподібний) контур. Поверхня глини стає спученою, набухлою.

Гідрослюди́сті глини за цими ознаками займають проміжне положення.

Приклад макроскопічного опису: глина темно-сіра (в сухому стані), структура алевропелітова, текстура нечітко виражена, тонкошарувата, з раковистим зламом, розмокає у воді за 10 хв., очевидно за мінеральним складом переважно гідрослюди́ста, слабовапняковиста, з тонкорозсіяним обвугленим детритом.

Завдання 2. *Гранулометричний аналіз* глинистих порід (а також алевролітових) проводять методами відмучування. Вони ґрунтуються на різній швидкості випадання частинок різного розміру у спокійній воді – це метод О.М.Сабаніна і піпеточний метод Робінсона – Качинського.

Метод *О.М.Сабаніна* застосовується найчастіше для аналізу порід, які вміщують частинки $<0,01$ мм в кількості менше 10%.

При відмучуванні, як правило, уламки чи зерна різної величини осідають з різною швидкістю: більш крупні осідають швидше, дрібніші – повільніше. В основі методу лежить розрахунок швидкості руху частинок у стоячій воді за формулою Стокса. Відмучування проводять у склянці діаметром 6 см і висотою 17 см, яку установлюють в штатив (рис. 8).

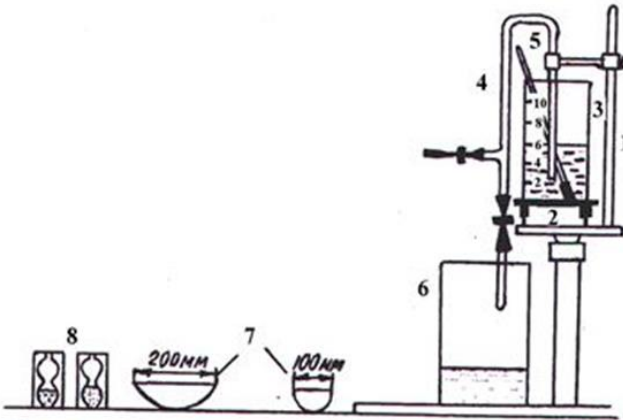


Рис. 8. Прилад *О.М. Сабаніна*: 1 – штатив зі столиком (2); 3 – велика градуйована склянка; 4 – сифон; 5 – мішалка; 6 – батарейні банки; 7 – фарфорова чашка; 8 – пісочний годинник.

У склянку поміщають скляний сифон з затискачем для зливання води. Кінець сифона фіксує нульовий рівень, над яким відмічають висоту 2 і 10 см.

Наважку породи 5 г оброблюють для руйнування агрегатів розтиранням у воді гумовим пестиком у фарфоровій чашці або кип'ятінням 1-2 години, або оброблюють ультразвуком впродовж 3-5 хвилин при частоті 21-22 кГц.

Наважку переносять у другу чашку, просіюють мокрим способом через сито діаметром 0,25 мм. Частинки, що залишились на ситі, висушують, зважують і визначають вміст у

вагових процентах. Відтак невеличкими порціями ті частинки, що були в чашці, переносять у градуйовану склянку до рівня на 2 см вище нульового, помішують і через 100 секунд зливають до нульового рівня. Повторюють цю операцію до тих пір, поки весь матеріал із фарфорової чашки не буде переведений у склянку і після помішування через 100 секунд у воді від нульової лінії до позначки 2 см не буде завислих частинок. Таким чином відмучують фракції $<0,01$ мм.

Для відмучування фракції $<0,05$ мм доливають у склянку чисту воду до позначки 2 см над нульовою лінією, помішують і через 10 секунд зливають до нульової лінії. Операція продовжується до тих пір, поки в указаному двосантиметровому шарі води через 10 секунд після помішування не буде завислих частинок. Перевірку на чистоту відмучування, як і при відборі першої фракції, проводять або візуально, переконавшись у прозорості стовпа рідини, або перевіряючи краплю рідини під мікроскопом.

Фракцію діаметром $<0,1$ мм відмучують, доливаючи воду до рівня 10 см над нульовою лінією, і зливаючи її через 10 секунд після помішування. В склянці залишається фракція від 0,25 до 0,1 мм. Її збирають, висушують і розсіюють на ситах. Всі одержані фракції за винятком фракції $<0,01$ мм збирають, висушують, зважують і розраховують процентний вміст, приймаючи взятую наважку у 5 г за 100%. Фракцію $<0,01$ мм визначають за різницею між наважкою та всіма зваженими фракціями або шляхом віднімання від 100% сумарного процентного вмісту всіх інших фракцій.

Час відстоювання суспензії при відмучуванні різний для різних фракцій і залежить від температури суспензії.

Пінетковий метод (або метод Робінсона – Качинського) застосовують для визначення гранулометричного складу глинистих порід, які вміщують понад 10% частинок $<0,01$ мм.

Розділення часток породи на фракції, так як і по методу Сабаніна, основане на різній швидкості випадання їх у воді при відмучуванні. Швидкість випадання часток породи визначається за формулою Стокса. В процесі відмучування породи фракції

визначають шляхом взяття проби із приготованої суспензії з певної глибини.

Для аналізу беруть наважку у 6 г, заливають дистильованою водою і відстоюють добу. Через 24 години воду зливають, а розмоклу глину розтирають гумовим пестиком впродовж 1-2 години, додають дистильовану воду і переводять у циліндр ємністю 0,5 л. У циліндр доливають дистильовану воду до верхнього рівня об'єму 0,5 л. У цей же об'єм входить також пептизатор (поліфосфат натрію і аміаку), який додають для попередження коагуляції суспензії. Суспензію скаламучують мішалкою або перевертаючи, і беруть проби з глибини 10 см від верхнього рівня через відповідні інтервали часу: для частинок $>0,05$ мм – через 45 с; для частинок $<0,01$ мм – через 18 хвилин 10с; для частинок 0,005мм – через 6 годин і для частинок $<0,001$ мм – через 24 год (рис. 9).

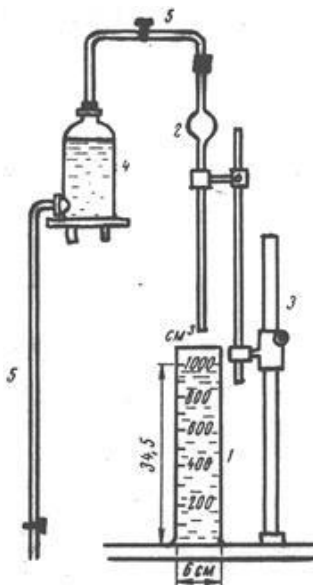


Рис. 9. Установа для гранулометричного аналізу методом піпетки: 1 – циліндр з суспензією; 2 – піпетка; 3 – штатив; 4 – аспіратор; 5 – гумові трубки з затискачами.

Всі взяті проби поміщають у фарфорові чашки, виварюють, висушують, зважують на аналітичній вазі і проводять розрахунки. При розрахунках обов'язково враховують вологість наважки, яку визначають перед проведенням аналізу.

Визначення глинистих мінералів за допомогою рентгенівського дифрактометра. Рентгенівський дифрактометр фірми Bruker (рис.10) забезпечує новий рівень досліджень мінералів у лабораторних умовах. Рентгенівська дифрактометрична платформа D8 ADVANCE призначена для структурної характеристики усього спектра матеріалів – від порошків, полікристалічних матеріалів до епітаксійних багат шарових тонких плівок. Дозволяє отримувати дані про інтенсивність рентгенівських променів в залежності від кута дифракції. Відповідно, дає можливість отримувати масив кристалографічної інформації, як для зразків глин, глинистих мінералів так і для інших осадових порід.



Рис.10. Загальний вигляд рентгенівського дифрактометра.

Загальний порядок проведення досліджень наступний:

- розміщуємо зразок в приборі;
- вибираємо програму замірів;
- дивимось та записуємо результати досліджень.

Отримані дані дозволяють знаходити швидко відповідь у визначенні глинистих мінералів та мінералів інших за походженням осадових порід .

Практична робота №5

Макроскопічне визначення, опис та методи досліджень хомогенних порід

Мета. Ознайомлення з хомогенними породами, їх речовинним складом, структурними і текстурними особливостями, генезисом.

Завдання 1. Навчитися характеризувати та розрізняти хомогенні породи.

Завдання 2. Макроскопічно визначити та описати задані зразки хомогенних порід з навчальної колекції.

Хід роботи:

Завдання 1. Хомогенні породи утворені внаслідок випадання осадів (переважно солей) із розчинів на дно водойм. Поділ на групи проводиться, як правило, за їхнім хімічним складом. Серед них виділяють аліти, фероліти, манганоліти, – клас колоїдогенні породи та фосфорити, кременисті породи, карбонатні породи, евапорити (сульфатні, хлоридні та боратні породи) – клас іоногенні породи.

Для попередньої діагностики і вивчення складу хомогенних порід проводять їх макроскопічне вивчення, опис і дослідження в шліфах. Для більш точної діагностики і класифікації необхідно застосовувати хімічний і термічний аналізи, вивчення в імерсійних рідинах і методи забарвлення різними фарбниками.

Аліти – це глиноземисті породи. Термін об'єднує *латерити* та *боксити* - породи що складаються переважно (більше 50%) з мінералів, які є гідроокислами Al.

В алітах також присутні каолінит, шамозит, гідрогематит і гематит, гелі кремнезему, гетит, сидерит, гідрослюди, пірофіліт, органічна речовина, пірит, хлорити і хлоритоїди, рутил, лейкоксен, сфен, ільменіт.

Крім того присутні акцесорні (реліктові) мінерали: циркон, турмалін, кварц, халцедон, опал, мусковіт, польові шпати та інші уламкові мінерали.

Визначальним для забарвлення алітів є наявність певної кількості водних і безводних окислів заліза.

Фероліти (залізисті осадові породи) є дуже різноманітною за складом групою відкладів, яка об'єднує значний (понад 50%, а кларк заліза в осадових породах складає 3,33%) вміст з'єднань заліза – гідроокислів заліза (*лімоніт*), залізистих хлоритів (передусім *шамозит*), сидериту і сульфідів заліза (*пірит* і *марказит*). До феролітів відносять породи вміст заліза в яких (в окисних, гідроокисних, карбонатних і хлоритових мінералах) перевищує 10%. Другорядні мінерали: кальцит, глауконіт, опали, халцедон, хлорити, глинисті мінерали та теригенні домішки – кварц, польові шпати, слюди.

Характерні структури: коломорфні, оолітові (бобові, горохові), конкреційні, крустифікаційні, корозійні, пластівцевидні (хлоп'євидні), лускаті, мікроволокнисті, пластинчасті, сферолітові.

Характерні текстури: масивні, конгломератоподібні (за рахунок розмиву та перевідкладення), брекчієподібні (виникають в результаті діагенетичного та катагенетичного розчинення частини речовини), грубо шаруваті, тонко шаруваті, косо шаруваті, з порушеною шаруватістю, землисті, рихлі.

Забарвлення: бурі, охристо-бурі, червоно-бурі, вишнево червоні, червоні, зелено-сірі, темно-сірі до чорного.

Головна діагностика залізистих мінералів здійснюється в аншліфах, а також за допомогою термічних та термомагнітних, спектрографічних та рентгеноструктурних аналізів.

Багато порід цієї групи є залізними рудами (взагалі переважна частина залізних руд має нормально-осадове і метаморфічне походження).

Манганолітами називають породи, що більш ніж наполовину складаються з оксидів і гідроокислів, а також карбонатів марганцю.

Марганцеві породи є більш рідкісними ніж залізисті, але дуже близькі до них за умовами утворення і розповсюдження.

Марганцеві мінерали є відносно поширеними, але значні скупчення утворюють рідко, частіше вони розсіяні в вигляді дрібних включень.

За мінеральним складом виділяються окисні та карбонатні манганоліти. Перші складаються переважно з суміші *піролюзиту, псиломелану і манганіту*, а другі – з *родохрозиту* і представників ізоморфного ряду родохрозит – кальцит (*манганокальцити*). Головними марганцевими мінералами метаморфізованих давніх осадових порід є *брауніт, гаусманіт і родоніт*.

Крім мінералів Mn в окисних манганолітах присутня домішка гідроокислів Fe, глинисті мінерали, іноді глауконіт, опал і халцедон, кальцит і анкерит, а також піщано-алевритовий матеріал. Породи мають вуглисто-чорне або сіро-чорне забарвлення, часто землисту будову, рідше – конкреційну і оолітову будову.

Кременистими називають породи, які більш ніж на 50% складені мінералами групи кремнезему осадового походження. Другорядними мінералами є: карбонати, окисли та гідроокисли заліза, гідрослюди, глауконіт, хлорити, сульфід заліза. Можлива присутність теригенних домішок, а також вуглистої та бітумінозної речовини. Породи можуть мати неупорядковану, нешарувату, брекчієподібну, неоднорідну, плямисту, смугасту, шарувату, натічну, жовневу, конкреційну структуру тощо.

Структури кременистих порід (силіцитів) бувають первинними біоморфними (органогенними) та абіоморфними, вторинними (заміщення та перекристалізації), а також проміжними або змішаними (в абіоморфних породах із значною

домішкою органогенних решток, у породах перехідних до уламкових тощо).

Яшми – тверді, монолітні породи, масивні, нешаруваті та несланцюваті породи, звичайно з раковистим зламом, та різноманітним, часто неоднаковим навіть в межах одного зразка, забарвленням. Колір залежить від наявності різноманітних домішок нерівномірно розсіяних в породі, які утворюють вигадливе переплетіння кольорів, в вигляді плям, струменів, спалахів, смуг.

За складом яшми є переважно халцедоновими та халцедоно-кварцовими породами. Опал зустрічається рідко. Домішками в яшмах є: окисли та гідроокисли заліза (обумовлюють буре, червоне та коричневе забарвлення), глинисті мінерали і хлорит (зелений та сірий кольори), органічна речовина (темно-сіре та чорне забарвлення). Присутні часто, в більшій або меншій кількості залишки радіолярій (складені халцедоном або кварцом).

Залізисті кварцити і джеспіліти – породи що складаються з найтонших верствочок мікрозернистого кварцу і залізистих окисних мінералів, котрі перешаровуються, – є явно метаморфізованими кременистими породами. Органічні залишки в цих породах відсутні. Вважається, що їх утворення пов'язане з хімічним осадженням кременистих і залізистих мінералів.

До *карбонатних* відносять породи, що складаються переважно з мінералів групи карбонатів або з карбонатних скелетів організмів. Це різноманітні вапняки, вапнисті туфи, доломіти та породи змішаного складу. Головними мінералами серед них є *кальцит* CaCO_3 і *доломіт* $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, які складають породу більше, ніж на 50%. Крім того, в значних кількостях у породах можуть бути присутні арагоніт, магнезит, сидерит, а також глинистий матеріал, уламкові зерна піщаної та алевритової фракцій, обвуглена органічна речовина, аутигенний кварц і халцедон, оксиди і сульфіди заліза, сульфати та інші компоненти.

Найпоширеніші текстури карбонатних порід: непорядковані, шаруваті, плямисті, грудкуваті,

конгломератоподібні, брекчієподібні, стилітові, масивні. Структури – біоморфні, органогенні, уламкові (детритові), пізолітові, оолітові, а також дрібно-, середньо-, крупно- та грубокристалічні для доломітів та магнезитів

Найбільше поширення серед карбонатних порід мають вапняки, доломіти, крейда, мергелі і змішані вапняково-доломітові породи. Класифікацій карбонатних порід наведена в табл. 5.

Таблиця 5

Класифікація карбонатних порід (за С.Г. Вишняковим)

Вміст $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, %	Порода ряду доломіт - вапняк	Вміст CaCO_3 , %	Порода ряду вапняк - глина	Вміст глини, %
0-5	Вапняк	95-100	Вапняк	0-5
5-25	Вапняк доломітис-тий	75-95	Вапняк глинистий	5-25
25-50	Вапняк доломітовий	50-75	Мергель	25-50
50-75	Доломіт вапняковий	25-50	Мергель глинистий	50-75
75-95	Доломіт вапняковис-тий	5-25	Глина вапняковис-та	75-95
95-100	Доломіт	0-5	Глина	95-100

Вапняк – це карбонатна осадова гірська порода, головним компонентом якої є кальцит. Домішками у вапняках можуть бути доломіт, магнезит, глини, піщаний матеріал та ін. Забарвлення вапняків різноманітне, але переважають світло-сірі, майже білі кольори з жовтим, бурим, темним відтінками. За генетичними ознаками розрізняють вапняки: хемогенні, біогенні, уламкові.

Вапняки хемогенного походження бувають масивні з тонкокристалічною структурою та оолітові, які складаються з дрібних кульок шкаралупкової або радіально-променистої будови, з'єднаних карбонатним цементом, а також у вигляді сталактитів та сталагмітів.

Мергель – порода змішаного складу, складається на 50-75% з кальциту і на 25-50% з глинистих часток. Зовні мергель мало чим відрізняється від вапняку. Характерною його ознакою є бурхлива реакція з соляною кислотою, після якої на поверхні мергелю залишається сіра пляма, утворення котрої пов'язане з концентрацією глинистих часток на місці реакції.

Доломіт складається з мінералу цієї ж назви. Утворюється він в результаті хімічної зміни вапнякових осадів. Зовні він подібний до вапняку, але відрізняється від нього слабкою реакцією з соляною кислотою, буруватим кольором і більшою твердістю.

Іоногенні за походженням породи називаються ***еваноритами***. Це породи у складі яких є легкорозчинні мінерали, які випадають в осад при випарюванні або сильному зростанні концентрації в природних водах.

Головними мінералами соляних порід є сульфати, хлориди, фториди, нітрати, легкорозчинні карбонати, борати, подвійні солі тощо.

Як правило, всі породи добре розкристалізовані, являють собою кристалічнозернисті агрегати з різним розміром кристалів – від пилуватих до крупнокристалічних, рідше коломорфних.

У якості другорядних мінералів в соляних породах може бути присутні карбонати (магнезит, доломіт), легкорозчинні карбонати (сода, гейлюсит), нітрати (селітра натрієва, селітра калієва), окисли та гідроокисли заліза, сульфіді заліза та інших металів, органічна речовина. Як правило, соляні породи у вигляді домішок містять різну кількість уламкового (кварц, польові шпати, слюди) та глинистого матеріалу.

Хімічний склад мономінеральних соляних порід досить витриманий і відповідає складу солей, що їх формують.

Сульфатні породи.

Гіпси – досить широко розповсюджені породи. Їх назва визначається переважанням гіпсу над всіма іншими мінералами (переважно глинистими), що знаходяться у породі. Колір порід звичайно білий, сірий, рожевий, бурий, жовтуватий тощо. Структура гіпсу мармуровидна, крупнокристалічна, гігантокристалічна, волокниста, листувата, тонковолокниста з шовковистим відблиском, зерниста та земляста. Текстура порід – тонко та грубошарувата, коса та хвиляста, іноді градаційна та фунтикова.

На глибині понад 150 м під дією тиску покриваючих порід гіпс обезводнюється і переходить в *ангідрит*, значно зменшуючись при цьому в об'ємі. Ангідрити наслідують первинні форми залягання гіпсу – пласти, лінзи, гнізда, жили конкреції тощо. Звичайно вони представлені зернистими дрібнокристалічними агрегатами сірого, блакитнувато-сірого (рідше – білого чи червонуватого) кольору.

Хлоридні породи.

Кам'яна сіль (галітоліт) складена переважно галітом (NaCl), але звичайно містить невеликі домішки інших галоїдних і сірчаноокислих з'єднань, ангідриту, гіпсу, окислів та гідрокислів заліза, глинистого матеріалу та уламкових часток, іноді розсіяної органічної речовини.

Забарвлення кам'яної солі біле, сіре, бурувате, червонувате, іноді синє (сірий відтінок пов'язаний з домішкою глинистих мінералів, ангідриту та теригенних часток, червоний – гематиту, синій – з розсіяним в галіті металічним натрієм). Кристали галіту завжди містять газові та рідинні включення.

Структури породи мінливі, від гіганто- до мікрোকристалічних. Форма кристалів галіту в породі кубічна, тичкувата, коробчата, або «човноподібна». При перекристалізації структура галітових порід змінюється на гранобластову, порфірогранобластову тощо.

Карналітова порода (карналітоліт) на 50-80% складається з мінералу карналіту ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) і містить 20-50% галіту та сильвіну в родовищах хлоридного типу, або каїніту та кизериту в родовищах сульфатного типу. Як домішки присутні

ангідрит, глинисті мінерали, гематит тощо. Забарвлення плямисте, а також в оранжево-червоних та червоних відтінках. Карналіт характеризується пекуче-солоним смаком, високою гігроскопічністю, завдяки чому його поверхня завжди волога. Якщо по карналіту провести сталевую голкою, то чути характерне потріскування. Текстури солей масивні, шаруваті, плямисті, петельчасті, заміщення, брекчієподібні.

Сильвінова порода (сильвініт) складається з сильвіну (КСІ) – 15-40% та галіту (25-60%). Як домішки присутні ангідрит, глинисті мінерали, гематит тощо. Характерна чітка шаруватість, обумовлена чергуванням прошарків сильвіну, галіту і глинистого ангідриту. Колір породи визначається переважно забарвленням зерен сильвіну (найчастіше молочно-білий через наявність пухирців повітря, або червоний і червоно-бурий – що обумовлено тонко розсіяним гематитом). Сильвін суттєво м'якший за галіт і має пекуче-солоний смак.

До **фосфоритів** відносяться осадові гірські породи, що більш ніж на 50% складаються з аморфних або кристалічнозернистих фосфатів кальцію.

Група кальцієвих фосфатів представлена різновидами *апатиту*. Досить часто в фосфоритах фосфатні зерна складаються із світло-жовтого чи бурого *колофану*. Залізисті фосфати відносяться до групи віваніту, а головними породоутворювальними серед них є *віваніт та керченіт*. Часто присутні органічні речовини, які забарвлюють фосфорити в темний, навіть чорний колір та додають специфічний запах. У якості домішних компонентів фосфорити можуть включати теригенну піщано-алевритову домішку, глинисті та гідрослюдисті компоненти, кальцит, доломіт, халцедон.

У фосфоритів найпоширенішими є неупорядковані та нешаруваті текстури. Більш рідкісними є паралельношаруваті, хвилястошаруваті, лінзоподібношаруваті та косошаруваті текстури. Вони характерні для фосфоритів з відносно низьким вмістом P_2O_5 (менше 15-20%) і вказують на перемивання та переміщення фосфатних зерен течіями та їх перевідкладення.

Структури фосфоритів більш різноманітні і є основою для їх класифікації. Головними у них є безструктурні, пелітоморфні,

мікро- та яснозернисті, уламкові, оолітові, псевдоолітові, сферолітові, пелітові, конкреційні, жовнові, різного роду біоморфні (амонітові, пеліциподові, губкові тощо).

Фосфорити зернисті піщаної структури, темно-сірі, бурі, червоні, жовті, зеленувато-сірі, різного ступеня сортування. Складаються з оолітів, копролітів, окачених уламків. Розміри «зернистих» компонентів найчастіше коливаються від 0,1-0,2 до 0,8-1,0 мм. Цемент їх – фосфатний, кальцитовий, кременевий та глинистий із залишками радіолярій та спікул.

Фосфорити конкреційні – це сферичні, радіально-променисті утворення, діаметром 5-15 см з центральними порожнинами, що виповнені каолінітом, кальцитом, гіпсом та сульфідами заліза, свинцю, цинку. Вони залягають у вигляді окремих конкрецій і конкреційних горизонтів в піщано-глинистих або глинисто-карбонатних товщах.

Завдання 2. Ідентифікувати, детально вивчити та [описати за схемою](#) (відображеною в практичній роботі №2), задані викладачем зразки хомогенних порід із навчальних колекцій.

Практична робота №6

Органогенні породи. Головні ознаки, визначення та опис

Мета. Ознайомлення з органогенними породами, їх речовинним складом, структурними і текстурними особливостями.

Завдання 1. Навчитися характеризувати та розрізняти органогенні породи.

Завдання 2. Макроскопічно визначити та описати задані зразки органогенних порід навчальної колекції.

Хід роботи:

Завдання 1. *Органогенні осадові породи* складаються із залишків тваринних і рослинних організмів та продуктів їх життєдіяльності, які жили та відмирили в минулі геологічні епохи. Якщо породи складені із залишків рослин, то вони

називаються *фітогенними*. Більшість з них є горючими корисними копалинами – каустоболітами, як, наприклад, торф і кам'яне вугілля і будуть розглянуті на наступному практичному занятті. Накопичення залишків тварин, котрі поглинали із води деякі солі для створення свого скелету і тому скам'яніли, називаються *зоогенними* породами. Ними є *вапняки-черепашники, крейда, діатоміт, трепел, опока*. За генезисом дані породи є іонно-біогенними, за хімічним складом це фосфорити, кременисті та карбонатні породи. Іонно-біогенні породи, які можуть суто хомогенними або в тій чи іншій мірі включати органічні залишки (фосфорити зернисті та конкреційні, яшми) ми розглянули на попередньому практичному занятті.

Фосфорит – прихованокристалічна осадова порода зі значним вмістом до (40%) фосфату кальцію $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ та апатиту $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$, в суміші з карбонатами Ca , Mg , Fe , глинистими мінералами, піритом, кварцом і навіть ураном. Утворює щільні маси упереміш зі скелетами іхтіофауни, у вигляді конкреції, конгломератів тощо, скріплених фосфатами, карбонатами або кремнеземовим цементом. Колір сірий, темно-сірий до чорного. Під час тертя куски фосфориту віддають горілою кісткою.

Кремій – твердий агрегат із опалу та халцедону у вигляді конкрецій. Зазвичай кременисті конкреції представляють собою жовна (невеликі скупчення мінералів округлої, еліпсоїдальної або неправильної форми) з щільним кремнієвим ядром, яке має концентричну текстуру обростання. Вважається, що походить кремій із скелетних решток кремнієвих морських організмів радіолярій, кремнеземовий гель яких, у процесі діагенезу – поступової втрати води й ущільнення, – перетворився спочатку в опал, а потім – у халцедон. Кремій відносно легко розколюється на скалки з гострими ріжучими краями, злам черепашковий.

Діатоміт – біла, легка, пориста, слабо зцементована кремниста порода, маже руки, легко розтирається в порошок, прилипає до язика. Складається з дуже дрібних опалових шкаралупок діатомових водоростей (звідси і назва породи).

Трепел – зовні важко відрізняється від діатоміту, хоча складається він не з органічних залишків, а з найдрібніших зерен опалу, з незначною домішкою шкаралупок діатомових водоростей. Колір трепелу від білого до темно-сірого. Характерною його ознакою є низька щільність і здатність вбирати вологу (прилипає до язика).

Опока – тверда порода білого, сірого або чорного кольору, часто має раковистий злам. Найтвердіші її різновиди при ударі розколюються з характерним дзвінким звуком. Опока складається з зерняток опалу та залишків кремнієвих скелетів організмів, зцементованих кременистою речовиною.

Біогенні (органогенні) вапняки складаються більше ніж на 50% з кальцитових, рідше арагонітових черепашок, їх уламків, скелетів коралів, криноїдей, внутрішніх зліпків черепашок, закам'янілих водоростей, складених кальцитом. Крім того, у вапняках присутній значний вміст хомогенного кальциту, а також уламковий та глинистий матеріал, органічні речовини.

У складі біоморфних вапняків спостерігаються добре збережені черепашки та інші організми зцементовані кальцитом різної структури. Розмір органічних залишків від часток міліметра (форамініфери, остракоди) до декількох сантиметрів (гастроподи, пеліциподи інші). Крупні залишки фауни легко виявляються візуально, а дрібні – точно описуються під мікроскопом. За видовим складом організмів встановлюють назву біоморфних вапняків, наприклад, коралові вапняки та ін. Якщо в породі присутні декілька видів фауни у значній кількості, то вона носить подвійну назву, наприклад: гастроподово-форамініферовий вапняк, підкреслюючи при цьому перевагу формаініфер. Структура таких вапняків органогенна, прирівняна до уламкових порід залежно від розміру органічних решток, наприклад: органогенна псефітова, псамітова і т.д., текстури – масивні, шаруваті.

Біогенно-уламкові (органогенно-уламкові) вапняки – це породи, які складені уламками та осколками черепашок та інших скелетних організмів, зцементованих хомогенним кальцитом. Відносяться до порід змішаного складу. Структура порід від грубо- та крупно- до тонкозернистої органогенної.

Розмір зерен цементуючого кальциту зростає з глибиною за рахунок його перекристалізації від мікрозернистого до крупнозернистого. Ступінь подрібнення мінеральних органогенних решток різний, тому їх поділяють на дві підгрупи: детритові, складені уламками $>0,1$ мм, і шламові, складені уламками, дрібнішими $0,1$ мм. За детритом інколи можна встановити видовий склад організмів, а за органогенним шламом цього практично зробити не можна.

Біогенно-уламкові карбонатні породи утворюються за рахунок матеріалу перенесеного течіями і хвилями. Уламковий вапняк, утворюється внаслідок нагромадження продуктів руйнування більш давніх вапняків.

Крейда – найпоширеніша серед органогенних відкладів вапнякова порода. Вона майже цілком складається з мікроскопічних решток вапнякових планктонних водоростей коколітофорід (70-90%), черепашок (розміром від часток міліметра до десятків сантиметрів) класу корененіжок – форамініфер (до 20%) та з незначної домішки глини. Крейда марка, слабо зцементована порода білого кольору, бурхливо реагує на 10% HCl.

Завдання 2. Ідентифікувати, детально вивчити та [описати за схемою](#) (відображеною в практичній роботі №2), задані викладачем зразки органогенних порід із навчальних колекцій.

Практична робота №7

Ознайомлення з твердими горючими корисними копалинами та природними бітумами

Мета. Ознайомлення з горючими корисними копалинами (каустобіолітами), природними бітумами та їх властивостями.

Завдання 1. Набути вміння характеризувати та розрізняти різновиди твердих горючих корисних копалин та природні бітуми.

Завдання 2. Макроскопічно визначити та описати задані зразки з навчальної колекції.

Хід роботи:

Завдання 1. *Каустобіоліти* (тверді горючі корисні копалини) – природні органічні сполуки, що мають здатність горіти. За генезисом відносяться до іоно-біогенних порід. Утворюються із рослинних і тваринних решток під впливом геологічних факторів. Цінні корисні копалини, що використовуються переважно як паливо. До твердих горючих корисних копалин належать торф, буре та кам'яне вугілля, антрацит, сапропеліти, горючі сланці, озокерит, асфальт.

Торф – неущільнена порода, що складається з залишків рослинності, змішаних з гумусом і пилуватими частками. Структура – біоморфна. Колір жовто-бурий (торф з верхових боліт) або темно-коричневий (торф з низинних боліт). Торф з верхових боліт легкий і добре розсипається, з верхових – тяжкий, у вологому стані має властивість забруднювати.

Буре вугілля – вугілля з низьким ступенем вуглефікації, що зберігає анатомічну структуру рослинної речовини, перехідна форма від торфу до кам'яного вугілля. Порода чорного забарвлення, риска бура, блиск матовий. Структура щільна або землиста. Має високу гігроскопічність. Твердість незначна.

Різновид бурого вугілля, що містить включення слабкорозкладених деревних залишків називається *лігніт*. Іноді зустрічаються різновид бурого вугілля, що має смоляно-чорний колір і алмазний блиск, його називають *гагатом*.

Кам'яне вугілля – щільна порода чорного, іноді сіро-чорного кольору, крихка (забруднює руки). Риска сірувато-чорна, блиск жирний або смоляний. Кам'яне вугілля утворилося з продуктів розкладу органічних залишків рослин, що зазнали зміни в умовах високого тиску навколишніх порід земної кори і порівняно високої температури

Антрацит – викопне вугілля високого ступеня вуглефікації. Це щільна блискуча порода, чорного забарвлення, риска чорна, блиск напівметалічний.

Сапропелеве вугілля – це матове вугілля масивної будови з раковистим зламом світло-коричневого, сіро-чорного та

жовто-бурого кольору, яке запалюється від сірника і при горінні пахне паленою гумою. Утворилося в умовах озер, морських лагун і мілководних морів. Макроскопічно сапропелеве вугілля (сапропеліт) істотно відрізняється від гумусного (сформованого в болотних умовах) відсутністю шаруватості.

Горючі сланці – осадові глинисті, карбонатні, кремєністі тонкошаруваті тверді породи, які містять органічну речовину (кероген) в кількості від 10–15% до 60–80%. Горючі сланці, залежно від переважання в них мінеральних речовин, мають різний колір: від сірувато-жовтого і ясно-коричневого до темно-сірого, бурого і чорного. Вони легко загоряються від сірника і горять пломенем, що коптить, розповсюджуючи запах паленої гуми. Утворюються горючі сланці з сапропелевих мулів, забруднених домішкою глинисто-алевритового матеріалу або тонкодисперсного кальциту. Зустрічаються сланці насичені нафтовими бітумами. Текстура листувата або масивна. Структура – сланцювата.

Озокерит – назва бітумів, масляниста частина яких складена вуглеводнями переважно парафінового ряду. Синонім - гірський віск. Породи буровато-жовтого, бурого забарвлення, твердість менше 1. Має специфічний запах та властивість плавитися. Структура щільна. Консистенція – від м'якої, пластичної до твердої, крихкої.

Асфальт (в перекладі з грецької – гірська смола) – порода чорного забарвлення, злам раковистий, блискуча, твердість до 3, легка. Структура щільна. При натиранні наелектризується.

Завдання 2. Діагностувати, детально вивчити та описати надані зразки каустобіолітів та твердих бітумів із навчальних колекцій. При макроскопічному вивченні і описі відзначають назву породи, забарвлення, структуру, текстуру, речовинний склад, фізичні властивості, наявність неорганічних включень.

Рекомендована література

1. Хмелевський В. О., Хмелевська О. В. Літологія : Седиментогенез : навч. посіб. Львів : ЛНУ, 2011. 220 с. URL: <http://old.geology.lnu.edu.ua/PETRO/navchalna%20literatura/litology2.pdf>
2. Хмелевський В. О., Хмелевська О. В. Літологія : Літогенез. Осадкові породи : навч. посіб. Львів : ЛНУ, 2015. 536 с. URL: https://geology.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2016/06/%d0%9b%d1%96%d1%82%d0%be%d0%bb%d0%be%d0%b3%d1%96%d1%8f_%d0%9b%d1%96%d1%82%d0%be%d0%b3%d0%b5%d0%bd%d0%b5%d0%b7_%d0%9e%d1%81%d0%b0%d0%b4%d0%be%d0%b2%d1%96-%d0%bf%d0%be%d1%80%d0%be%d0%b4%d0%b8.pdf
3. Павлов Г.Г., Гожик А.П. Основи літології : посібник. URL: <http://www.geol.univ.kiev.ua/ru/lib/>
4. Методи вивчення осадових порід: методичні рекомендації до лабораторних занять і самостійної роботи студентів напряму підготовки 6.04.01.03 – геологія / Степанов В. Б., Побережська І. В., Костюк О. В., Гнатів І. Г. Львів : ЛНУ, 2014. 64 с. URL: http://old.geology.lnu.edu.ua/PETRO/navchalna%20literatura/metod_osad.pdf
5. Таблиці та рисунки до лабораторних робіт з курсу «Петрографія осадових порід» / Хмелівський В. О., Побережська І. В., Костюк О. В., Гнатів І. Г. Львів: ЛНУ, 2005. 120 с. URL: <http://old.geology.lnu.edu.ua/PETRO/navchalna%20literatura/Litology%20laborators%20works.pdf>
6. Павлова О. О., Павлов Г. Г. Базові терміни та поняття в літології : довідковий посібник з «Основ літології» для студентів 2 курсу за спеціальністю «Науки про Землю». Київ, 2018. URL: <http://www.geol.univ.kiev.ua/ua/lib/>