

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Національний авіаційний університет
 Факультет екологічної безпеки, інженерії та технологій
 Кафедра екології



Система менеджменту якості

НАВЧАЛЬНО-МЕТОДИЧНИЙ КОМПЛЕКС
навчальної дисципліни
«ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ МІНЕРАЛОГІЇ»

Освітньо-професійна програма: «Екологія та охорона навколишнього середовища»
 Галузь знань: 10 «Природничі науки»
 Спеціальність: 101 «Екологія»

Форма навчання	Сем.	Усього (год./кредитів ECTS)	ЛКЦ	ПР.З	Л.З	СРС	ДЗ / РГР /К.р	КР / КП	Форма сем. контролю
Денна	2	135/4.5	32	-	32	71	-	-	диф.залік – 2с
Заочна	2,3	135/4.5	14	-	6	121	К.р.-3с.	-	диф.залік – 3 с

Індекс: НБ-3-101/21-2.1.8

Індекс: НБ-3-101з/21-2.1.8

СМЯ НАУ РП 10.02.03-01-2023



Навчально-методичний комплекс розробили:

професор, д.т.н., професор

підпис

Тамара ДУДАР

П.І.Б.

доцент, к.ф.-м.н., доцент

підпис

Анжела ГАЙ

П.І.Б.

Навчально-методичний комплекс обговорено та схвалено на засіданні випускової кафедри освітньо-професійної програми «Екологія та охорона навколишнього середовища» спеціальності 101 «Екологія» – кафедри екології, протокол №__ від «__» _____ 2023р.

Гарант освітньо-професійної програми

Маргарита РАДОМСЬКА

Завідувач кафедри

Тамара ДУДАР

Навчально-методичний комплекс обговорено та схвалено на засіданні науково-методично-редакційної ради факультету екологічної безпеки, інженерії та технологій, протокол №__ від «__» _____ 2023р.

Голова НМРР

Валентина ГРОЗА

Рівень документа – 3б

Плановий термін між ревізіями – 1 рік

Контрольний примірник



ЗМІСТ НАВЧАЛЬНО-МЕТОДИЧНОГО КОМПЛЕКСУ

Дисципліна: «Геологія з основами мінералогії»
Освітньо-професійна програма: «Екологія та охорона навколишнього середовища»
Галузь знань: 10 «Природничі науки»
Спеціальність: 101 «Екологія»

№ пор.	Складова комплексу	Позначення електронного файлу	Наявність	
			друкований вигляд	електронний вигляд
1	Робоча програма навчальної дисципліни	Геологія_РП	+	+
2	Тематичний план лекційного курсу	Геологія_ТП	+	+
3	Конспект лекцій	Геологія_КЛ	+	+
4	Перелік тем лабораторних занять	Геологія_ЛЗ	-	+
5	Методичні рекомендації до виконання контрольних робіт для заочної форми навчання	Геологія_МРКрЗФН	-	+
6	Перелік завдань для підготовки до модульної контрольної роботи	Геологія_МКР	-	+
7	Перелік питань для підготовки до диференційованого заліку	Геологія_ДИФЗАЛ	-	+



Тематичний план лекційного курсу

№ пор	Назва теми (тематичного розділу)	Обсяг навчальних занять (год.)							
		Денна форма навчання				Заочна форма навчання			
		Усього	Лекції	лабораторні заняття	СРС	Усього	Лекції	лабораторні заняття	СРС
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		2 семестр				2 семестр			
Модуль №1 « Ендогенні процеси внутрішньої геодинаміки Землі. Магматичні та метаморфічні породи. Породоутворюючі мінерали»									
1.1	Геологія як наука	8	2	2	4	10	2	-	8
1.2	Загальні відомості про Землю. Геологічне літочислення	8	2	2	4	10	-	2	8
1.3	Геологічні процеси. Процеси внутрішньої динаміки	8	2	2	4	10	2	-	8
1.4	Структурні елементи земної кори	10	2	2	4	8	-	2	6
1.5	Мінерали, їх фізичний стан та будова	8	2	2	4	8	2	-	6
1.6	Фізичні властивості мінералів	8	2	2	4	8	-	2	6
1.7	Класифікація мінералів за хімічним складом	8	2	2	4	6	-	-	6
1.8	Модульна контрольна робота №1	4	2	-	2	-	-	-	-
Усього за модулем №1		62	16	16	30	60	6	6	48
Модуль №2 « Екзогенні процеси зовнішньої геодинаміки. Осадкові породи»									
		2 семестр				3 семестр			
2.1	Геологічні процеси. Процеси зовнішньої динаміки	9	2	2	5	8	-	-	8
2.2	Геологічна діяльність поверхневих та морських (океанічних) вод	9	2	2	5	8	-	-	8
2.3	Геологічна діяльність підземних вод	9	2	2	5	8	-	-	8



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2.4	Розвиток зсувів та карстоутворення на території України	9	2	2	5	8	-	-	8
2.5	Визначення осадових гірських порід	9	2	2	5	10	-	-	10
2.6	Корисні копалини на території осадового чохла України	9	2	2	5	10	-	-	10
2.7	Вплив геологічного середовища на біоту	15	2	2 2	9	13	-	1	12
2.8	Модульна контрольна робота №2	4	2	-	2	-	-	-	-
2.9	Виконання контрольної (домашньої) роботи (ЗФН).	-	-	-	-	8	-	-	8
2.10	Підсумкова семестрова контрольна робота (ЗФН)	-	-	-	-	2	-	1	1
Усього за модулем №2		73	16	16	41	75	-	2	73
Усього за навчальною дисципліною		135	32	32	71	135	6	8	121

Контрольна (домашня) робота (ЗФН)

Домашнє завдання з дисципліни виконується у третьому семестрі з метою закріплення та поглиблення теоретичних знань та вмінь студента з навчального матеріалу, винесеного на самостійне опрацювання. Контрольна робота є важливим етапом у засвоєнні навчального матеріалу, її слід виконувати з використанням запропонованої спеціалізованої літератури та інших літературних джерел, в тому числі науково-популярних видань.

Номер варіанта домашнього завдання визначається за останньою цифрою номера індивідуального плану здобувача вищої освіти.

Перелік питань для підготовки до підсумкової контрольної роботи

Перелік питань, зміст завдань для підготовки до підсумкової контрольної роботи розробляються провідними викладачами і затверджуються протоколом засідання кафедри та доводяться до відома здобувачів вищої освіти.



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
НАЦІОНАЛЬНИЙ АВІАЦІЙНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет екологічної безпеки, інженерії та технологій
КАФЕДРА ЕКОЛОГІЇ



КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ

з дисципліни «ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ МІНЕРАЛОГІЇ»

Освітньо-професійна програма: «Екологія та охорона навколишнього середовища»
Галузь знань: 10 «Природничі науки»
Спеціальність: 101 «Екологія»

Укладачі:

Дудар Т.В., д.т.н., проф.,
завідувач кафедри екології
Гай А.Є., к.ф.-м.н., доц.,
доцент кафедри екології

Конспект лекцій розглянутий та
схвалений на засіданні кафедри екології

Протокол № ___ від «___» _____ 202__р.

Завідувач кафедри _____ Тамара ДУДАР



Модуль №1. «Ендогенні процеси внутрішньої геодинаміки Землі. Магматичні та метаморфічні породи. Породоутворюючі мінерали»

Тема № 1

Геологія як наука

План лекції

1. Геологія як наука, її предмет, задачі та методи.
2. Історія розвитку геології як науки та зв'язки з іншими природничими науками.
3. Основні напрямки та розділи геології.
4. Історія розвитку геології в Україні.

Література:

1. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.
2. Байсарович І.М., Коржнев М.М., Шестопапов В.М. Базові поняття екологічної геології/. – Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії». – 2008. – 124 с.

Зміст лекції

Термін «геологія» складається з двох грецьких слів «гео» - земля та «логос» – наука. В сучасному розумінні геологія це наука про склад, будову, розвиток Землі та процеси, які відбуваються в її надрах і на поверхні, включаючи водну та повітряну оболонки (гідросферу та атмосферу), та всі ті процеси, які відбуваються в цих оболонках; про утворення мінералів і гірських порід, їх хімічний склад та фізичні властивості; про закони формування і закономірності поширення корисних копалин, а також економічну доцільність їх використання; про формування земної поверхні та вплив діяльності людини на стан навколишнього середовища.

Складність процесу дослідження складу, будови і розвитку земної кори і Землі обумовила розгалуження геології на декілька наукових напрямків.

Основні напрямки та розділи геології:

- **речовинна геологія**, яка об'єднує науки, що вивчають речовину, яка складає кору та мантію Землі. Вона включає **мінералогію** – науку про мінерали (природні хімічні сполуки), які складають гірські породи. Якщо мінерали мають кристалічну форму, то мінералогія пов'язана з **кристалографією** та **кристалохімією**. Гірські породи вивчає наука **петрографія**. Осадкові гірські породи є предметом окремої науки – **літології**. Останні науки пов'язані тісно с **геохімією** – наукою про хімічний склад Землі.

- **динамічна геологія** – наука, яка вивчає геологічні процеси на земній поверхні (**екзогенні**) та в її надрах (**ендогенні**) і які спричиняють утворення та руйнування мінералів, руд, гірських порід. До цього розділу відноситься також **тектоніка** – наука, яка вивчає будову земної кори та її зміни і **геоморфологія** – наука про рельєф земної поверхні і його походження.

- **історична геологія**, яка вивчає історію розвитку Землі, а також встановлює закономірності, що керують цим розвитком і послідовністю геологічних подій, які відбувалися на Землі протягом її існування. Зміну умов на поверхні Землі розглядає така наука, як **палеогеографія**, тектонічних умов – **палеотектоніка**, кліматів – **палеокліматологія**, послідовність утворення осадкових гірських порід – **стратиграфія**. Велику роль в історичній геології відіграє **палеонтологія** – наука про викопні організми.

- **прикладна геологія**, яка поєднує науки спрямовані на практичне використання надр Землі. Відносяться такі прикладні геологічні науки як **геологічна зйомка**, **пошукова геофізика**,



інженерна геологія, наука про родовища корисних копалин, ґрунтознавство, гідрогеологія тощо.

Освоєння морських і океанських глибин призвело до виникнення *морської геології*, значення якої швидко зростає у зв'язку з тим, що третина нафти видобувається з дна морів та океанів.

Крім того, планета Земля є космічним тілом, яке є складовою частиною і Сонячної системи, і Галактики, і яка підпорядковується всім космічним законам розвитку. Космічні явища впливають на цілий ряд геологічних процесів, які відбуваються на Землі. *Космічна геологія* допомагає пізнати і саму Землю, а знімки земної поверхні, отримані з космосу, широко використовуються при складанні регіональних геологічних карт і прогнозуванні пошуків родовищ корисних копалин. Всіма цими питаннями займаються такі науки, як *космогонія, космохімія та порівняльна планетологія*.

Сьогодні людство стоїть на порозі екологічної катастрофи, відвернути яку може лише кардинальними змінами впливу людини на навколишнє середовище і в першу чергу це стосується збереження природної рівноваги Землі. Пошуки шляхів боротьби з порушенням екосистем породили новий напрям – *екологічну геологію*, яка вивчає вплив життєдіяльності людини на геологічне середовище і розробляє заходи спрямовані на боротьбу з негативними явищами.

Основним з *головних методів геологічних досліджень* є вивчення природних виходів гірських порід – **відслонень (проявлень)**. Для вивчення речовини відбираються зразки гірських порід, які потім досліджуються лабораторними методами – мікроскопічного, хімічного та інших аналізів. В осадових породах ведуться пошуки органічних залишків, які вивчаються палеонтологічними методами.

У випадках, коли корінні породи покриті ґрунтом та рослинністю, їх розкривають шурфами чи канавами, використовують гірничі виробки, зокрема кар'єри. Для вивчення порід, які знаходяться на великих глибинах необхідно бурити свердловини. Це методи польової геології. Їх доповнюють дистанційні методи, такі як аерофотозйомка та космозйомка. Для вивчення глибинної будови Землі використовують геофізичні методи, які засновані на дослідженнях фізичних полів, які створюють гірські породи різного складу.

Одним з найважливіших методів геологічних узагальнень є метод актуалізму - «Сучасне є шлях до пізнання минулого». Використовуючи метод актуалізму геологи створили логічну теорію екзогенних та ендегенних процесів, а також відновили багато історичних подій, що мали місце в минулому планети. Важливе місце у сучасній геології стали займати і методи математичного моделювання.

Становлення геології як науки

Вперше термін «геологія» ввів в ужиток норвезький науковець М. Ешольт у 1657 р.

Перші спроби опису і систематизації гірських порід, руд металів і сплавів робилися ще у середні віки і епоху Відродження (Ібн Сина і Буруні). Основи геології закладені в 2-й половині 18ст. працями Ж. Бюффона, Ж.Роме де Ліля і Р. Аюї у Франції, М. Ломоносова, І. Лепьохіна і П. Палласа в Росії, А. Вернера в Німеччині. Становленню геології як науки сприяла ідейна боротьба між представниками школи *нептунізму*, які дотримувалися осадового походження всіх гірських порід, і школи *плутонізму*, які вважали першопричиною походження гірських порід підземний жар, або ендегенні процеси.

Фундаторами наукової геології вважають видатних вчених XVIII ст. Джеймса Геттона і Абрахама Г. Вернера. В 1778 році виходить в світ книга Джеймса Геттона – «Теорія Землі» в якій були викладені погляди на основні сили, що спричиняють зміни загального вигляду Землі. Дослідник всі процеси пов'язував з дією «підземного жару», цим було започатковано так званий *плутонічний напрям* в геології, згідно з яким всі геологічні явища і процеси, а також



мінерали, гірські породи і корисні копалини є продуктом діяльності вулканів та підземних магматичних осередків.

На відміну від Дж. Геттона, який провідну роль відводив внутрішнім процесам, Абрахам Готліб Вернер (1750-1817) вважав, що всі гірські породи утворились з вод Світового океану. Цим твердженням він започаткував **нептунічний напрямок** в геології, основні положення якого виклав у першому академічному курсі геогнозії (так тоді називали геологію).

Цей дослідник виділяв групу «первинних» порід, до яких відносив граніти, гнейси та інші магматичні та метаморфічні породи, вважаючи, що вони утворилися суто хімічним шляхом і складають ядра гірських споруд.

Усі верстуваті (осадові) гірські породи він вважав більш молодими, які огортають «первинні», а їх накопичення пов'язував зі Світовим Потопом.

Вернер також вважав, що після потопу припинилась будь-яка геологічна діяльність, а порушення залягання гірських порід пояснював обтіканням молодими осадками масивів «первинних» порід або провалами над підземними порожнинами, відкидаючи роль внутрішньої енергії Землі.

Слід також згадати ще один напрямок у поглядах на розвиток Землі – **катастрофізм**, який викладався в роботах французького дослідника і «батька» наукової палеонтології, Жоржа Кюв'є (1769-1832). Він вважав, що всі зміни у будові Землі, а також у рослинному і тваринному світі обумовлені періодичними глобальними катастрофами.

Ці уявлення були спростовані в першій половині XIX ст. англійським геологом Чарльзом Лайєлем (1797-1875), засновником сучасної геології, який впровадив у геологію **поняття принципу актуалізму**. **Суть його полягає у ствердженні**, що всі явища сьогодні відбуваються так само як і у минулому. Він вважав, що для правильного розуміння геологічного минулого необхідно всебічно вивчати сучасні процеси. Саме цей принцип покладений в основу розробленого ним методу актуалізму, який широко використовується і в наші дні.

На межі XIX ст. англійський землемір В.Сміт дійшов висновку, що шари осадкових порід, які утворювались в один час містять подібні викопні рештки, навіть якщо і знаходяться на значних відстанях один від одного. І чим більше відрізняються шари земної кори за часом їх утворення тим менше схожі скаменіlostі які в них знаходяться. Це стало основою палеонтологічного методу в геології, за допомогою якого геологи почали успішно визначати відносну давність осадкових шарів земної кори.

Шукаючи пояснення існуванню гірських масивів французький вчений Жан-Батист Елі де Бомон у другій половині XIX ст. розробив так звану **контракційну гіпотезу**. Згідно цієї гіпотези, Земля, яка в минулому являла собою вогненно-рідку кулю, охолоджуючись зазнала стискання, що спричинило утворення складок на її поверхні у вигляді гірських ланцюгів.

Приблизно, в цей же час американський геолог Джеймс Дана (1813-1895), зробив припущення, що на місці сучасних гірських систем спочатку існували великі прогини, в яких накопичувались потужні товщі осадкових утворень. Під впливом сил стиснення породи зминалися в складки і піднімалися на поверхню Землі у вигляді гірських масивів.

Трохи пізніше О.П. Карпінський (1846-1936) започаткував вчення про платформи (рівнинні ділянки земної поверхні), в основі якого також лежали уявлення про характер різноманітних рухів земної кори.

Таким чином, починаючи з середини XVIII і на протязі XIX ст. завдяки зусиллям багатьох дослідників відбулося **становлення геології як науки**.

Теоретичні і пізнавальні значення для геології у 18 ст. мали праці В.Зуєва, В. Сєвергіна, у 19 ст. – Г. Романовського, Г. Щуровського, В.Ковалевського, у 20 ст. – Ф.Чернишова, О. Карпінського, О.Борисяка, В. Вернадського, А. Архангельського, Є. Федорова.



Систематизація геологічних досліджень в Україні почалися в кінці 18 ст. У 19 ст. вони завершилися відкриттям вугільних родовищ Донбасу (20-ті рр.), залізних руд Керченського півострова (30-ті рр.) і Криворіжжя (60-ті рр.), марганцевих руд Нікопольщини (70-і рр.).

Історія української геологічної галузі

Геологічні дослідження на теренах України проводилися ще з давніх часів і передували виникненню і розвитку деяких галузей гірничого промислу: розробка і плавка залізних руд і благородних металів, добування солі з ропи, родовищ будівельного каменю, гончарних глин тощо.

1800 – 1921 рр.

До організації Геологічного комітету Росії (1882 р.) дослідження на території України мали епізодичний характер. На цей час припадають відкриття кам'яного вугілля Донбасу, криворізьких залізних руд та перші публікації з геології Карпат.

У 30-х роках ХІХ сторіччя відомим промисловцем **А.Демидовим** організовується експедиція для вивчення півдня Росії, включаючи територію східної України, з метою «учредити в Новороссийском крае каменноугольное и железное производство». Матеріали експедиції стали передумовою для стратиграфічного розчленування геологічних комплексів як основи наступного картування.

Перші узагальнення геологічних матеріалів знайшли відображення на схематичних картах Київської і Херсонської губерній, геологічній карті Бессарабії масштабу 1: 420 000.

У 1872 році Гірничим департаментом за матеріалами братів Носових видається **пластова гірничопромислова карта Донбасу**, на якій вперше були окреслені межі Донецького басейну, відображені пласти вугілля, вапняків та пісковиків, окреслені головні риси тектонічної будови.

Узагальненням досліджень Західної України, яка на той час входила до складу Австро-Угорської імперії, стала **геологічна карта Австро-Угорщини** масштабу 1: 576 000.

На початку ХХ століття геологічна вивченість України була низькою через відсутність єдиної державної геологічної служби. **З 1 лютого 1918 р.** почалася офіційна історія Українського геологічного комітету.

Діяльність Комітету у 1918 р. була виключно лабораторно-кабінетною: складні політичні і воєнні події не дали змоги розпочати польові дослідження. **Укргеолком** розпочав збирання і систематизацію всіх матеріалів з геології, що були накопичені на той час, складання інформативнішої геологічної карти у 25-верстовому масштабі, корисних копалин і будівельних матеріалів - у 10-верстовому, каталогізації усіх свердловин, геохімічних та інших лабораторних аналізів корисних копалин, місцезнаходжень джерел, озер і грязей, адресних даних фабрик, установ, рудників, кар'єрів і родовищ корисних копалин.

Та все ж таки саме у цей період було відправлено на польові роботи 10 геологічних партій.

1922 – 1929 рр.

З жовтня 1922 р. співробітники комітету здійснювали польові та камеральні роботи. Геологи вивчали і узагальнювали матеріали по всіх регіонах України. У зв'язку зі **зсувами у Києві** була виконана детальна геологічна зйомка, результатом якої стала геологічна карта міста. Ця робота поклала початок планомірної боротьби з кийськими зсувами. Новим у діяльності служби у 1923 – 1924 р.р. стало **складання карт різноманітних геологічних систем**, систематизація наявної геологічної літератури, складання оглядів гірничої промисловості України. Було видано **збірник про корисні копалини**, куди увійшли розділи:

- Вугілля України (Б. Личков);
- Графіти України (В. Чирвінський);
- Каолінові родовища Подолії (А. Зеленко);
- Залізна руда Волині (С. Коклик);



- Нікопольське родовище марганцю (М. Черногорова);
- Ртуть України (М. Ожегова).

У 1926 р. при Укргеолкомі були організовані секції геологічної зйомки, гідрогеологічна, петрографічна, палеонтологічна; засновані шліфувальна майстерня, хімічна лабораторія. У **березні 1928 року** підбито підсумки десятилітньої діяльності Комітету. Протягом цього періоду:

- були закладені основи систематичного вивчення найголовніших корисних копалин, складено геологічну і гідрогеологічну карти і карту корисних копалин;
- одержано нові дані щодо стратифікації докембрію Українського щита, палеозою Поділля і мезокайнозою Дніпровсько-донецької западини;
- виявлено нові дислокації в районі Канева і Придністров'я;
- досягнуто певних успіхів у відкритті родовищ бурого вугілля, каолінів, фосфоритів, марганцю, залізної руди, графітів, будівельних матеріалів.

У жовтні 1929 р. геологічний комітет реорганізовано в Українське районне геологорозвідувальне управління.

1931 – 1935 рр.

У вересні 1931 р. було створено Український геологорозвідувальний трест. У складі Тресту існували п'ять виробничих геологорозвідувальних баз, єдиний республіканський науково-дослідний геологорозвідувальний інститут (УкрНДГРІ), завод бурової техніки, майстерня точних (в основному геофізичних) інструментів, конструкторське бюро і учбовий комбінат.

Виконувалися **гідрогеологічні дослідження**: артезіанські води ДДЗ та Причорноморської западини, підземні – УЩ, гідрогеологія буровугільних родовищ, інженерно-геологічна зйомка Києва.

Значною подією того часу був розвиток геологорозвідувальних робіт на **нафту і газ**. За час з 1936 по 1941 рр. на Роменській площі пробурено 54 колонкових свердловин і 48 роторних, що дало можливість відкрити і ввести Роменське нафтове родовище в експлуатацію. Одночасно тривали геологорозвідувальні роботи на нафту і газ на інших площах Дніпровсько-Донецької та Причорноморської западин і на околицях Донбасу.

1938 – 1944 рр.

У 1938 р. Український геологічний трест перетворено на Геологічне управління УРСР. **Основними напрямками діяльності** у даний період були:

- проведення пошуково-розвідувальних робіт на нерудну сировину;
- гідрогеологічні дослідження;
- геофізичні та пошуково-розвідувальні роботи.

Друга світова війна зупинила геологорозвідувальні роботи в Україні; найважливіші підприємства і організації перебазовані на Схід. У 1944 р. (після звільнення України) розпочалася відбудова шахт і рудників, відновилися пошуки корисних копалин. У порівняно короткий строк виконано величезний обсяг геологічних досліджень у межах Великого Донбасу, Кривого Рога, Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну.

1957 р. – сьогодні

У п'ятдесятих роках геологорозвідувальна служба України зазнає корінних змін.

Наприкінці 1965 р. Головгеологію було перетворено в Міністерство геології УРСР. До системи Міністерства увійшли всі геологічні організації та підприємства колишнього Держгеолкому УРСР.

У 1988 р. «Укргеологія» стало Головним координаційним геологічним управлінням Міністерства геології СРСР.



За роки незалежності українська геологічна служба неодноразово зазнавала структурних змін – від Державного Комітету України по геології та використанню надр до Державної служби геології та надр України.

Геологи з української антарктичної станції «Академік Вернадський» виявили осадові породи, які можуть суттєво змінити уявлення про вік материка Антарктида - про це розповів доктор геологічних наук професор **Володимир Бахмутов** під час зустрічі 23-ї української антарктичної експедиції.

Регіон досліджень (Антарктида) повністю складений вулканогенними породами, вік яких становить більше ніж 120 млн. років. Ці осадові породи є найдревнішими. В результаті досліджень українських геологів було виявлено цілий пласт гірських порід, які сформувалися до того, як розпочалася вулканічна активність, 145-200 млн. років. Це свідчить про те, що геологічна історія цього регіону принципово була інша, ніж вважалася до цього часу!

Вважається, що було кілька етапів тектоно-магнетичної активізації, коли там відновлювалася вулканічна активність.

Тема № 2

Загальні відомості про Землю. Геологічне літочислення

План лекції

1. Положення Землі і сонячної системи у світовому просторі.
2. Уявлення про походження Землі (космогонічні гіпотези).
3. Форма, розміри і будова Землі.
4. Поняття абсолютної і відносної геохронології.
5. Методи відносного та абсолютного літочислення.
6. Геохронологічна і стратиграфічна шкали.

Література:

1. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.
2. Байсарович І.М., Коржнев М.М., Шестопапов В.М. Базові поняття екологічної геології/. – Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії». – 2008. – 124 с.

Зміст лекції

Першу наукову модель будови світу запропонували вчені-позитивісти. Згідно цієї моделі Всесвіт не має границь, існував завжди і буде існувати завжди, не може зменшуватись або збільшуватись. Але по мірі розвитку науки, накопичувались питання на які ця теорія відповідей не мала.

Сьогодні наука уявляє собі народження Всесвіту наступним чином: він утворився із сингулярності. **Сингулярність** – це точка, радіус якої прагне до нуля і з безкінечно великою густиною і температурою ($R \rightarrow 0$, $T \rightarrow \infty$, $\rho \rightarrow \infty$). Її миттєвий розліт, який називають **Великим Вибухом**, і створив матерію, час і простір нашого Всесвіту. Відбулось це, за останніми даними, 13,7 млрд. років тому назад.

Через мільйон років після вибуху Всесвіт продовжував розширюватися, а температура упала до 30 000 градусів К і стала можливою поява перших атомів; ще через 200 000 мільйонів років температура знижується приблизно до 3000К. З цього моменту починають формуватись більш складні структури – *зірки*.



Вони конденсувались з міжзоряного газу, який складався в основному з водню (гідрогену) з домішкою гелію. Подальша еволюція речовини йшла вже в надрах зірок. Все, що знаходиться в періодичній системі правіше й нижче гелію (практично вся таблиця Менделєєва) – це продукт зоряних «фабрик». В результаті ядерних реакцій в надрах першого покоління зірок утворились всі хімічні елементи (магній, вуглець, кисень, залізо), крім трансуранових (ці хімічні елементи утворюються під час вибухів наднових зірок).

Зараз у Всесвіті виділяють **наступні космічні системи та тіла**: галактики, зоряні системи (планети, супутники планет), окремі зірки, малі космічні тіла – астероїди, комети, метеорити, міжзоряний газ, пил, туманності, чорні діри, а також загадкову темну матерію і темну енергію. Глибина вивченості Всесвіту досягла приблизно 13 млрд. світлових років.

(*Світловий рік - це позасистемна одиниця вимірювання довжини, що дорівнює відстані, яку світло долає за один рік*).

Ця частина всесвіту, яка доступна для безпосереднього спостереження, називається **метагалактикою**. Метагалактику наповнюють галактики, до складу яких, в свою чергу, входить від сотень мільйонів до сотень мільярдів зірок. В метагалактиці більше мільярда галактик.

Галактика – це гігантська зоряна система, до складу якої входять мільйони зірок, інших космічних тіл, які пов'язані між собою і займають в просторі певний об'єм. Із Землі галактики нагадують різні за формою плями. При спостереженні за допомогою телескопа вони розрізняються на спіральні, еліптичні, та неправильної форми. Крім масивних тіл, до складу галактики входять численні газові та пилові скупчення, густина міжзоряної матерії дуже тонка (на 1см^3 – 1 атом).

В межах галактики зірки утворюють зоряні скупчення у вигляді куль і зоряних хмар. Всі складові галактики обертаються навколо її центру.

Зірка – небесне тіло, в якому відбуваються, відбувались або будуть відбуватись термоядерні реакції. Але найчастіше зіркою називають небесне тіло в якому термоядерні реакції протікають в даний момент. Новонароджена зірка складається приблизно з 90% водню і 10% гелію, а також в незначній кількості присутні азот, кисень, залізо, фосфор, магній, алюміній. Зоряна речовина являє собою плазму, яка складається з іонізованого водню та гелію.

Види зірок. Всесвіт влаштований таким чином, що в ньому не існує нічого абсолютно однакового, тому кожна зірка індивідуальна. Однак вчені виділяють певні види зірок. Класифікація може відбуватись за масою, спектром світіння і етапам еволюції.

Зірки головної послідовності. Це такий етап життя зірки, при якому енергія випромінювання повністю компенсується енергією термоядерних реакцій, які протікають в її центрі.

Світіння таких зірок залежить від конкретного виду реакцій. В цьому класі вчені виділяють наступні види: *блакитні, біло-блакитні, білі, біло-жовті, жовті, помаранчеві, червоні*. Найбільшу температуру мають блакитні, найнижчу – червоні. **Сонце відноситься до жовтих різновидів зірок**, його вік складає трохи більше 4,5 млрд. років.

Розмір зірок астрономи оцінюють шляхом порівняння їх з масою і радіусом Сонця.

Гігантами вважаються світила, які мають діаметр і масу, що в десятки тисяч разів перевищують діаметр і масу Сонця.

Карликами називають такі види зірок, які мають діаметр значно менший ніж діаметр Сонця. Вчені виділяють:

- **білі карлики** (кінцевий продукт еволюції нормальних зірок, утворюються після вичерпання джерел термоядерної енергії у надрах зорі та скидання оболонки);

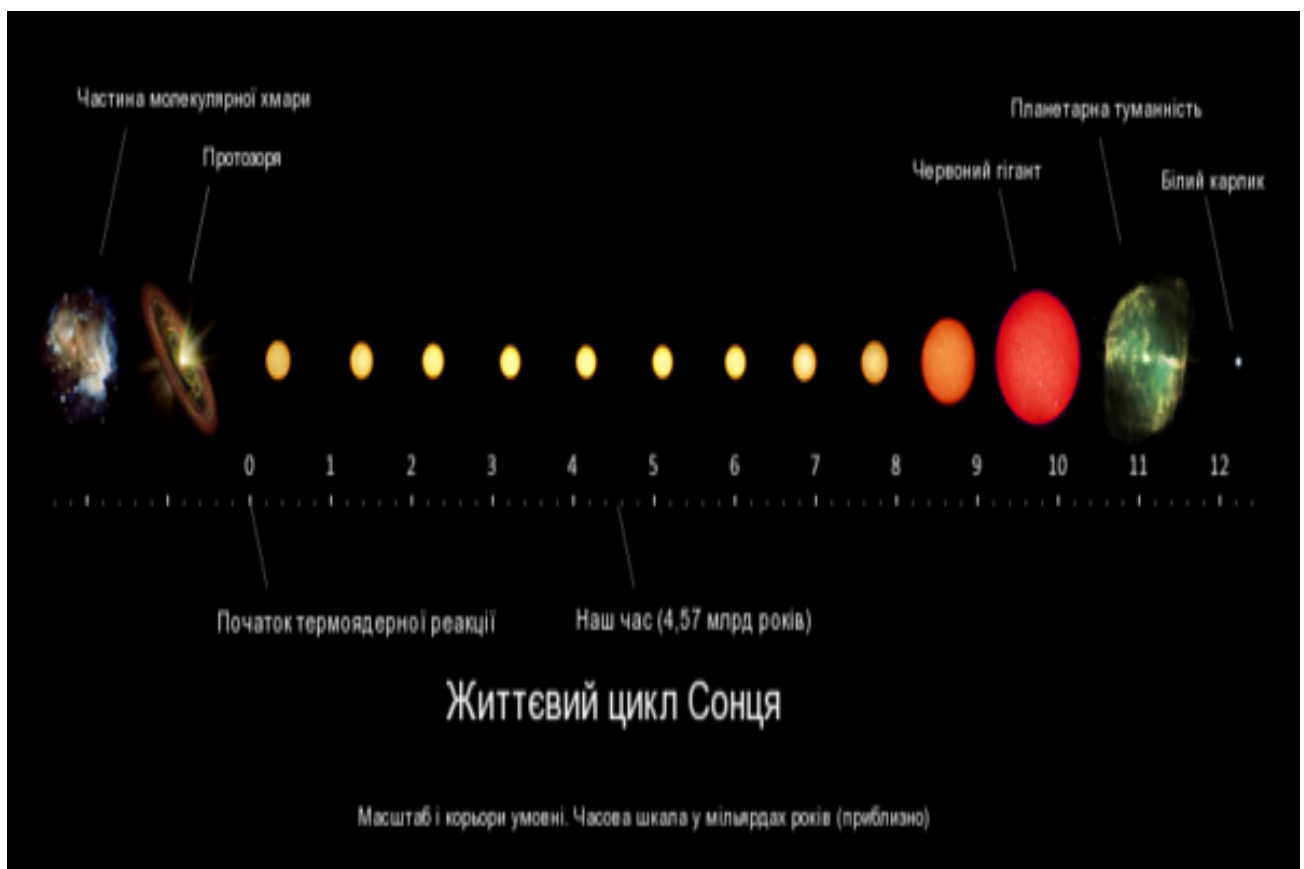
- **жовті карлики** (так іноді називають зірки подібні Сонцю за температурою, радіусом і масою);



- **коричневі карлики** (нещодавно відкриті види зірок, які мають дуже слабе світіння, в надрах яких термоядерні процеси не ідуть; вони часто позиціонуються як планети);
- **червоні карлики** (невеликі зірки з діаметром не більше третини від сонячного, відносно холодні);
- **чорні карлики** (кінцева стадія еволюції зірки з невеликою масою, повністю застигла і безжиттєва).

Протозоря - астрономічний об'єкт, що перебуває на проміжному етапі зоряної еволюції - від фрагменту газопилової хмари до власне зорі на стадії головної послідовності.

Туманність – величезне скупчення газу і (або) пилу між зірками або навколо них, яка виділяється своїм поглинанням або випромінюванням у порівнянні з навколишнім середовищем Туманності поглинають, випромінюють або розсіюють світло. В залежності від поглинаючих або випромінюючих властивостей бувають темними і світлими.



Будова Сонячної системи.

Сонячна система розміщена в Галактиці, яку ми називаємо «Чумацький шлях». Наша галактика нараховує приблизно 200 мільярдів зірок зі своїми планетними системами та їх супутниками.

Центр Сонячної системи – Сонце, розпечена плазмова куля, що знаходиться на середній стадії зоряної еволюції. Розташовано Сонце в межах одного зі спіральних рукавів нашої Галактики і обертається навколо центра Галактики з періодом близько 200 млн. років. Сонце рухається зі швидкістю 250 км в секунду. За час свого існування – приблизно 5 мільярдів років воно зробило 25 обертів, тобто прожило 25 галактичних років. Сонце – джерело практично всієї енергії якою користується наша цивілізація, причина і двигун земної еволюції.



Сонце – газова куля, яка складається на 70% з водню, 27% з гелію, на частку інших елементів залишається близько 2,5%.

З періодичністю 11 років на Сонці виникають плями – області пониженого світіння і підвищеного напруження магнітного поля. Ці плями розміром із Землю або трохи більше. Крім плям на Сонці ще є протуберанці, факели, коронарні діри і спалахи. Чому виникають всі ці загадкові явища точно не відомо, але всі вони в тій чи іншій мірі впливають на Землю (найбільше – спалахи).

(Відомо, наприклад, що чим більше плям на Сонці тим менше середня концентрація соляної кислоти в илунку. При максимумі сонячної активності зменшується розчинна властивість крові, знижується імунітет. Недавно вчені підтвердили, що підвищення сонячної активності може провокувати спалахи епідемій. В роки сонячних максимумів люди біохімічно стають іншими – більш нервовими, збудженими. Наприклад, за даними чиказької поліції, кількість учасників кримінальних груп в роки сонячної активності зростає приблизно на чверть, а в школах збільшується кількість двісчників).

У Сонці зосереджено 99,886% усієї маси Сонячної системи. Таким чином, маси планет мізерно малі в порівнянні з масою Сонця. Загальна довжина Сонячної системи складає біля 100 астрономічних одиниць. (*Астрономічна одиниця - середня відстань від Землі до Сонця, яке дорівнює приблизно 150 млн. км.*)

На цій відстані розташовано вісім планет: Меркурій, Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун. Термін «планета» походить від грецького слова, яке означає «мандрівник», «блукач».

За масою, густиною та іншими параметрами вони поділяються на дві групи: **внутрішні** або планети земної групи і **зовнішні**, або планети-велетні. Внутрішні планети характеризуються незначними розмірами, масою, високою густиною, малою швидкістю обертання навколо осі.

Меркурій – найближча до Сонця і найменша планета; її радіус складає 0,4 земного, маса – 5% земного. Меркурій дуже схожий на Місяць: його поверхня покрита численними ударними кратерами. Атмосфера Меркурія вкрай розріджена, за складом гелій, неон і аргон. Температура поверхні коливається від -173 до +430° С. Характеризується дуже слабким магнітним полем.

Венера – майже копія Землі, тому становить найбільший інтерес для геологів! Венера лише трохи менше нашої планети. Маса Венери складає 80% маси Землі. Венера має надзвичайно потужну і щільну атмосферу, що складається в основному з вуглекислого газу з хмарами з крапельок сірки і сірчаної кислоти. Така атмосфера створює дуже сильний парниковий ефект, завдяки якому температура поверхні планети досягає близько 500 градусів в тіні (467° С) (звідси випар сірки); тиск на поверхні складає 90 атм., тобто дорівнює тиску в океані на глибині 900м. Венера складена тонко розшарованими кам'янистими породами, очевидно базальтами.

Земля - лише трохи більше Венери, має більшу масу та період обертання навколо Сонця, але набагато більш швидке осьове обертання. Повний оберт навколо Сонця Земля здійснює протягом 365,26 діб.

Завдяки швидкому осьовому обертанню та існуванню рідкого ядра вона має потужне магнітне поле, яке захищає органічний світ на її поверхні від згубного впливу космічних променів. Відмінності Землі від інших планет земної групи і від Місяця полягають у тому, що:

- її кора складена не тільки базальтами, але в межах континентів також і гранітами;

- на поверхні присутня водна оболонка - гідросфера;

- на Землі активно проявлені ендегенні (вулканізм, рухи і деформації земної кори тощо),

а також різні екзогенні (діяльність вітру, річок тощо) процеси; зародився органічний світ.

Місяць - єдиний природний супутник Землі. У рельєфі Місяця виділяються піднесені і знижені ділянки, що за аналогією з Землею називаються континентами і морями. Перші



займають 84% поверхні Місяця і помережені ударними кратерами. Місячні моря представляють рівнини, складені покровами базальтів, подібних до земних.

Марс - замикає групу внутрішніх планет Сонячної системи. Він володіє діаметром приблизно вдвічі меншим земного, маса – 10% від маси Землі. Осьове обертання приблизно дорівнює земному (24 год, 37,4 хв), Марс, подібно до Землі, характеризується нахилом екватора до площини орбіти, що обумовлює і на Марсі зміну пір року.

У зимовий час у полярних областях утворюються снігові шапки; сніг складається з води і вуглекислоти. Але тривалість сезонів на Марсі майже вдвічі більше, ніж на Землі, тому що марсіанський рік складає 687 діб.

В даний час на Марсі панують процеси, зв'язані з діяльністю вітру: великі піщані пустелі з характерним рельєфом, з дюнами і барханами, час від часу виникають пилові бури. Тобто, на Марсі виявлено екзогенні процеси, відомі і на Землі, але немає слідів життя і зв'язаних з ним явищ. Марс має два дуже невеликих за своїми розмірами супутника – Фобос (до 27 км у поперечнику) і Деймос (до 15 км у поперечнику).

Пояс астероїдів - знаходиться за Марсом, його можна назвати космічним «звалищем» Сонячної системи. Там обертаються сотні тисяч різноманітних, неправильної форми космічних тіл, які інколи долітають до Землі. Спочатку астероїдам давали імена міфологічних богинь, потім - жіночі імена. Коли вони закінчились, астероїди стали називати на честь відомих учених різних країн. Серед астероїдів є такі, назви які пов'язані з Україною, - Житомир, Одеса, Херсон, Кобзар, Скворода, Всехсвятський, Чурюмов, Яцків тощо. Але частіше падають не астероїди а дрібні метеорити.

Метеорити – кам'яні чи залізні уламки, що випадають іноді на поверхню планет і нерідко залишають на ній слід у вигляді ударних кратерів. Підраховано, що щорічно на поверхню Землі випадає не менше тисячі метеоритів. У складі метеоритів присутні майже усі відомі на Землі елементи і їх ізотопи. По складу метеорити підрозділяються на три головні групи: залізні, залізо-кам'яні і кам'яні.

Зовнішні планети - Юпітер, Сатурн, Уран і Нептун утворюють групу планет-велетнів, різко відмінну за складом і будовою від внутрішніх планет. Вони характеризуються великими розмірами, низькою густиною, значною масою та високими швидкостями обертання, що зумовлює їх сильне сплюснення біля полюсів.

Не відомо чи є у цих планет ядра, складені з твердого матеріалу, а зовнішні оболонки складаються з легких газів, в основному водню і гелію, з невеликою домішкою метану й аміаку.

Найбільш вивченим є **Юпітер**. Юпітер володіє потужним магнітним полем, випромінює тепло (вдвічі більше, ніж отримує від Сонця) і характеризується значним радіоактивним випромінюванням. На сьогоднішній день відкрито 79 супутників, більшість з яких – це захоплені астероїди з радіусом до 1 км і разом з ними складає невеличку планетну систему.

Маси основних супутників близькі до маси Місяця, а один з них, Ганімед, навіть перевищує за масою планету Меркурій. Деякі з супутників мають власні атмосфери. За складом вони більш схожі на планети земної групи, але відрізняються тим, що верхня тверда оболонка складається з льоду. Дуже цікавий **Іо** - супутник Юпітера, на якому відкриті 8 діючих вулканів. Ці вулкани, на відміну від земних, викидають розплавлену сірку і SO_2 . Інші внутрішні супутники Юпітера, що відстоять від нього на більшу відстань, – Європа, Ганімед і Каллісто – покриті крижаною корою. Більшість супутників – це астероїди, захоплені полем гравітації Юпітера.

Друга з планет-велетнів – Сатурн. Найдеформованіша з усіх планет – сполучення низької густини і швидкого осьового обертання створює значну опуклість вздовж екватора. Навколо нього обертається 16 супутників, більшість з яких як і у Юпітера – захоплені астероїди.



Як і Юпітер випромінює теплову енергію (втричі більше ніж отримує від Сонця). Єдина планета яка має водневу атмосферу, під якою точно немає ніякої твердої поверхні. (Якби можна було б побудувати ванну, яка вмістила би Сатурн, то він би плавав по поверхні. Фактично треба 764 Землі, щоб заповнити її об'єм.)

Має 4 яскраво виражених своєрідних кілець, кожне з яких складається з сотень окремих, різко розмежованих кілець, що складаються з мільярдів і мільярдів льодових частинок.

Найбільший супутник – Титан, розміром майже з Меркурій. Має рідкий океан води під своєю льодовою кригою. Має потужну азотну атмосферу, до складу також входить метан, який розкладається під впливом сонячного світла і утворює своєрідну димку, через яку не можна вести спостереження.

Уран - першовідкривач Вільям Гершель спершу прийняв його за комету, але повільний рух об'єкту вказував на те, що він має бути набагато більшого розміру і розташований значно далше. За розміром займає проміжне місце між планетами земної групи і справжніми гігантами, такими як Юпітер і Сатурн. Коли були відкриті чотири його великих супутника і визначені їхні орбіти з'ясувалось, що вісь обертання Урану відхилена від вертикалі на 98°. В зв'язку з цим літо – це період неперервного денного світла, а зима час постійної темряви.

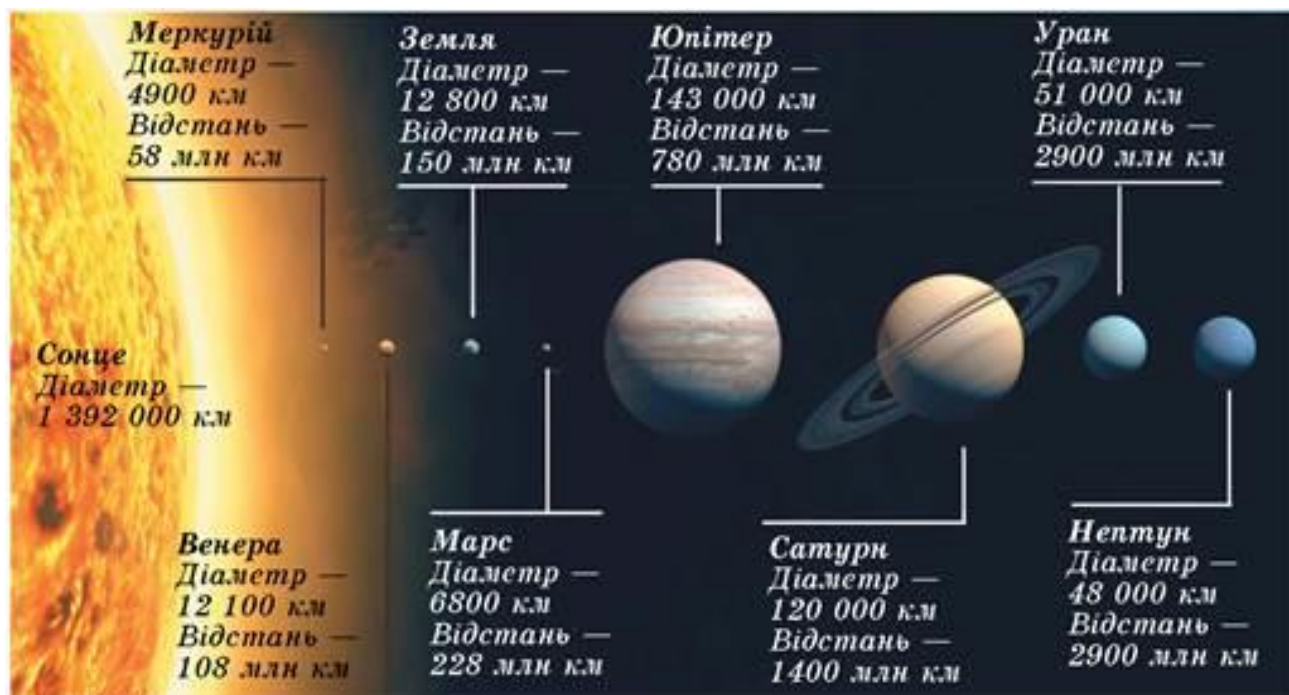
Нептун - найдалша з головних планет. Відкритий в 1846 році шляхом математичного аналізу відхилення Урану від розрахованої орбіти. Виявився майже його близнюком, лише трохи меншого розміру. До прольоту повз нього «Вояджера-2» в 1989, році взагалі майже нічого відомо не було.

На Нептуні дують найсильніші вітри в усій Сонячній системі, швидкість яких досягає 2000 км/год. Вважається, що енергія, яка живить ці процеси надходить з надр планети. Схоже, у всіх планет-велетнів крім Урану, є внутрішнє джерело енергії.

За орбітою Нептуну знаходиться **зовнішній пояс астероїдів – Пояс Койпера**.

Першим об'єктом цього крижаного поясу - це відкриття у 1930 році планети **Плутон**, яку до серпня 2006 року вважали дев'ятою планетою.

Зараз відкрито, близько 1000 об'єктів пояса Койпера. Склад об'єктів ймовірно крижаний (лід водяний, метановий, азотний, вуглекислий).





Форма, розмір та будова Землі.

Форма і розмір Землі цікавили людство ще в глибокій давнині. На вирішення цього питання пішло не одне століття. Перші уявлення про форму і розмір Землі відомі з часів давнього Єгипту. Думка про те, що Земля має форму кулі вперше, як вважається, виникла у Піфагора. Пізніше це підтвердив Аристотель. Спостерігаючи затемнення Місяцю, він звернув увагу на те, що тінь Землі мала форму дуги.

Але насправді поверхня Землі більш складна. Найбільш близькою до сучасної фігури Землі є фігура, яка називається «геоїд», що означає «землеподібний». Це деяка уявна поверхня, по відношенню до якої сила тяжіння скрізь направлена перпендикулярно. Земля прийняла би форму геоїда, якщо б поверхню океану в абсолютний штиль умовно продовжити під континенти і зрізати цією поверхнею усі нерівності Землі.

Основні параметри вимірювання були підтвержені сучасними дослідженнями, у тому числі і супутниковими.

Радіус екваторіальний – 6378,254 км.

Радіус полярний – 6356,863 км.

Площа поверхні Землі – приблизно 510 млн км².

Об'єм Землі – 1,083 x 10¹² км³.

Маса Землі – 5,976 x 10²⁷ г.

Найбільша відстань Землі від Сонця – 152 млн км, найменша – 147 млн км.

Середня швидкість руху Землі вздовж орбіти – 29,76 км/сек.

Період обертання навколо власної осі – 23 години, 56хв 4,09 сек.

Вісь обертання нахилена до площини орбіти під кутом 23°05'15". За період геологічної історії тривалість доби збільшилась на 4 години, що свідчить про уповільнення швидкості обертання Землі навколо своєї осі.

На основі швидкостей розповсюдження хвиль австрійський геофізик К. Буллен виділив три головні області Землі, які відділені один від одного чітко вираженими поверхнями розділу першого порядку, де швидкості сейсмохвиль різко змінюються.

1. **Земна кора** – тверда верхня оболонка Землі товщиною від 6-7 км (під океанами) до 70 км (в районах гірських масивів). Середня потужність земної кори 33 км. Швидкість р – хвиль – 6-7 км/сек. (у нижньої частині Земної кори). Швидкість s – хвиль – 3,7–3,8 км/сек.

2. **Мантия Землі** розповсюджена нижче земної кори до глибини 2900 км від поверхні. Вона підрозділяється на дві частини: верхню мантию (до глибини 800 км) та нижню мантию. Щільність порід у верхньої частині мантиї – 5,5-5,7 г/куб.см. Швидкість р – хвиль – 7,8-8,0 км/сек. Швидкість s - хвиль – 4,5 – 4,7 км/сек.

Різку зміну швидкостей проходження сейсмохвиль установив вперше у 1909 році югославський сейсмолог А.Мохоровичич. Тому цей сейсмічний розділ першого порядку називається поверхнею Мохоровичича (скорочено границя Мохо чи М). У верхній частині верхньої мантиї існує шар порід, якій більш пластичний ніж вище- і нижчезалягаючі. Це астеносфера (від дав.-гр. ἀσθενής — «слабкий» і σφαῖρα — куля, сфера) – середня частина верхньої мантиї Землі. Тут спостерігається деяке пониження швидкості сейсмохвиль, особливо поперечних (S – хвиль) і підвищена електропровідність гірських порід. Глибина залягання астеносфери під континентами— близько 100–120 км, під океанами - близько 50—60 км, її товщина — 100–170 км. Вважають, що речовина астеносфери перебуває у в'язкопластичному стані. Пониження швидкостей сейсмохвиль в астеносфері пов'язано зі частковим переплавленням мантийної речовини (до 10 %). Твердий надастеносферний шар мантиї разом із земною корою називається **літосферою**.

3. **Ядро Землі**. Залягає від глибини 2900 км до центру Землі (6370 км). Воно поділяється на зовнішнє (глибини 2900 – 4980 км) та внутрішнє (5120 – 6370 км). В інтервалі глибин 4980 – 5120 км знаходиться перехідна зона. В зовнішньому ядрі швидкості подовжніх сейсмохвиль



поступово зростають до значень 10,4 – 10,5 км/сек., зменшуються в перехідній зоні до 9,5-10 км/сек. І у внутрішньому ядрі знову поступово збільшується до значень 11,2-11,3 км/сек. Поперечні сейсмохвилі нижче глибини 2900км в ядро Землі не проходять, тобто речовина зовнішнього Ядра наближається до рідкого стану.

Густина та тиск усередині Землі. Середня густина Землі – 5,52 г/ см³ . Густина порід земної кори від 2,4 до 3,0 г/см³ , середня 2,8 г/см³ . Тобто можна припустити, що в мантії та ядрі густина збільшується. По зміні швидкостей сейсмохвиль з глибиною був побудований графік густини порід у середині Землі. У надастеносферному шарі в мантії густина порід зростає різко і поступово змінюється від значень 3,3-3,4 до 5,6-5, г/см³ в підшві нижньої мантії. При переході від мантії до ядра відбувається різкий стрибок густини до 9,7 – 10 г/ см³ . Прискорення сили тяжіння зростає з величин 9,82 м/с² до 10,37 м/с² . до глибини 2900км, а в ядрі починає швидко падати до 0. Тиск на глибині 40км – 1х10 МПа, на глибині 2900 км – 137х10 МПа, в середині Землі – 361х10 МПа.

Зміна температури з глибиною. Найбільш точні дані отримані для верхньої частини земної кори, розкритої шахтами та буровими свердловинами до глибини близько 12,5 км. Вони свідчать про систематичне підвищення температури з глибиною. Збільшення температури в градусах Цельсія на одиницю глибини називають геотермічним градієнтом, а інтервал глибин, в яких температура підвищується на 10 С, називається геотермічною сходинкою. Геотермічний градієнт і, відповідно, геотермічна сходинка в різних місцях земної кулі різні і залежать від геологічної будови земної кори в межах тої або іншої території, а також від характеру теплопровідності гірських порід. Згідно з даними Б. Гутенберга, межі коливань при цьому можуть відрізнятися майже у 25 разів і більше. Найбільші значення відзначаються у рухливих районах океанів та континентів, найменші в найбільш стійких та древніх ділянках континентальної кори.

Магнетизм Землі. Для розуміння процесів і явищ, які відбувалися та відбуваються на Землі і у Всесвіті, а також для пізнання геологічної будови планети і прогнозування пошуків корисних копалин велике значення мають відомості про земний магнетизм. Відомо, що Земля діє як гігантський магніт і володіє потужним силовим полем. Відомості про розподіл магнітного поля Землі на її поверхні та в приземному просторі вчені отримують проводячи наземну, морську та аеромагнітну зйомки, а також з штучних супутників Землі. Геомагнітне поле Землі дипольне але магнітні полюси не співпадають з географічними. Їх положення змінюється в часі, навіть підчас спостереження людиною. Між ним існує кут величиною біля 11,5° який називається магнітним схиленням.

На загальний фон магнітного поля накладається вплив гірських порід, які містять феромагнітні мінерали. Як результат – виникнення на поверхні Землі магнітної аномалії – відхилення вектора напруження магнітного поля від його нормального значення. Магнітні аномалії дають можливість судити про розміщення тих чи інших порід в земних надрах.

Тепло Землі. Розрізняють два джерела тепла Землі: тепло, що отримано від Сонця; тепло, що виноситься з надр Землі на поверхню. Прогрів Сонцем поширюється на невелику глибину, що не перевищує 28- 30м, а в інших районах 1м. На деякій глибині від поверхні розташовується пояс постійних температур, які дорівнюють середньорічній температурі даної місцевості. Наприклад, в нашому регіоні на глибині 25-28м існує температура 11-13⁰ . Нижче поясу постійної температури спостерігається збільшення її значень за рахунок теплового потоку з надр Землі. Максимальні його значення зафіксовані в межах рифтових зон, а мінімальні – на платформах, щитах, океанських рівнинах, тобто тепловий потік залежить від рухливості земної кори та інтенсивності ендегенних процесів.

Земна кора її будова і типи.

Земна кора - це верхня, тверда оболонка Землі, яка залягає вище поверхні Мохоровичича, в будові якої беруть участь осадові, магматичні та метаморфічні гірські породи.



Рельєф Землі та внутрішня будова її кори взаємозв'язані і спочатку треба розглянути будову поверхні. Основними орографічними складовими поверхні Землі є континенти і океани. В межах перших виділяються рівнини, які включають височини та низовини, а також гірські області, представлені сукупністю гірських хребтів з вершинами абсолютні висоти яких складають 5-8км. Океани також характеризуються нерівномірністю будови поверхні дна.

Виділяють континентальний, океанічний, субконтинентальний і субокеанічний типи, які відрізняються за потужностями, складом і характером будови.

Континентальний тип земної кори. Потужність кори змінюється від 35 до 40 км в межах платформ до 50-70 км під молодими горами. Континентальна земна кора характерна також і для підводних окраїн континентів. В області шельфу потужність її зменшується до 20-25км, а на материковому схилі вона виклинюється. Континентальна земна кора складається із трьох шарів:

1. Перший осадово-вулканогенний шар має потужність від 0 до 5-10км у межах рівнин і зростає до 15-20км у прогинах (наприклад в Прикаспійській западині). Середня потужність на всіх континентах - 3км. Швидкість проходження сейсмічних хвиль 3-5 км/сек.

2. Другий, «гранітний», шар складається на 50% з гранітів, на 40% з різноманітних метаморфічних порід низьких і середніх ступенів метаморфізму (переважно сланців і гнейсів), 10% його об'єму – інтрузивні породи основного складу. Тому, краще його називати гранітно-гнейсовим. Потужність шару досягає під горами 20-25км. Швидкість проходження сейсмічних хвиль складає 5,5 - 6,4 км/сек. Границя між другим та третім шаром відбивається сейсмохвилями у вигляді стрибка швидкостей. Ця границя названа границею Конрада.

3. Третій шар, складений інтрузивними породами основного складу, а також метаморфічними утвореннями високих ступенів метаморфізму (гранулітами). Тому раніше його називали «базальтовим». Зараз існує інша назва цього шару – грануліто-базитовий шар.

Океанічний тип земної кори. Будова земної кори океанічного типу раніше вважалась такою, що складалась з верхнього осадового та нижнього - базальтового. В результаті буріння великої кількості морських свердловин і проведення детальних сейсмічних досліджень, будова земної кори океанічного типу була уточнена. Зараз вважається, що кора складається з трьох шарів, загальною потужністю від 5 до 12км (в середньому 6-7км):

1. Перший верхній осадовий шар, представлений морськими осадками, які знаходяться у пухкому стані потужністю від декількох сот метрів до 1км. $V_p = 2,0 - 2,5$ км/сек.

2. Середній шар, складається із базальтових лав з прошарками кременистих та карбонатних осадових порід. Потужність від 1 до 3 км. $V_p = 3,5 - 4,5$ км/сек.

3. Вважається, що нижній шар, складається з основних магматичних порід типу габро, і незначною кількістю ультраосновних порід. $V_p = 6,3 - 6,5$ км/сек. В деяких місцях вони збільшуються до 7,0 – 7,4 км/сек.

Субконтинентальний тип земної кори. За будовою аналогічний континентальному. Його виділення було продиктоване нечітким проявленням у межах континентів границі Конрада. Цей тип земної кори характерний для районів острівних дуг та для окраїн материків.

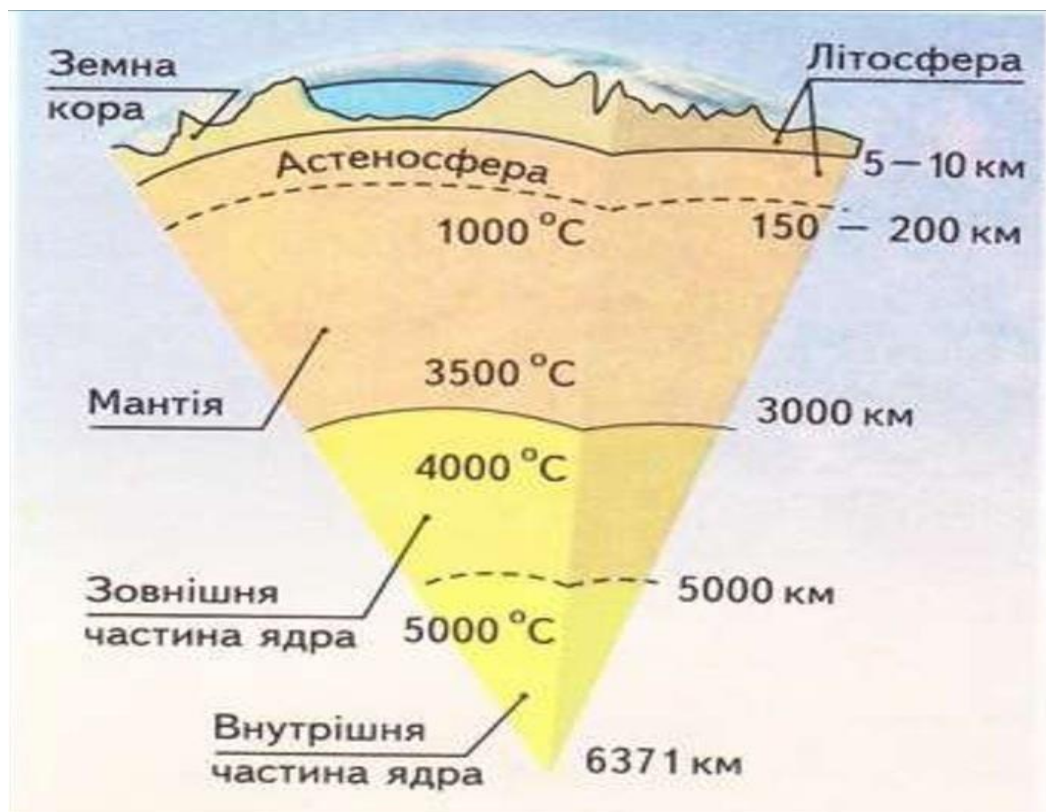
Субокеанічний тип земної кори. Він поширений в улоговинах окраїнних морів, а також морів, які розташовані в межах континентів з глибиною понад 2 км (Чорне, Японське, Охотське моря). За своєю будовою субокеанічний тип близький до океанічного, але відрізняється підвищеною потужністю осадових порід (до 10км і більше), якій залягає на третьому океанічному шарі (основні породи типу габро з ультраосновними породами), потужність якого 5-10 км. Тут відсутній другий шар, для якого характерна асоціація базальтових лав і осадових порід.

Своєрідна будова земної кори спостерігається в центральних рифтових зонах серединно-океанічних хребтів, таких як Серединно-Атлантичний, Тихоокеанський та інші. Тут під другим океанічним шаром залягають утворення, які характеризуються швидкостями проходження

сейсмохвиль 7.4-7.8км/сек. Вважається, що це своєрідні виступи аномально розігрітої мантії або суміш корового та мантійного матеріалу.

Територія України знаходиться в межах поширення кори континентального типу. Наприклад у Карпатському регіоні потужність кори 45-55км, досягаючи максимальних значень під високогірними хребтами. В межах Волино-Подільської височини потужність зменшується до 40-45км, - під Українським щитом знову зростає до 45-50км, а в районі Канева вона досягає 52км, що спричинено зануренням у цьому регіоні поверхні Мохоровичича на глибину більше ніж 55км. На півдні України в районі Причорноморської низовини потужність кори складає 25-35км. В акваторії Чорного моря спостерігається зменшення потужності кори зі сходу на захід від 25-30, до 15-20км.

Внутрішня будова Землі



Вік земної кори. Геохронологія

Є два фундаментальних принципи (фактично це аксіоми, які приймаються без доказів), якими користуються геологи при вивченні історії. **По-перше**, це принцип Н. Стено(на), або закон нашарувань: якщо один шар (пласт) гірських порід лежить на іншому, то верхній шар утворився пізніше, ніж нижній. **По-друге**, принцип В. Сміта, або закон фауністичних і флористичних асоціацій: шари, які містять викопні рештки однакових видів тварин і рослин, утворились в один і той же час. Перший принцип дозволяє встановити хронологічний порядок утворення гірських порід в одному місці, другий – синхронізувати між собою пласти, які залягають в різних місцях. Зведення великої кількості регіональних послідовностей фауни і флори в єдину глобальну шкалу – одне з основних завдань спеціального розділу геології, - стратиграфії (від лат. «стратум» – шар).



Відносна геохронологія визначає вік геологічних об'єктів і послідовність їхнього утворення стратиграфічними методами: палеонтологічними і непалеонтологічними.

I. Палеонтологічні методи. Одним з основних палеонтологічних методів є метод керівних форм, оснований на тому, що одновіковими є відклади з однаковими викопними рештками. На практиці геологи часто використовують метод комплексного аналізу органічних решток, який базується на вивченні розподілу всього комплексу скаменіlostей в розрізах. Групи органічних решток бувають:

- керівні – зустрічаються тільки в межах даного стратиграфічного інтервалу і не виходять за його нижню і верхню границі;
- характерні – присутні переважно в даному стратиграфічному підрозділі, а також (рідко) – в нижче і вищезалягаючих відкладах;
- прохідні (транзитні) – мають велике вертикальне поширення.

II. Непалеонтологічні методи.

1. Літологічні методи базуються на розчленуванні розрізу на окремі верстви за літологічними ознаками: речовинному складу, структурнотекстурним особливостям порід, наявності різних включень тощо. Для 40 стратиграфічної кореляції особливий інтерес представляють маркуючі горизонти.

2. Геофізичні методи засновані на виділенні верств гірських порід, які відрізняються за фізичними характеристиками. Вони використовуються для кореляції розрізів між собою і з опорним розрізом, вік шарів якого визначений іншими методами.

3. Ритмостратиграфічний метод заснований на вивченні чергування різних порід в розрізах.

4. Загальногеологічний метод полягає у визначенні послідовності верств та вивченні їхніх взаємовідносин.

Абсолютний вік гірських порід. Абсолютна геохронологія встановлює час виникнення гірських порід в астрономічних одиницях (роках) радіологічними методами. Ці методи базуються на явищі радіоактивного розпаду хімічних елементів. Наука, яка займається визначенням абсолютного віку мінералів і гірських порід, називається радіологією, і в її розпорядженні є велика кількість методів, які постійно вдосконалюються з метою підвищення точності визначень. Це такі методи як уран-свинцевий, торій-свинцевий, калій-аргоновий, рубідій-стронцевий, самарій-ніодимовий та інші.

Відносна геохронологія полягає у визначенні відносного віку гірських порід, що дає уявлення про те, які відкладення в земній корі є більше молодими і які більше древніми, без оцінки тривалості часу, що пройшов з моменту їхнього утворення. Для визначення відносного віку шаруватих осадових і пірокластичних порід, а також вулканічних порід (лав) широко застосовується принцип послідовності нашарування (закон Стенона, згідно з яким кожен шар, що залягає вище (при непорушеній послідовності залягання шаруватих гірських порід) є молодшим за шар, що лежить нижче). Відносний вік інтрузивних порід й інших нашаруватих геологічних утворень визначається співвідношенням з товщами шаруватих гірських порід. Пошарове розчленовування геологічного розрізу, тобто встановлення послідовності нашарування його складових порід, становить стратиграфію даного району. Для порівняння стратиграфії віддалених одне від одної територій (районів, країн, материків) і встановлення в них товщ близького віку використовується палеонтологічний метод, заснований на вивченні скам'янілих залишків відмерлих тварин і рослин (морських раковин, відбитків листя), що залишилися в пластах гірських порід

Отже, розрізняють відносний і абсолютний вік гірських порід. *Відносний* вказує на те, які породи давніші, а які молодші. *Абсолютний* - встановлює вік гірських порід в одиницях часу (як правило, у мільйонах, десятках і сотнях мільйонів років).



Тема № 3

Геологічні процеси. Процеси внутрішньої динаміки.

План лекції

1. Ендогенні геологічні процеси, їх значення у формуванні рельєфу та еколого-геологічних умов.
2. Тектонічні рухи земної кори (коливальні, складчасті, розривні).
3. Магматизм.
4. Вулканізм.
5. Землетруси.

Література:

1. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.
2. Байсарович І.М., Коржнев М.М., Шестопапов В.М. Базові поняття екологічної геології/. – Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії». – 2008. – 124 с.

Зміст лекції

Геологічні процеси – всі природні процеси, які здатні формувати та розвивати земну кору, в тому числі її рельєф. Геологічні процеси різноманітні та відмінні за ознаками. Особливе місце займають наступні характеристики:

- інтенсивність процесу;
- постійність;
- розповсюдженість;
- джерела енергії.

Існують геологічні процеси, які розвиваються дуже швидко, призводять до катастрофічних наслідків, але проходять не всюди і не постійно. До таких відносять *землетруси, виверження вулканів, гірські обвали, снігові лавини, селеві потоки* тощо.

Але більшість геологічних процесів протікає повільно, практично непомітно для людини, але безперервно і на всій території. Такі процеси за мільйони років суттєво змінили рельєф планети, її внутрішню та зовнішню будову.

Такі повільні процеси визначають історію розвитку земної кори та планети в цілому. Джерелом енергії геологічних процесів є: сонячна радіація, процеси гравітації, силові взаємодії Землі з Місяцем та Сонцем, осьове обертання Землі, тепло, що виділяється при розпаді радіоактивних речовин та інших хімічних реакціях, при гравітаційній диференціації речовини планети тощо.

Всі геологічні процеси постійно знаходяться у зв'язках між собою і являють собою єдиний комплекс неперервного формування рельєфу Землі та її внутрішньої будови.

Для зручності вивчення всі геологічні процеси поділяють на екзогенні (зовнішні) та ендогенні (внутрішні) в залежності від джерел енергії та зон прояву.

Ендогенні геологічні процеси.

Такі процеси проходять в глибоких надрах земної кори та верхньої мантії під впливом внутрішньої енергії планети. До них відносять *інтрузивний та ефузивний магматизм* (вулканізм), *тектонічні процеси земної кори, землетруси, метаморфізм*. Ці процеси проходять в умовах високих температур та тиску. Головна роль належить тектонічним процесам, бо вони формують рельєф земної кори, переміщують блоки, утворюють глибокі розломи, прогини, підняття.



Ендогенні та екзогенні процеси мають протилежну направленість дії, а саме: ендогенні процеси створюють земну кору, тоді як екзогенні процеси вирівнюють рельєф материків та океанічного дна.

Екзогенні процеси – це зовнішні геологічні процеси на поверхні Землі, які зумовлюють зміни складу гірських порід, структур та загального вигляду поверхні Землі. Джерелом для них служить теплова енергія Сонця та сила гравітації. У залежності від факторів середовища, в яких відбуваються ці процеси, виділяють 4 стадії екзогенного процесу: **вивітрювання, денудація, акумуляція, та діягенез.**



ТЕКТОНІЧНІ РУХИ ТА ДЕФОРМАЦІЇ

Тектонічні рухи земної кори.

Тектонічні рухи земної кори поділяються на: повільні вертикальні коливальні тектонічні рухи земної кори, горизонтальні тектонічні рухи і тектонічні рухи, що викликають деформації гірських порід.

Вертикальні тектонічні рухи земної кори. Той факт, що земна кора підлягає вертикальним рухам не викликає сумніву. Більшу частину поверхні суші покривають осадові породи, які утворились на морському дні, тобто різні ділянки суходолу у геологічній історії Землі мали нижчий гіпсометричний рівень і були покриті морем. Але вертикальні рухи земної кори люди спостерігали й у відносно коротший час. Ці рухи відбиваються рівнем моря відносно тих чи інших будівельних споруд.

Горизонтальні тектонічні рухи відіграють вирішальну роль у формування морфоструктури поверхні Землі. Причини цих рухів викликають численні суперечки, але результат їх видно досить добре. Найбільш прийнятною для пояснення явищ, що

спостерігаються, є ідея про гравітаційні конвекції в мантії Землі й великі напруження у літосфері й земній корі, що виникають при цьому.

Кінематику горизонтальних рухів досить повно розроблено в концепції тектоніки літосферних плит. Літосферний план верхньої частини твердої оболонки землі визначається розділенням літосфери на плити, розмежований осями спредингу, що збігаються із серединно-океанічними хребтами, зонами субдукції вздовж глибоководних жолобів чи трансформними розломами. Картина сучасного розподілу літосферних плит знайшла підтвердження в океанологічних і сейсмологічних дослідженнях.

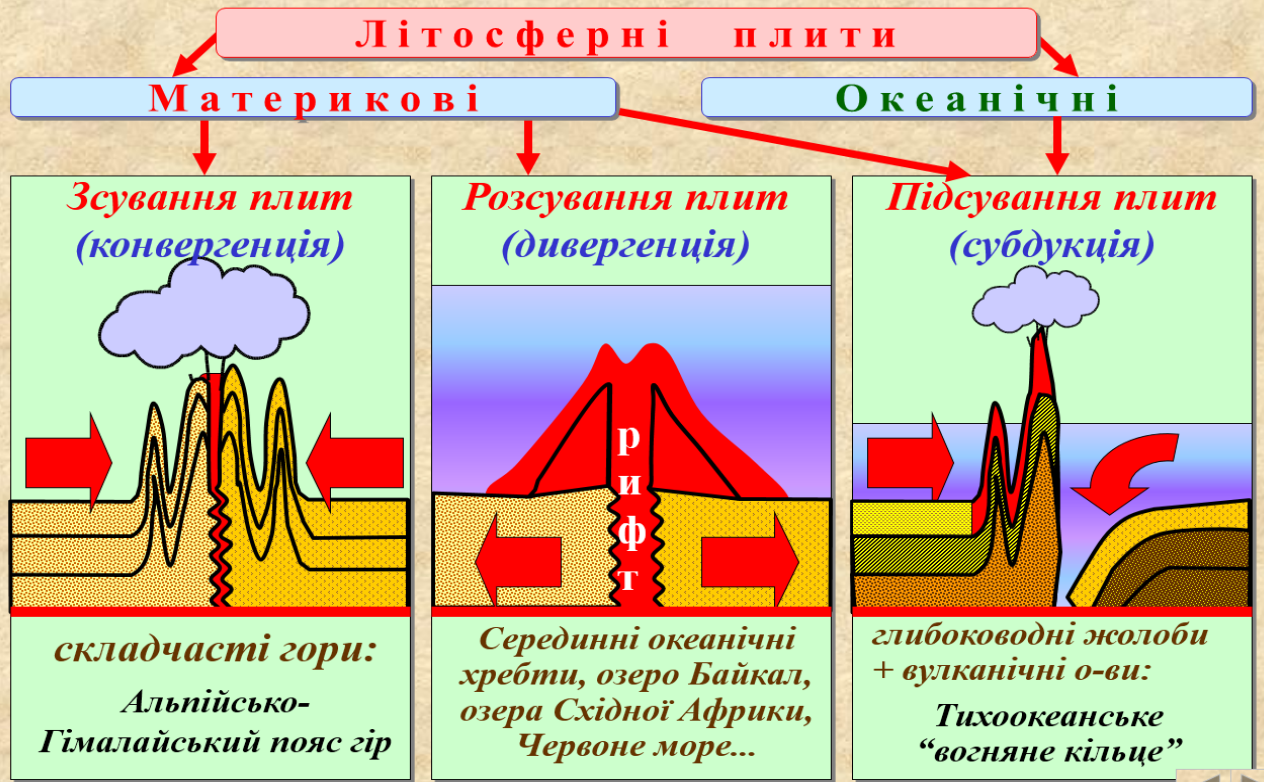


Особливістю літосферних плит є їх довготривала жорсткість та здатність при відсутності зовнішніх впливів довгий час зберігати незмінними форму та будову. Для того, щоб літосферну плиту зруйнувати чи деформувати, необхідно прикласти до неї додаткові механічні напруження, що перевищують межу міцності порід, що її складають, це приблизно дорівнює 1т/см^2 . Під океанічними плитами температура мантії сягає температури плавлення мантійних порід. Тому за підшошу літосфери під океанами береться поверхня плавлення мантійної речовини.

Під континентальними плитами астеносфера фактично відсутня, хоч вони також підстеляються пластичною речовиною верхньої мантії. Астеносфера відіграє певну роль у формуванні базальтового магматизму океанічних плит та при взаємодії конвективного масообміну мантії з літосферною оболонкою.

Літосфера розділена на обмежене число тектонічно відокремлених плит. Внутрішні частини плит є асейсмічними чи слабко сейсмічними, а потужне виділення сейсмічної енергії відбувається на границях між плитами.

Рухи літосферних плит



У природі відбувається неодноразовий перехід горизонтальних рухів у вертикальні та навпаки. Наприклад, розтягнення у горизонтальному плані породжує опускання, горизонтальний стиск – зминання шарів у складки та їх піднесенням. Вигин шарів супроводжується розтягненням та опусканням. Тектонічні рухи земної кори породжують напруження у товщах гірських порід, що приводить до їх деформацій. (**Деформація це - зміна форми та розміру тіла під дією напруги.**) Деформація гірських порід може бути пружною, крихкою та пластичною.

Пружність – це міра опору речовини. Якщо межа пружності не перейдена, деформація є пружною і форма тіла відновлюється після зняття напруження. При різкому та сильному підвищенні напружень гірська порода швидко досягає межі пружності та після цього зазнає крихкого руйнування. Якщо напруження зростає повільно, але досягає значної величини, порода переходить у пластичний стан, тобто відбувається пластична деформація.

Деформації призводять до порушення первинного залягання порід, які первинно мають горизонтальне положення. Породи зминаються у складки, розколюються тріщинами, розривами та розломами зі зміщенням блоків. Складки, тріщини, розриви та розломи називаються **тектонічними дислокаціями**. Таким чином, рухи земної кори, викликані глибинними процесами, називаються **тектонічними рухами**, деформації кори – **тектонічними деформаціями**, дислокації кори – **тектонічними дислокаціями**.

Деформації – це процес, **дислокації** – результат цього процесу. Тектонічні дислокації прийнято розділяти на два головних типи: складчасті або плікативні та розривні або диз'юнктивні дислокації.



МАГМАТИЗМ

Магматизм - складний геологічний процес, під час якого в земних надрах утворюється магма та відбувається її переміщення до земної поверхні з подальшим утворенням з неї магматичних гірських порід.

Магма – це флюїдно-силікатний, високотемпературний розплав складного, переважно силікатного складу, що утворюється в глибинних зонах Землі. Складається головним чином з оксидів силіцію (кремнію), феруму (заліза), алюмінію, магнію, кальцію і легких компонентів.

Питання про кількість первинних магм остаточно не вирішений, але вважається існування двох первинних магм – **базальтової (основної) та гранітної (кислої) магм**.

Первинні базальтові магми утворюються у верхній мантії в астеносфері, мають високу температуру (до 1600-1800°C в момент зародження), низький вміст кремнезему, низьку в'язкість та високу рухливість.

Первинні гранітні магми, що виникли за рахунок плавлення речовини верхньої континентальної кори, утворюються при температурі 700-600 С, вони максимально насичені кремнеземом, мають найбільшу в'язкість.

У багатьох випадках магма не досягає поверхні Землі, зупиняється та застигає на різних горизонтах. Такий тип магматизму носить назву **інтрузивного**. У випадку, коли магма піднімається до поверхні Землі та виливається у вигляді лави, говорять про **ефузивний магматизм**.

Процес, пов'язаний з виверженням на поверхню землі твердих, рідких та газоподібних продуктів виверження, носить загальну назву **вулканізм**.

Отже, основними типами **магми** за вмістом кремнезему є **кисла або гранітна** ($\text{SiO}_2 > 64\%$) і **основна або базальтова** (SiO_2 44-53%).

Також виділяють **середню або андезитову** (SiO_2 53-64%) і **ультраосновну або перидотитову** ($\text{SiO}_2 < 44\%$).

За вмістом лугів ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) виділяють **магми** нормальної лужності, з підвищеним вмістом лугів і лужну.

Досягаючи земної поверхні, магма виливається у вигляді **лави**, разом з вулканічними газами викидається у вигляді **пірокластів**. При застиганні на поверхні або в приповерхневих шарах земної кори з магми утворюються **магматичні гірські породи**.

Інтрузивний магматизм

В процесі інтрузивного магматизму в надрах Землі утворюються магматичні тіла, складені продуктами кристалізації магми. Склад розплаву та мінералів, що кристалізуються з нього визначаються температурою і тиском, що в свою чергу залежать від глибини зародження магми. Магми, що виникають за рахунок плавлення мантійних порід, як і самі ці породи, **збагачені основними оксидами** - FeO, MgO, CaO, тому такі магми мають ультраосновної і основний склад. При їх кристалізації утворюються, відповідно, **ультраосновні і основні магматичні породи**.

Магми, що виникають під час плавлення порід земної кори, **збідненого основними оксидами**, але різко збагаченою кремнеземом (типовим кислотним оксидом), мають кислий склад; при їх кристалізації утворюються **кислі породи**.

Однак первинні магми в ході еволюції часто зазнають суттєвих змін свого складу, що пов'язано з процесами кристалізації, диференціації і породжує різноманіття магматичних гірських порід.

Породоутворюючі мінерали кристалізуються з магматичного розплаву не одночасно, а у визначному порядку: спочатку тугоплавкі, а потім легкоплавкі. Канадський петрограф Норман



Леві Боуен експериментальними роботами визначив порядок кристалізації різних мінералів з магматичного розплаву. Ця послідовність носить назву **реакційного ряду Боуена**.

Послідовність *кристалізації* мінералів із магми у вигляді двох реакційних рядів:

1) переривчастого ряду *фемічних* (від назви хімічних елементів *Fe* і *Mg*) мінералів: олівін -> ромбічний піроксен -> моноклінний піроксен -> амфібол -> біотит;
неперервного ряду *салічних мінералів* (від назви хімічних елементів *Si* і *Al*): основний плагіоклаз -> середній плагіоклаз -> кислий плагіоклаз -> калієвий польовий шпат.

Першими з розплаву виділяються олівіни і піроксени. Маючи велику густину, вони осідають на дно магматичної камери (якщо в'язкість магми не дуже велика), а це перешкоджає їхній подальшій реакції з розплавом. В такому випадку залишковий розплав буде відрізнитися за хімічним складом від первинного (частина елементів увійшла до складу мінералів) і збагачується легкими компонентами (вони не входять до складу мінералів ранньої кристалізації). Отже, мінерали ранньої кристалізації в такому випадку утворюють *ультраосновні гірські породи*.

Потім, з решти магми починають кристалізуватися амфіболи та основні плагіоклази (лабрадор та анортит), утворюються *основні породи*, такі як габро та анортозити.

На останніх стадіях може кристалізуватися кварц, кислі плагіоклази (альбіт та олігоклаз), калієві польові шпати (мікроклін та ортоклаз), мусковіт, біотит. Такий процес називається **кристалізаційно-гравітаційною диференціацією** магми.

Процес диференціації магми може відбуватися як на великих глибинах в магматичному осередку, так і у верхніх частинах земної кори у магматичній камері. В результаті диференціації в магматичному осередку у верхні горизонти кори проникають вже готові диференціати первинної магми, при застиганні яких утворюються окремі масиви порід різного складу.

Диференціація в магматичній камері приводить до формування розшарованих масивів, основність яких зменшується знизу вгору. Її *нижня* частина *набуває ультраосновного складу*, а *верхня* – *основного*. З останньою стадією диференціації пов'язаний *пегматитовий*, та *гідротермальні* процеси.

Пегматитовий процес призводить до формування крупнокристалічних гірських порід – пегматитів у вигляді жил, гнізд, лінз у породах, що їх вміщують. Найчастіше пегматити складаються з кварцу, калієвого польового шпату, біотиту, мусковіту, амфіболів.

Гідротермальний процес пов'язаний з проникненням у тріщини порід гарячих водних розчинів з наступним утворенням так званих гідротермальних жил.

Одним з процесів диференціації є **ліквіація**, тобто поділ гарячого материнського розплаву при зниженні температури на дві, або більше рідинних фракцій, що не змішуються. Зазвичай при цьому одна з рідин збагачена кремнеземом, лугами, легкими компонентами та є більш легкою. Вона займає верхню частину магматичної камери, а інша, збіднена цими компонентами, занурюється в нижню частину.

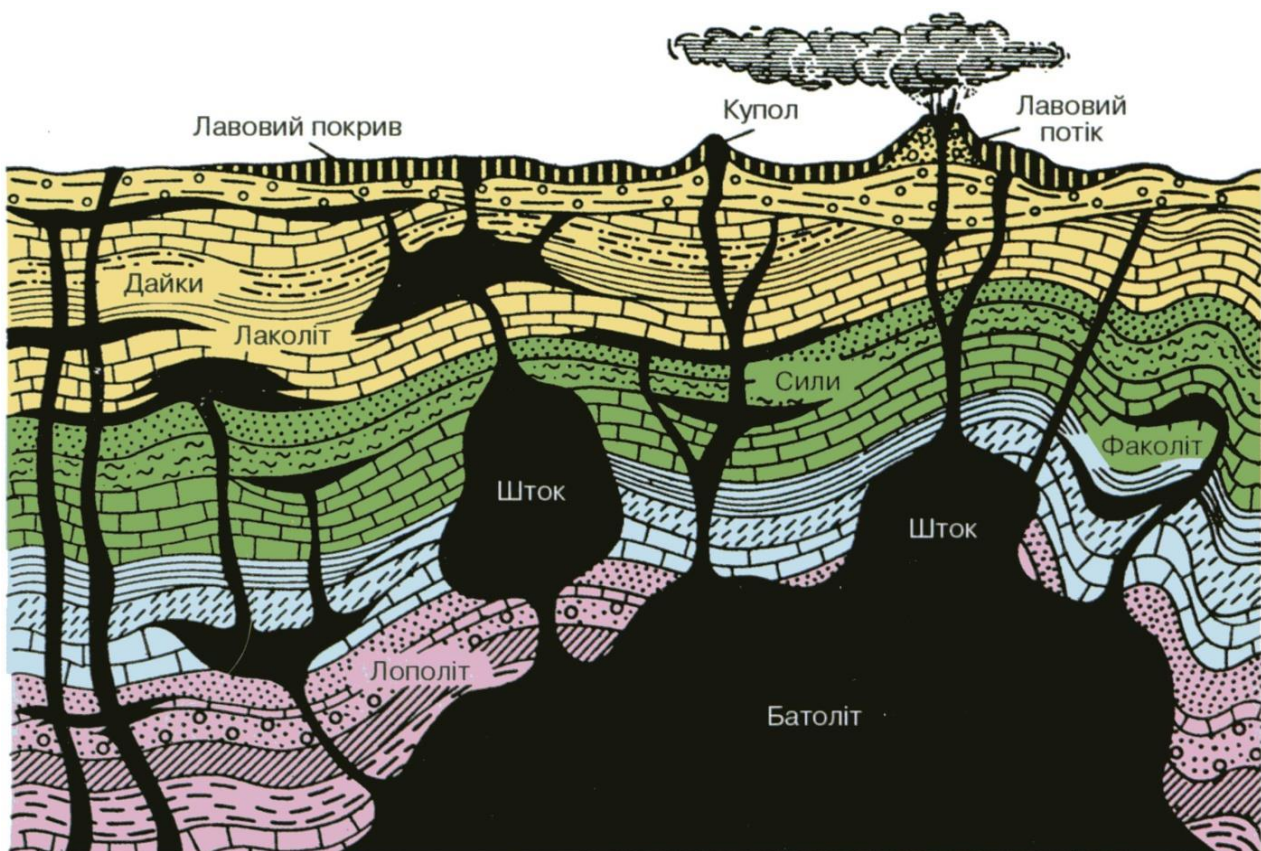
Крім того, має місце **гібридизм** – процес змішування різних за складом магм або поглинання магмою та неповну переробку речовини порід, що її вміщують. Взаємодіючи з породами та перероблюючи їх фрагменти, магматичний розплав збагачується новими компонентами та змінює свій склад. Залишки не поглинутих та не переплавлених вміщуючих порід часто залишаються у вигляді включень в інтрузивних тілах.

Вони мають назву ксеноліти (грецьк. «ксенос» – чужий, «літос» – камінь). Процес розплавлення або повного засвоєння стороннього матеріалу магмою позначається терміном **асиміляція**. Слід також брати до уваги, що в процесі еволюції розплаву зазначені процеси можуть поєднуватися.

У залежності від глибини залягання в надрах Землі інтрузивні породи розділяються на абісальні (глибинні) та гіпабісальні (напівглибинні).

Абісальні інтрузивні тіла утворюються на значних глибинах (кілька десятків кілометрів). У процесі наступного розмиву відкладів, що залягали вище та перекривали інтрузивні тіла, ці інтрузії виходять на денну поверхню та можливі для наочного спостереження. Абісальні інтрузії мають великі об'єми, вони пов'язані з магматичним осередком чи самі є застиглим внутрішньокоровим осередком. Серед абісальних тіл виділяють такі:

Батоліти – величезні тіла, площею понад 100км^2 . Іноді вони досягають сотень і більш тисячі кілометрів у довжину. Зазвичай батоліти витягнуті уздовж складчастої структури, іноді мають ізометричну в плані форму. Стінки батоліту найчастіше круті. Верхня поверхня батоліту куполоподібна. Батоліти найчастіше утворені кислою в'язкою магмою та складені гранітами.



Етмоліти – неправильної форми лійкоподібні тіла. Вони складені зазвичай лужними породами. **Штоки** – невеликі за площею (до 100км^2) тіла, видовжені у вертикальному напрямку, ізометричні у перерізі та складені магматичними породами різного складу. Остигання магми на глибині відбувається повільно, флюїди (гази) значною мірою утримуються в її складі. Виникають породи з повнокристалічними (дрібно-, середньо-, крупно- та гігантозернистими) структурами. Текстури абісальних порід, зазвичай, масивні чи неоднорідні, плямисті.

Гінабісальні інтрузії утворюються на відносно невеликих глибинах. При проникненні магма використовує усі ослаблені зони у породах, що їх вмщують. Магма, в першу чергу, проникає вздовж прямолінійних тріщинних зон, розломів, заповнює їх, утворює **дайки** – вертикальні або похилі плитоподібні тіла. Дайки мають велику довжину при малій ширині



(товщині). Довжина вимірюється сотнями метрами та кілометрами. Часто дайки заповнюють канали, що поєднують магматичні осередки та гіпабісальні інтрузивні тіла.

У вулканічних областях зустрічаються тіла трубоподібної форми – неки (з англійської мови, «некк» – шия). Це – застигли та розкристалізовані породи, які заповнюють канали, що пов'язували вулканічний осередок з жерлом вулкана. Неки відносять до субвулканічних тіл.

Тіла, подібні за способом утворення з дайками, називаються *жилами*. Жили мають нерівні хвилясті стінки, часто гілкуються, переплітаються, поділяються на лінзи тощо. Вони утворюються в результаті проникнення магматичних розплавів та розчинів у тріщини порід. Прикладом гіпабісального тіла є *лаколіт* – грибоподібної форми. При формуванні лаколітів магма проникає у міжшаровий простір, піднімає шари порід та заповнює порожнину, що утворилася. Тому верхня поверхня лаколіту куполоподібна, нижня – є рівною і паралельною нижчезалягаючим гірським пластам.

Якщо магма проникає в ядро великої синклінальної складки, часто утворюються тіла чашоподібної форми. Такі тіла називають *лополітами*.

У випадку, коли магма проникає та кристалізується у міжпластовому просторі чи між шарами, що залягають горизонтально, утворюються *магматичні поклади чи сили*. *Сили* складаються, найчастіше, основними, рідше, середніми породами. Проникнення магми в міжшарові простори складчастих осадових відкладів приводить до утворення *факолітів*. Серед перерахованих інтрузивних тіл, що утворилися у верхніх частинах земної кори, *лаколіти, лополіти, факоліти і сили* є *конкордантними*, тобто *згідними* з товщами осадових порід, що їх вміщують.

Дайки, жили і неки є тілами *дискордантними* (незгідними). При виливі лави на поверхню утворюються поверхневі тіла у вигляді лавових обелісків, лавових потоків. Але це вже є результатом вулканізму.

Постмагматичні процеси – це процеси, що розвиваються навколо інтрузиву в період та після охолодження і кристалізації магми. У постмагматичних процесах основну роль відіграють гарячі гази й гідротермальні розчини, з яких кристалізуються мінерали.

Серед них виділяють:

1. *Пневматолітовий процес* – утворення мінералів з газів при температурі 800-450⁰С (кварц, слюда, вольфрамів, молібденіт та ін.).

2. *Гідротермальний процес* – формування мінералів з високотемпературних водних розчинів за температур від 450⁰ С до 90⁰ С (кварц, сульфід ртуті, свинцю, цинку, самородне золото, срібло та ін.).

3. *Метасоматоз* – процес зміни газами і термальними розчинами хімічно активних уміщуючих карбонатних порід (вапняків, доломітів, крейди тощо) із заміщенням карбонатних сполук силікатами кальцію, магнію, заліза, алюмінію з одночасним відкладенням у цих породах рудних мінералів. Унаслідок цих процесів утворюються і якісно нові породи – *скарни*.

Постмагматичні явища відіграють велику роль у формуванні багатьох рудних родовищ та родовищ коштовного і виробничого каміння.

В Україні це родовища ртуті (Донбас), золота (Закарпаття, Донбас, Український щит), поліметалів (Донбас), коштовного каміння (Український щит) тощо.

У літературі є свідчення про постмагматичний синтез вуглеводневих сполук.

ВУЛКАНІЗМ

Вулканізм (від лат. Vulcanus – бог вогню) – це сукупність явищ, що зумовлені проникненням магми з глибин землі на її поверхню. У верхній мантії, в зоні астеносфери, існують найбільш сприятливі умови для утворення магми. Існуючі там температури здатні розплавити речовину астеносфери. Говорячи про механізми зародження розплавів необхідно



відзначити, що в більшості випадків відбувається не повне, а лише часткове плавлення субстрату (порід, що піддаються плавленню). Утворюється **магматичний осередок**.

Якщо рідкий магматичний розплав досягає земної поверхні, відбувається його виверження. Характер виверження визначається складом розплаву, його температурою, тиском, концентрацією летких компонентів. Однією з найважливіших причин виверження є *дегазація магми*. Гази, що містяться в розплаві, є «двигуном», що викликають виверження.

Від газів часто залежить і характер виверження вулканів. В залежності від кількості газів, їх складу та температури вони можуть відділятися повільно, тоді відбувається спокійний вилів лави – **ефузія лавових потоків**. Як що гази відділяються швидко, то відбувається миттєве скипання розплаву, магма як би розривається газовими пухирцями. Це викликає потужні вибухові виверження – **експлозивні виверження**. Якщо магма в'язка та температура її відносно низька, розплав повільно вижимается, вичавлюється на поверхню, відбувається **екструзія магми**.

Продукти вулканічних вивержень.

Газоподібні продукти (леткі). Серед вулканічних газів за даними прямих визначень присутні наступні: водяна пара (H_2O), вуглекислий газ (CO_2), оксид вуглецю (CO), азот (N), діоксид сірки (SO_2), триоксид сірки (SO_3), газоподібна сірка (S), водень (H_2), аміак (NH_3), метан (CH_4), хлористий водень (HCl), фтористий водень (HF), сірководень (H_2S), борна кислота (H_3BO_3), хлор (Cl), аргон (Ar) та інші.

Але переважають вода та вуглекислий газ. Склад газів залежить від температури та ступеню дегазації магми, а також сильно змінюється від місця до місця часто в межах одного вулкана та в часі. Серед газів є найбільш високотемпературні, первинні газові еманції, що піднімаються з надр – *ювенільні газы*. Низькотемпературні газы формуються змішуванням ювенільних газів та газів з повітря та води, які проникають по тріщинах у вулканічні канали.

Рідкі продукти виверження. Магма, що піднімається нагору по вулканічному каналу, досягнув поверхні, виливається у вигляді лави, яка відрізняється від магми тим, що втратила значну кількість газів.

Головна властивість **лав** – її хімічний склад, температура, склад летких компонентів та в'язкість. Все це і визначає характер ефузивних вивержень та форму вулканічних споруд і лавових потоків.

Якщо в'язкість у лав низька, вони можуть швидко розтікається на значні площі. При високої в'язкості, навпаки, лави не здатні просуватися далеко від місця виверження, вони малорухливі.

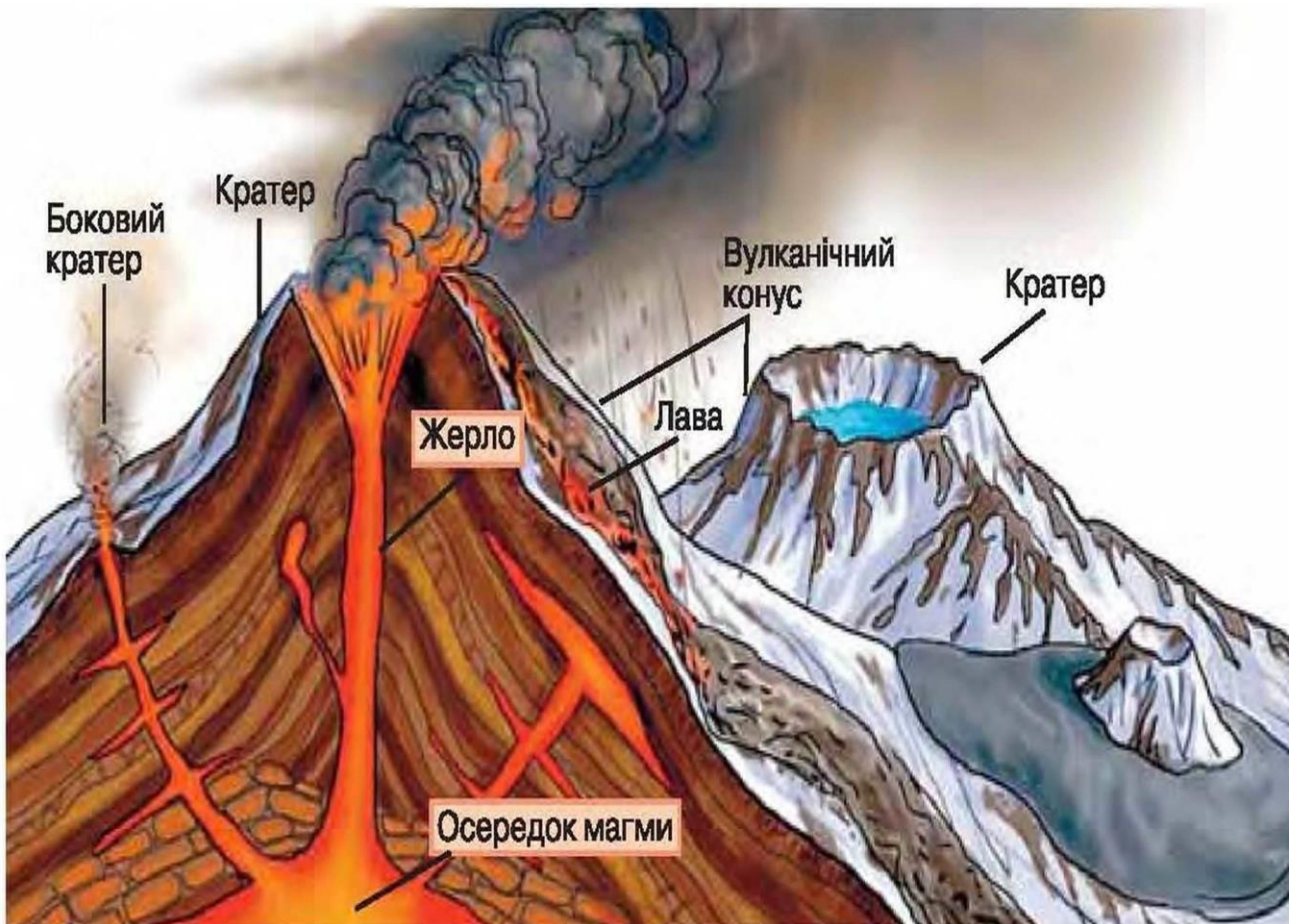
Хімічний склад лав змінюється від *кислих* ріолітових і дацитових (серед польових шпатів переважає плагіоклаз) лав, що містять кількість SiO_2 більш ніж 65%, *середніх* андезитових лав (SiO_2 65-53%) до *основних* базальтових (SiO_2 53-45%) та *ультраосновних* лав (SiO_2 менш ніж 45%). Після застигання цих лав утворюються ефузивні породи аналогічного хімічного складу, а саме: ріоліти (дацити), андезити та базальти. Найбільш розповсюдженими є *основні* базальтові лави. Лави ультраосновного складу у сучасний момент не утворюються, але широко відомі в докембрійських товщах.

Лави, насичені газами, при застиганні утворюють *пемзи і шлаки*.

Більшість застиглих лав має неповнокристалічну або прихованокристалічну будову: у лав часто поряд з вулканічним склом присутні дрібні, а іноді і великі, кристали – вкраплення окремих мінералів. Така структура називається *порфіровою*, а у випадку відсутності великих вкраплень – *афіровою*. Деякі лави встигають цілком розкристалізуватися, і тоді їх структура стає *дрібнокристалічною*.

Температура лав в цілому більш висока у базальтів (1000-1200°C), поступово зніжується до ріолітів (700-900°C). Колір лави відображає її температуру. Найбільш гарячі лави (1400-1100°C) – білого та жовтого кольору, холодні (800-540°C) – червоні.

В'язкість лав – важлива характеристика, що визначає рухливість лавових потоків, їх потужність та морфологію. Вона обумовлена тиском, температурою та хімічним складом, кількістю летких компонентів – газів, розчинної води, вмістом кристалів-вкраплень.



Чим більш *кисла* лава за хімічним складом, має більшу кількість летких компонентів та більш низьку температуру – тим вище її в'язкість. Значна кількість вкраплень також збільшує в'язкість лав.

Тому, як правило, базальтові лави є більш рідкими та рухливими. Вони утворюють лавові потоки невеликої потужності, які розливаються на великі простори, утворюють *потоки, покрови*, що покривають площі в тисячу квадратних кілометрів, виливаються також у рифтових зонах Середино-океанічних хребтів, входять у склад другого океанічного шару.

Більш кислі та в'язкі лави андезитів, дацитів та ріолітів утворюють *короткі потоки*. Дуже в'язкі *кислі* лави, насичені газами не здатні текти, вони вичавлюються з жерлу, утворюючи *екструзивні куполи*.

Тверді продукти виверження.

Тверді продукти вулканічної діяльності називаються пірокластичним матеріалом. Класифікація пірокластики основана на розмірі уламків.

1. вулканічний попіл (менш ніж 0,1мм),
2. вулканічний пісок (0,1-2мм),
3. вулканічні уламки – лапілі (0,2-7см),



4. вулканічні бомби (більш ніж 7см).

Більш дрібні частки неправильної форми, що викидає вулкан при виверженні належать не тільки фрагментам лави. Це бувають і уламки порід, що були вже у затверділому стані. Такі уламки мають назву *лапілі*.

Найменші частки утворюють *вулканічний попіл*. Він складений найдрібнішими фрагментами вулканічного скла, дрібними уламками та кристаликами силікатів, які містилися у магмі. У подальшому попіл перетворюється в породу – *вулканічний туф*.

Типи вулканічних будівель.

1. **Шлакові конуси** – невеликі вулканічні конуси, складені пемзово-попеловим матеріалом одного чи декількох вивержень. Подібні вулкани утворюються при викиданні з жерлу шматочків лави, що насичені газами. Застигаючи, пемзові шматочки формують вулканічний конус. Кут схилів таких конусів складає 30°, тобто близький до природного кута сипучих тіл. Висота – до 500м. Конус має на поверхні чашоподібне заглиблення – кратер. Прикладом шлакового конусу може слугувати вулкан Парикутин в Мексиці, який виник у 1943 році на кукурудзяному полі та за рік досягнув висоти 400м. Парикутин безперервно вивергався протягом 9 років (до 1952 року) і за цей час виріс до гори висотою 2774м!

2. **Лавові конуси** – пологі конуси, які формуються навколо жерла багатократними виверженнями базальтової лави. Лавові конуси з часом перетворюються в **щитові вулкани** – великі по площі вулканічні споруди с пологими схилами (вулкани Гавайських островів).

3. **Стратовулканами** (з лат. *stratum* - шаруватий) – називаються вулканічні споруди, які побудовані потоками лави та пірокластичними відкладами, що перешаровуються. Вони утворюються при чергуванні ефузивних та експлозивних вивержень, при яких лавові потоки та покриви пірокластичні нашаровуються на схилах вулкана. Часто це приводить до утворення правильних конусів з достатньо крутими схилами, таких як у вулкана Фудзіяма (Японія). Висота стратовулканів досягає 3-5 км від підніжжя. На вершині розташовується *кратер*, в донній частині якого знаходиться *жерло* – отвір *підводного каналу*. Часто на схилах конусів виникають бокові кратери.

Іноді в результаті потужних вибухів вершинна частина стратовулкана може бути знищена. У верхній частині конуса утворюється велика глибока котловина – **кальдера вибуху**.

Утворюються також **кальдери провалу**, які виникають в результаті просідання вершини конусу вздовж кільцевих розломів в підземну порожнину, утворену в результаті спустошення вулканічного осередку. Найяскравішим прикладом є кальдера о. Санторін в Егейському морі.

4. **Екструзивні куполи** утворюються дуже в'язкою магмою ріолітового чи дацитового складу. Магма, що не здатна текти, вичавлюється з підвідного каналу та застигає у вигляді ізометричного округлого пагорбу.

Типи вулканічних вивержень.

Вулкани з ефузивним типом виверження.

Вулканологи уважно слідкують за вулканами, каталогізують їх, видають кожного місяця бюлетені, де описують який вулкан та з якою силою вивергався. Спостереження дуже важливі, але не мають прогнозної сили. (В червні 1993 року в Колумбії проходила міжнародна вулканологічна конференція. 12 вулканологів піднялись на вулкан Галерас. Коли група піднялась – почалось виверження, і всі загинули).

Характер виверження залежить від складу магми, яка живить вулканічний осередок. Це у свою чергу впливає на весь вулканічний процес та відображається на характері вулканічних вивержень.

Виділяють основні типи вулканічних вивержень, які названі за ім'ям відомих вулканів, що яскраво демонструють чи демонстрували у недавні історичні часи характерні риси у процесі



виверження. Для них притаманні певні кількісні співвідношення продуктів виверження та типи вулканічних споруд, які утворились після вулканічного процесу.

Розглянемо основні типи:

Ісландський тип.

Ісландія – країна вулканів, розташована у надводній частині Північної частини Серединно-Атлантичного хребта. Вулкани розташовані ланцюжком уздовж тріщин. Під час землетрусу в 1783 р. утворилася зяюча тріщина *Лаки* довжиною 25 км. Після сильного вибуху з тріщини вирвалася маса попелу і шлаку, а потім стала викидатися лава. Вилив лави відбувався з тріщини довжиною 7 км, а також з ізольованих жерл. Уздовж тріщини виникли 34 великих та 60 маленьких конусів і кратерів. Кратери наповнилися лавою, що почала розтікатися численними потоками.

Лава була дуже рідкою та розтікалася зі значною швидкістю навіть на положистих схилах. Це типове тріщинне виверження **основної** лави. *(Вулкан Лаки разом з сусідніми вулканами вивергався протягом 8 місяців. Потоки лави за ці 8 місяців подолали відстань понад 130 км. У повітря було викинуто величезні клуби попелу та отруйних сірчанних речовин. В результаті цієї природної катастрофи було отруєно практично всі ісландські ґрунти, придатні для землеробства, загинула половина всього поголів'я худоби в країні, а також близько 25% її населення. Вулканічний попіл був присутній в атмосфері над половиною території Євразії, що викликало зниження температури в північній півкулі).*

Гавайський тип. Виверження цього типу по характеру і продуктам близькі до тріщинних, але вилив лави відбуваються через широкий трубоподібний канал. На південному острові Гавайїв розташовані три діючих вулкани. Самий великий з них – Мауна-Лоа – має висоту 4166 м над рівнем океану. За формою вулкани гавайського типу нагадують щит. Це типовий щитовий вулкан.

Підводні ефузивні виверження.

Вулкани океанів належать в основному до ефузивної категорії, виверження їх пов'язані з тріщинами. Лава з тріщин на значній глибині виливається спокійно, без сильних вибухів, при малій (1-3%) кількості пірокластів. Іноді, також у зв'язку з великим тиском стовпа води, лава витискується, не розтікаючись, та формує куполоподібні тіла. Склад лави, зазвичай, базальтовий. Лава утворює на дні великі, ізометричної форми покриви або вузькі, але дуже довгі потоки з подушкоподібною чи кульовою текстурою (*піллоу-лави*). На дні океану також виявлені вулканічні споруди конусо- і куполоподібної форми. Складені вони також базальтовою, але більш в'язкою, чим у тріщинних вулканів, лавою. Іноді лава чергується з відкладами гарячих джерел – *гідротерм*. Відклади гідротерм містять у великій кількості сульфідні – сірчисті сполуки міді, срібла, цинку, свинцю й інших елементів, що є корисними копалинами.

Підводні вулкани в області шельфу за характером вивержень наближаються до наземних – ісландського або гавайського типів. Поряд з ефузивними тут спостерігаються пірокластові та експлозивні виверження. У цих вулканів спочатку виростає підводний плоский широкий п'єдестал конуса, а потім на ньому – нормальний конус, що може, досягнувши поверхні води, утворити вулканічний острів. Особливо численні підводні вулкани в Тихому океані, а також вздовж серединних хребтів інших океанів.

(Новий острів виник на дні Тихого океану неподалік від Японських островів двадцять другого листопаду 2013 року у результаті вулканічної діяльності. За два дні виверження діаметр вулкана збільшився з 200 метрів і висоти - 20 метрів до діаметру 400 метрів та 30 метрів у висоту. Виверження тривало довгий час, стовп диму піднімався на висоту близько 600 метрів над поверхнею моря.

Нерідко острови, що виникли в результаті виверження вулкана, потім знову занурюються в океан.



Якщо новий японський острів не спіткає ця доля, то Японія може розраховувати на збільшення своїх територіальних вод. Згідно з міжнародним правом, 12 морських миль (22,2 кілометра) від берегової лінії держави вважаються її територіальним морем, наступні 12 морських миль - прилеглої зоною.)

Вулкани зі змішаним типом виверження.

Вулкани цієї категорії характеризуються викидами як лави, так і твердих і газоподібних продуктів. Вони центрально-кратерного типу, мають конуси правильної форми. Зазвичай ці конуси складені перешаруванням лави і твердих продуктів (бомби, попіл, вулканічний пісок, шлаки тощо), у зв'язку з чим їх називають *шаруватими*, чи *стратовулканами*.

Стромболіанський тип.

Виверження вулканів цього типу відбуваються часто, вибухи і викиди можуть бути через короткі проміжки часу (від декількох хвилин до години), іноді з дивною ритмічністю.

Пірокластичний матеріал цих вулканів піднімається на відносно невелику висоту (50–300 м). Лава вулканів стромболіанського типу більш кисла та в'язка, чим вулканів гавайського типу, з температурою 1100–1200° С. Вулканічний осередок розташовується неглибоко.

Везувіанський тип.

Для цього типу характерні викиди великої кількості газів, попелу, бомб, лапілей та, на пізніх стадіях, невеликої кількості лав. До цього типу відносяться деякі фази виверження Ключевського вулкана на Камчатці.

Етнінський тип вивержень за характером близький до везувіанського й у ряді класифікаційних схем вони поєднуються. Вулкани цього типу дуже активні. Виверження слідує одне за одним через кілька років, але й у періоди між виверженнями з центрального кратера безупинно виділяються струмені газів та парів води, нерідко викидається попіл. Вулкан Етна розташований на о. Сицилія.

Фаза великого виверження починалася із сильного землетрусу та ряду вибухів, під час яких з центрального кратера викидаються гази та попіл. Слідом за початковим виверженням на схилі з'являються тріщини, з яких виливається лава, викидається пухкий матеріал і утворюються конуси бічних – *паразитичних* – вулканів. Виверження такого типу відбуваються на Камчатці на найвищому вулкані Євразії Ключевському (до 5000 м). Ключевський вулкан дуже активний в останні 250 років. Вулкани етнінського типу поширені в Середземномор'ї, Південній Америці, Японії, на Курильських островах, Камчатці.

Вулкани з експлозивним типом виверження.

Вулкани цієї категорії викидають величезну кількість газів і пари та малу кількість лави, іноді лава відсутня взагалі. Тверді продукти звичайно бувають сильно роздроблені, перетерті та часто представлені попелом. Виверження пов'язані найчастіше з магмою кислого чи середнього складу. Магматичні осередки, що живлять ці вулкани, розташовуються на великій глибині, тому магма не завжди досягає поверхні Землі.

Кракатауський тип вивержень характеризується надзвичайно потужними вибухами з викидами величезної кількості газів та попелу. Лава на поверхні майже не з'являється. Назва типу дано за вулканом Кракатау, що утворює острів у Зондській протоці між островами Суматра та Ява. Виверження вулканів кракатауського типу пов'язуються з **кислою** в'язкою магмою.

(Вулкан Кракатау довго не подавав «ознак життя». І ось 20 травня 1883 року зі німецького військового судна, що проходило неподалік, побачили дивну хмару заввишки 10-11 км, яка піднімалася над групою островів. Звідти ж кожні 10-15 хвилин доносилися вибухи та піднімався стовп попелу у повітря на висоту 2-3 км. Нарешті Кракатау вгамувався. Як виявилось пізніше, щоб зібратися з силами для нового потужного виверження. Основна катастрофа розігралася 26 серпня. По обіді стовп попелу зметнувся вгору на 27-33 км. Найдрібніші вулканічні попелові частки опинилися на висоті 60-80 км та ще протягом 3-х років



після виверження трималися у верхніх шарах атмосфери. Це викликало досить різке похолодання клімату на Земній кулі. Звук вибуху був чутний в Австралії (за 5000 км від вулкану), а вибухова хвиля тричі обійшла планету. До вечора на навколишніх островах випав дощ з попелу, який падав всю ніч. На кораблях, що знаходилися в Зондській протоці, товщина шару попелу досягала півтори метри. В результаті в цьому місці утворився провал, глибина моря в якому досягла 360 метрів. А до шостої години ранку в протоці море вийшло з берегів. Висота хвиль досягала 30-40 метрів; вони знищили прибережні міста та дороги на островах Ява і Суматра. Хвиля цунамі за кілька годин досягла Франції та Панамі, біля берегів Південної Америки швидкість її поширення становила 483 км/год.)

Маарський тип.

До нього відносяться вулкани одноактних вивержень, нині погаслі. При цьому виникають пласкі блюдцеподібні кратерні западини. До дна кратера підходить вулканічний канал, чи трубка вибуху – *діатерма*. На глибині 400–500 м трубки вибуху бувають заповнені базальтовою лавою чи похідними ультраосновної магми. Вище в них розташовуються перетерта синя глина та перем'яті уламки вулканічних порід (кімберліт). Особливо велика кількість діатерем відома у Південній Африці (район м. Кімберлі та у інших районах), а в останні роки також у Сибіру та Канаді. Магматична брекчія, що заповнює діатерми, називається *кімберліт*. Кімберліт складається з уламків ультраосновних порід та порід, які перетинає трубка вибуху на її шляху до поверхні. У кімберлітах зустрічаються алмази, піропи (мінерали з групи гранатів). Характер породи свідчить про дуже великі тиски і температури під час вибуху та про підйом магми з величезних глибин, з мантиї. Трубки вибуху мають діаметр від декількох метрів до декількох кілометрів.

Бандайський тип за характером виверження дуже нагадує попередні типи даної категорії, але вибухи в цьому випадку пов'язані не з магматичними газами, а з парами води.

Вулкани з екструзивним типом виверження.

1. Пелейський тип одержав назву від вулкана Мон-Пеле (Монтань-Пеле – Лиса гора на о. Мартініка в Малій Антильській острівній дузі. Класичним стало виверження 23 квітня 1902р. Часті землетруси і викиди попелу, водяної пари та отруйних газів продовжувалися два тижні. Потім відбувся вибух, що супроводжувався страшним гуркотом. За словами очевидця, вершина гори була рознесена на шматки, а потім щільна вогненна хмара газу і лави рушила вниз по схилах зі швидкістю 180 км/год. Протягом декількох хвилин місто Сен-П'єр, розташоване на схилах, було знищено. Виверження Монтань-Пеле завершилося лише в жовтні 1902 року. Через кілька тижнів після викиду газів на дні кратера з'явився лавовий купол із крутими схилами. Він складався з розпеченої густої лави **кислого** складу.

На куполі почав підніматися величезний лавовий обеліск, що нагадував за формою гігантський палець. Висота його щодня збільшувалася на 10м. Нарешті, він досягнув висоти 900м над рівнем кратера та став руйнуватися. Виверження пелейського типу з видавлюванням грузлої лави називають **екструзивним**.

Поствулканічна або фумарольна стадія

Ця стадія характеризується сильним ослабленням вулканічної діяльності. Лава вже не може вириватися на поверхню, а виходять, як правило, численні газово-парові струмені та гаряча вода.

Газові струмені – *фумароли* (від лат. *fumare* — димитися), поділяються за складом газів та температури на:

1. *сухі* фумароли з температурою понад 500°C, у яких пари води відсутні чи зустрічаються у малій кількості. Вони містять хлористі сполуки натрію та калію, домішки сполук марганцю, міді та фтору;



2. *сірчисті*, або *сольфатарі*, з температурою 90–300° С, що містять сірчану та соляну кислоти. Навколо таких fumarol часто утворюються нальоти самородної сірки червоного і жовтого кольорів;

3. *лужні*, або *аміачні*, fumaroli з температурою вище 100° С, гази яких складаються з вуглекислого амонію та сірчистого водню, присутня також водяна пара;

4. *холодні вуглекислі* fumaroli, або *мофети*, температура яких нижче 100° С.

Виверження парів води є також характерною рисою поствулканічної стадії. Пари води перетворюються у викиди гарячої, зазвичай, сильно мінералізованої води у вигляді гарячих та підігрітих джерел. Джерела бувають постійно діючими чи періодично фонтануючими. Останні називаються *гейзерами*.

Періодичність вивержень гейзерів, як правило, дуже постійна. Інтервали вивержень у різних гейзерів коливається від 10 хвилин до 5,5 годин. Температура води +94°С до +99°С.

Вода гейзерів мінералізована, містить солі натрію, магнію, кальцію, кремнію. У зв'язку з цим навколо гейзерів часто спостерігаються відклади у вигляді пористих вапнякових чи кременистих туфів. Гейзери відомі в Ісландії, Новій Зеландії, на Камчатці (Доліна гейзерів) та в Йеллоустоунському національному парку в США.

Механізм роботи гейзерів: у нижній частині підземних каналів відбувається перегрів води та паротворення; тиск пару зростає поступове та у деякий момент перевищує атмосферний. У цей момент гази виштовхують воду з каналів та піднімають колону води. Так відбувається миттєве пароводяне виверження.

Пари та гази разом з водою можуть викидати рідку грязь, утворюючи *грязьові вулкани*. Конуси цих вулканів, як правило, невеликі та досягають висоти 1–2м, але іноді можуть бути до 400м. Діаметр кратера вимірюється від десятка сантиметрів до метрів. Грязьові потоки можуть мати довжину в десятки метрів, а температура рідкої глини при виверженні досягає 80–90° С.

В Україні має розвиток специфічний вид вулканізму – *грязьовий*. Процеси грязьового вулканізму локалізовані у південній частині території України. Вони спостерігаються на Керченському півострові та прилеглий акваторії Азовського моря. В останні роки виявлені грязьові вулкани на захід та південь Севастополя в акваторії Чорного моря. Серед діючих грязьових вулканів виділяються з постійно спокійним режимом виверження та з активними викидами протягом кількох діб, що супроводжуються вибухами та локальними землетрусами. Внаслідок детальних геологічних досліджень встановлено взаємозв'язок багатьох діючих вулканів із зонами активних розломів, наприклад, Південно-Азовського та інших.

Матеріальні втрати від вивержень грязьових вулканів досить значні. Активні вулкани виділяють пари ртуті, вміст якої в атмосферному повітрі під час виверження зростає на 1-2 порядки. Це призводить до виникнення геохімічних аномалій, шкідливих для здоров'я людини.

Особливої уваги заслуговують отримані в останні роки дані про активізацію грязьових вулканів в зоні Південно-Азовського розлому, що сприяє виникненню нових островів та мілин в акваторії Азовського моря та Керченської протоки. Це може стати причиною погіршення умов судноплавства.

Географічне поширення діючих вулканів.

Більшість сучасних та четвертинних вулканів розташовується в межах трьох глобальних поясів, що перетинають поверхню Земної кулі.

Перший пояс – Тихоокеанський. В його межах загаслі вулкани неоген-четвертинного віку зосереджені у зовнішніх частинах поясу, діючи – у внутрішніх (ближче до океану). У Тихоокеанському поясі налічується близько 340 діючих вулканів, тобто дві третини усіх наземних вулканів світу.

Другий пояс – Середземноморсько-Індонезійський – простягається в широтному напрямку. Більшість вулканів цього поясу зосереджено в районі островів Індонезії та на островах Середземного моря.



Третій пояс – Атлантичний – витягнутий у меридіональному напрямку уздовж Атлантичного океану. У ньому зосереджена безліч вулканів острівних – наземних та підводних, що розташовуються в межах серединно-океанічного хребта.

У цих трьох поясах знаходиться 90% усіх нині діючих вулканів. Решта 10% - це вулкани Африканського материка, які утворюють локальний пояс меридіонального напрямку в Східній Африці. Кілька діючих вулканів розташовані на островах Індійського океану. Група згаслих вулканів відома у Сибіру, у Забайкаллі та Прибайкаллі. До поза поясних вулканів відносяться і численні вулкани акваторії Тихого океану.

Тихоокеанський вулканічний пояс розташований у зоні зчленування тонкої земної кори океанського типу з корою континентального типу. Уздовж цих зон океанська кора підсувається під континентальну кору. З цим рухом пов'язане часткове плавлення океанської кори на глибині з утворенням магматичних осередків.

Великий Середземноморсько-Індонезійський пояс вулканів збігається з тектонічним поясом, який у даний час знаходиться на заключній стадії розвитку, коли утворюються великі гірські хребти, що пов'язане із зіткненням континентальних плит.

Вулкани Атлантичного пояса, як і деякі вулкани Індійського океану, пов'язані з океанською рифтовою системою.

Більш обмежений за розміром Східно-Африканський пояс пов'язаний з континентальною рифтовою системою. Вулкани цього пояса викидають різноманітні лави – похідні глибинної лужно-базальтової магми.

Більшість вулканів розташована на границі великих літосферних плит: частина в зонах їхнього зближення та стискання – Тихоокеанський і Середземноморсько-Індонезійський пояси, а нерідко в зонах розтягання, рифтоутворення – Атлантичний пояс та деякі вулкани Індійського і Тихого океанів. З рифтовими континентальними системами пов'язані діючі і недавно загаслі вулкани Східної Африки та Західної Європи.

Отже, вулканізм проявляється і на суходолі і на океанічному дні, під якими розташований магматичний осередок. За розташуванням на поверхні Землі, всі вулкани поділяють на підводні та наземні. **Наземні** вулкани розташовані вздовж глибинних розломів, в основному, на океанічному узбережжі материків. **Підводні** вулкани знаходяться на океанічному дні та в області серединно-океанічних хребтів. Для підземних вулканів, під час виверження, завжди характерно утворення значних хвиль, які радіально розходяться від центру. Нерідко бувають випадки наростання конусів підводних вулканів, які з плином часу стають наземними вулканами або утворюють вулканічні острови (наприклад, Азорські, Гавайські, Курильські тощо).

Висота конусу вулкана, в залежності від його віку, змінюється від перших сотень метрів для молодих вулканів, до 5000-6000 м – для застарілих.

Найвищими вулканами Землі є вулкани Анд, наприклад, вулкан Аконкагуа висотою 6960 м, та вулкани деяких островів Тихого океану, наприклад, вулкан Мауна Лоа на Гавайських островах, який разом з підводною частиною має висоту 8766 м. Вулкани діють періодично, час між виверженнями може бути від десятків днів до сотень років.

В залежності від активності, всі вулкани поділяють на: **діючі** (виверження, які відбувалися на очах людини, періодично відбуваються зараз та можливі виверження в майбутньому), **сплячі** (діяльність таких вулканів проходила в давні історичні часи, але активізація яких може оновитися, наприклад, вулкани Ельбрус, Казбек, вулкани Датунської групи в Китаї тощо), **згаслі** (діяльність таких вулканів відбувалася у доісторичні часи і активізація яких неможлива).



ЗЕМЛЕТРУСИ

Землетруси – підземні поштовхи і коливання земної поверхні, зумовлені раптовими зміщеннями і розривами в земній корі або у верхній частині мантії, які передаються на великі відстані у вигляді пружних коливань. Це надзвичайно загрозливе природне явище. Кожна значна сейсмічна подія в щільно населеній місцевості спричиняє катастрофу.

Щорічно на земній кулі реєструється понад 100 000 землетрусів. Більшість з них практично не відчуваються людиною, але серед такої великої кількості є і такі, які супроводжуються значними руйнуваннями та людськими жертвами. Сьогодні витрачаються великі кошти на прогнозування сейсмічних поштовхів, виділення сейсмонебезпечних районів і вивчення природи та характеру землетрусів. Будь-який *землетрус* – це тектонічні деформації земної кори або мантії, які відбуваються внаслідок того, що напруження, які накопичилися в надрах Землі, в певний момент перевищили міцність гірських порід у певному місці.

Розрядка цього напруження і породжує сейсмічні коливання у вигляді хвиль, які досягнувши земної поверхні, спричиняють руйнування.

Першопричиною, яка викликає розрядку напружень, можуть бути, незначні на перший погляд явища, що відбуваються на земній поверхні. Наприклад, наповнення водосховища, швидка зміна атмосферного тиску, океанські припливи, тощо. Найпоширенішими є землетруси спричинені тектонічними, вулканічними або денудаційними процесами.

Генетична класифікація землетрусів.

Землетруси як природні явища обумовлюються багатьма причинами. Основною з них є розрядка напруг, яка періодично накопичується в земній корі та верхній мантії. Поряд з цим землетруси виникають при вулканічній діяльності, сильних наземних і підземних обвалах.

Вулканічні землетруси виникають у результаті глибинних вибухів газів, які виділяються з магми, гідравлічних ударів магми при переміщенні її по каналах складної форми і, безпосередньо, при виверженні вулканів.

Вулканічні землетруси обумовлюються рухом магми і газів у вивідному каналі вулканів. Вони зумовлюють або супроводжують виверження вулканів, особливо змішаної і газовибухової категорії. Звичайно підземні поштовхи викликаються проривом застиглої магми у вивідному каналі. Енергія таких землетрусів буває досить значною, але область їх поширення часто обмежується територією навколо діючого вулкану.

Денудаційні, або обвальні землетруси характеризуються меншим поширенням у порівнянні з вулканічними. Вони спричиняються обвалами значних мас гірських порід, провалами підземних порожнин, гігантськими зсувами.

Денудаційні землетруси відбуваються рідше всього, вони складають близько 1% усіх відомих землетрусів і виникають у районах інтенсивного вивітрювання гірських порід і утворення карсту. Покрівля підземних пустот і карстових печер витримує навантаження вищезалігаючих порід до визначеної межі, рівного опору порід покрівлі на розрив. Перевищення зазначеної межі веде до обвалення покрівлі, та підземного обвалу, що на земній поверхні віддається сейсмічним поштовхом. Звичайно енергія таких землетрусів порівняно невелика і сейсмічні хвилі згасають на менших відстанях від епіцентру, ніж при сильних вулканічних та тектонічних землетрусах.

Тектонічні землетруси є найпоширенішими та характеризуються найбільшою силою. Вони складають біля 95% всіх землетрусів, які відбуваються на земній поверхні. Згідно з сучасними уявленнями тектонічні землетруси пов'язані з миттєвим розвантаженням механічних напружень, що накопичувалися протягом тривалого часу в надрах Землі.

Вони виникають при переміщенні окремих блоків земної кори вздовж поверхонь розриву.

Літосфера розділена на тверді плити, які відділені одна від одної тектонічними розривами, що збігаються з осьовими лініями сейсмічних поясів Землі. На границях плит



можуть відбуватися три явища: плити можуть розходитись, утворюючи нову кору, таке явище отримало назву «спредінг», змішуватися із зануренням однієї плити під іншу – зони субдукції, рухатися одна відносно іншої – зони трансформних розломів. **Границі плит є зонами максимальної сейсмічної і вулканічної діяльності.**

Поряд з генетичною класифікацією землетрусів існує поділ по глибині розташування джерела землетрусу. За цією ознакою землетруси поділяють:

- поверхневі, з глибиною джерела до 10 км;
- нормальні – 10-75 км;
- проміжні – 75-300 км;
- глибоко фокусні – 300-700 км.

Але найбільше землетрусів виникає в земній корі на глибинах 20-30 км.

Місце, де відбувається зміщення порід, що викликає землетрус, називається його фокусом або **гіпоцентром**. Розрахунки параметрів гіпоцентру реальних землетрусів показують, що в першому наближенні осередок землетрусу являє собою сферу, радіус якої може вимірюватися десятками кілометрів. Таким чином, *гіпоцентр* – це не точка, а деякий об'єм значного розміру. **Проекція гіпоцентру на поверхню Землі називається епіцентром** землетрусу, а точка найбільшого віддалення від осередку – **антиепіцентром**. Максимальної руйнівної сили землетрус досягає в епіцентрі, а по мірі віддалення від останнього, його сила поступово зменшується.

Характер сили землетрусів на картах відображають за допомогою ліній, які з'єднують точки (пункти на місцевості) однакової інтенсивності сили землетрусу. Такі лінії називаються **ізосейстами**. Ізосейста з максимальним значенням сили землетрусу на поверхні землі оконтурює певну ділянку поверхні, яка називається **плейстосейстовою областю** і є, в своєму роді, проекцією осередку землетрусу на денну поверхню.

Відповідно, інтенсивність землетрусу зменшується в напрямку від плейстосейстової області. Це зменшення залежить від багатьох факторів, серед яких провідне місце належить формі та глибині осередку, геологічній структурі, складу та ступеню метаморфізму гірських порід, рівню залягання ґрунтових вод тощо. У зв'язку з цим ізосейсти на поверхні мають самі різноманітні абриси, а не утворюють правильних геометричних форм.

Іноді основному підземному поштовху при землетрусах передують місцеві (локальні) зсуви блоків і розриви на стислих ділянках, що також викликають підземні поштовхи – форшоки.

Розвантаження напруг може відбуватися після основного підземного поштовху ще тривалий час. На окремих ділянках, які зазнали деформації, виникають нові розриви і нові поштовхи – афтершоки, сила яких менша, ніж у момент основного удару. Афтершоків може бути декілька сотень, іноді тисяч протягом декількох місяців, а то і на протязі 2-3 років після сильного землетрусу.

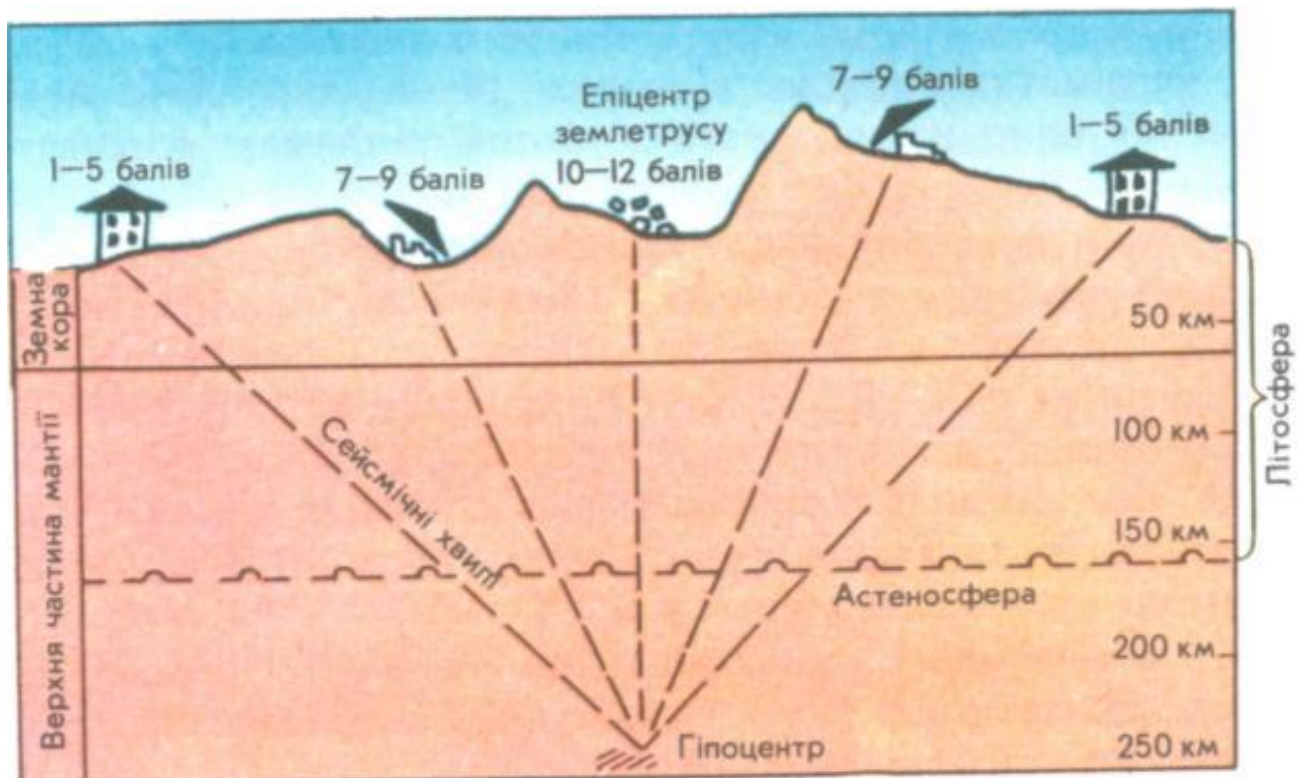
Для характеристики землетрусів користуються відомостями про їх **силу, енергію та магнітуду**.

Під **силою або інтенсивністю землетрусу** розуміють зовнішній ефект, тобто його проявлення на земній поверхні. Для її визначення існують розроблені різними сейсмологами «**шкали інтенсивності землетрусів**», в основі яких лежать результати безпосередніх спостережень руйнувань, що були спричинені землетрусами. В Україні застосовують 12-бальну шкалу визначення сили землетрусу.

Ступінь руйнувань на поверхні Землі під час землетрусу залежить від глибини його осередку (чим більше глибина, тим менші коливання земної поверхні) та сили поштовху в ньому. Площа дії землетрусу прямо пропорційно залежить, як від глибини осередку, так і від сили поштовху.

Енергія землетрусів – це величина потенційної енергії, яка звільнюється у вигляді кінетичної після розвантаження напруги в осередку і, досягнувши поверхні Землі, спричиняє її коливання. Енергія землетрусів обчислюється в *Джоулях*.

Схема землетрусу





У випадку потужних землетрусів кількість звільненої енергії досягає 1015 – 1018, а згідно з деякими джерелами, і 1025 Джоулів (Дж). Відносна кількість енергії, яка виділяється в осередках землетрусів, оцінюється за шкалою магнітуд.

Магнітуда – це безрозмірна величина, яка являє собою логарифм відношення максимального зміщення часточок породи (в мікронах) при конкретному землетрусі до деякого еталонного дуже незначного зміщення породи. Ця величина була запропонована в 1935р. американським геофізиком Ч. Ріхтером. Розроблена ним шкала магнітуд широко застосовується в сейсмології і охоплює діапазон від 0 до 8,8 при самих сильних катастрофічних землетрусах.

На практиці магнітуда визначається за максимальною амплітудою коливань, записаних на сейсмограмі, знятої на відстані 100 км від епіцентру. Найсильніші землетруси характеризуються магнітудою від 6 до 8,8.

Магнітуда 6 відповідає 6-9 балам, 7 – (8-10) балам, 8 – (10-12) балам 12-ти бальної шкали. Очевидним є те, що оцінка сили землетрусів по магнітуді за шкалою Ріхтера є більш об'єктивною, в порівнянні з 12-бальною сейсмічною шкалою, тому що ступінь руйнування будівель, як основний критерій цієї шкали, залежить не лише від кількості вивільненої енергії, але й від цілої низки інших факторів, таких як глибина залягання осередку землетрусу, стійкість гірських порід, їх водонасиченість, інженерних характеристик будівель тощо.

Частина енергії, яка звільнена при землетрусах, перетворюється у пружні хвилі. Виділяють різні типи таких пружних хвиль, які характеризуються **кінематичними** та **динамічними** параметрами. До **кінематичних** характеристик відносять час проходження хвилі та траєкторію шляху яким вона розповсюджується. **Кінематичні** характеристики визначаються внутрішньою будовою планети.

До **динамічних** характеристик відносять: амплітуду коливань, період, характер руху часточок середовища та форму хвилі. **Динамічні** характеристики визначаються як внутрішньою будовою планети, так і сейсмічним джерелом. Існуючі знання про структуру Землі та теорія пружності дозволяють достатньо точно визначати кінематичні характеристики, тоді як ідентифікація та визначення сейсмічного джерела має певні труднощі.

Виділяють головні типи сейсмічних хвиль за траєкторією їх розповсюдження. Хвилі, які розповсюджуються на великі відстані, називаємо **об'ємними** та **поверхневими**. **Об'ємні** хвилі генеруються в об'ємі Землі та поширюються у всіх напрямках, послаблюються по мірі віддалення від джерела (геометричне розходження). **Поверхневі** хвилі поширюються уздовж земної поверхні, захоплюючи неглибоку зону під нею.

Об'ємні хвилі формуються безпосередньо при розпорюванні масиву породи. Коли сейсмічні хвилі підходять до різкої зміни властивостей середовища в об'ємі Землі, або досягають її поверхні, вони відбиваються та заломлюються.

При цьому утворюються хвилі декількох типів. Розрізняють поперечні S- хвилі та продольні (поздовжні) P- хвилі. У поперечній хвилі коливання часточок середовища відбувається перпендикулярно до напрямку її поширення, а в продольній – уздовж цього напрямку. Швидкість P- та S- хвиль залежить від щільності та пружних властивостей гірських порід. Відношення швидкості продольних хвиль до швидкості поперечних = 1,7. Це означає, що на сейсмограмах P-хвилі з'являються першими. Поперечні, S- хвилі, проходячи через середовище призводять до найбільших руйнування на земній поверхні.

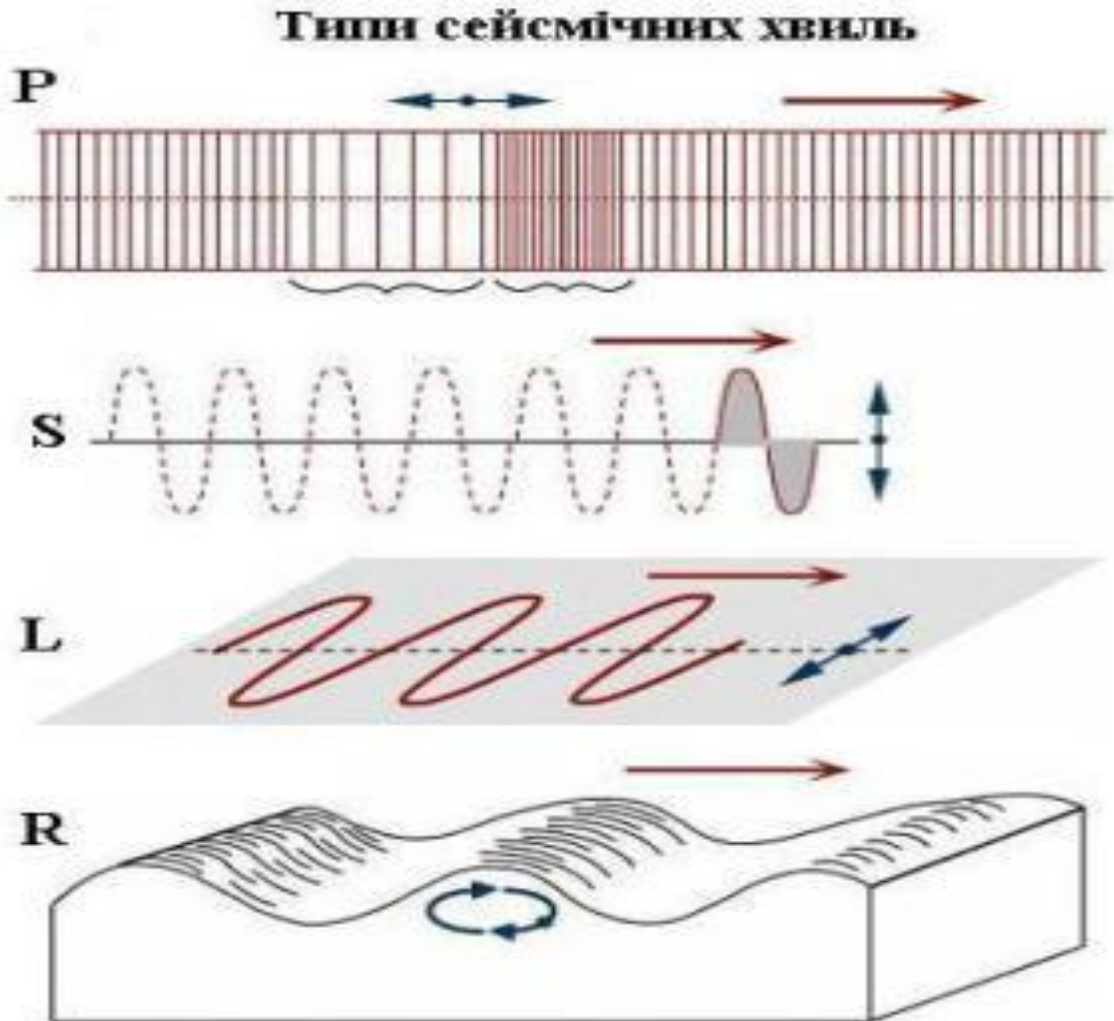
Поверхневі хвилі. Відомі різні типи поверхневих хвиль, які поширюються уздовж земної поверхні. Але найбільш важливі для вивчення це – хвилі Релея (LR) та хвилі Лява (LQ).

Хвилі Релея (LR) поводять себе подібно до водяних хвиль. Такі хвилі мають як вертикальне, так і горизонтальне зміщення.

Ці хвилі, поширюючись через будь-який об'єкт, змушують його зміщуватися угору-вниз і одночасно вперед-назад, але майже завжди об'єкт залишається на тому ж самому місці. Хвилі Релея утворюються внаслідок неоднорідної форми земної поверхні.

У хвилях Лява рух часток середовища відбувається перпендикулярно до головного напрямку її поширення і повністю поляризований у горизонтальній площині. *Хвилі Лява* – це результат горизонтального напластування гірських порід земної кори. Якщо б земна кора була однорідною, то хвилі Лява не утворювалися б.

Для реєстрації землетрусів використовують прилади, які називаються *сейсмографами*.



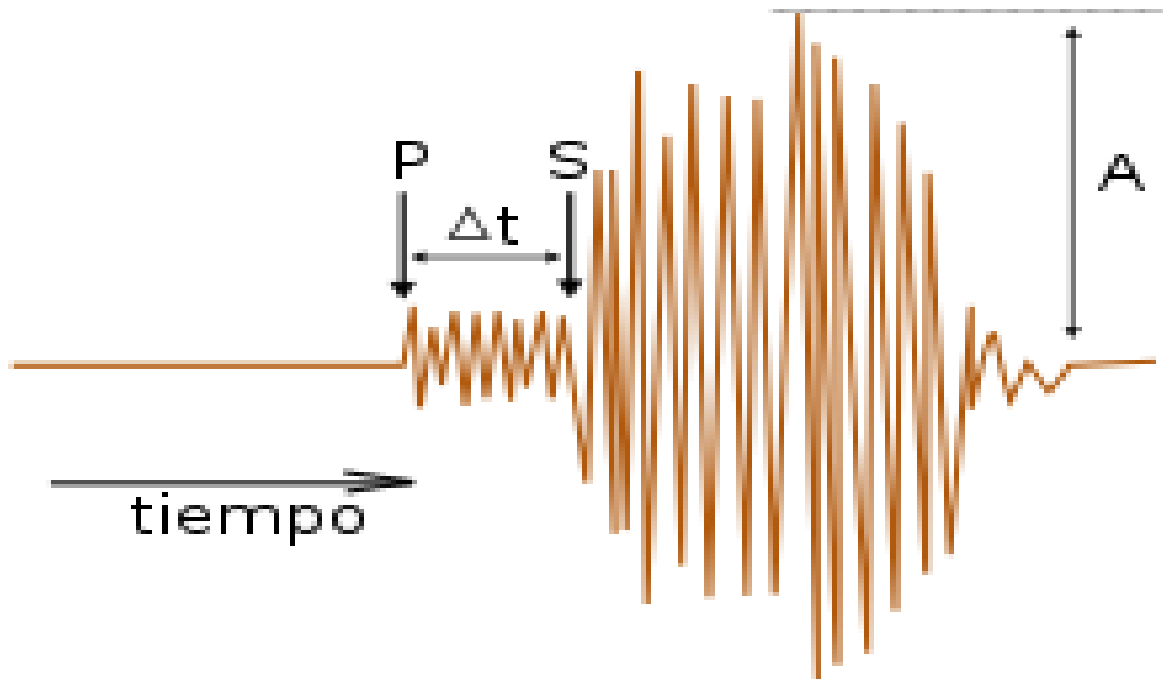
Перший сейсмоскоп (так називалися перші прилади для фіксування землетрусів) сконструйований китайським вченим Чжан Хеном у 132 році нашої ери. *(Історичні хроніки розказують про високу точність древнього приладу, хоча його влаштування залишається загадкою. Зовнішній вигляд і функціонування зрозумілі, а от внутрішнє налаштування... На основі припущень вчених вже в наш час були побудовані копії. Копія, створена в 2005 році реєструє землетруси так само точно, як і сучасні прилади. Загальноприйнята теорія стверджує, що маятник всередині мідного посуду приходив у дію під час землетрусу, навіть якщо він траплявся за сотні кілометрів. Маятник приводив у дію складну систему важилів, які відкривали пащу одного з восьми драконів на зовнішній стороні посуду. В пащі кожного дракона знаходилась бронзова кулька. Ця кулька викичувалася та падала в рот жабки, що знаходилися під драконом, видаючи гучний дзвін. За історичними даними, дзвін жабки був настільки сильним, що міг розбудити всіх.*

Дракон з відкритою пацею вказував напрям де стався землетрус. Вісім драконів вказували на схід, захід, північ, південь, північ-схід, північний захід, південний схід і південний захід. Прилад функціонував, поки не помер його винахідник. Очевидно, пристрій був таким складним, що тільки майстер Хен міг працювати з ним.)

Сучасні сейсмографи являють собою складні електронні прилади, а запис сейсмічних коливань здійснюється на паперовій стрічці – сейсмограмі або (без паперової стрічки) із записом на електронні носії. При землетрусах першими досягають станції, обладнаної сейсмографами (сейсмостанції), поздовжні хвилі (P), тому що вони поширюються з найбільшою швидкістю. Пізніше на магнітних стрічках сейсмограм фіксуються більш різкі зубці поперечних хвиль (S), а згодом ще різкіші – поверхневих хвиль (L).

Результатом роботи сейсмографа є сейсмограма.

Активно використовуються на сейсмостанціях для спостереження за землетрусами.



Протягом багатьох років вивчення землетрусів було встановлено, що на материках вони приурочені, здебільшого, до зон новітнього гороутворення. Основними сейсмічними поясами є Тихоокеанський та Альпійсько-Гімалайський.

Перший, в основному, збігається по лінії периферії Тихого океану, з виступами на схід в районі Карибського моря та Антилської дуги, а також на півдні, в районі моря Скотта та Південно-Сандвічевої дуги. Альпійсько-Гімалайський пояс тягнеться від західного Середземномор'я до Східної Азії, де зливається з Тихоокеанським. Саме в межах цих поясів відбувалися всі руйнівні землетруси, основна частина з яких пов'язана з напруженнями стиснення, а інша – з рухами по зсувах.

У Тихоокеанському поясі найактивнішими в сейсмічному відношенні є зони надглибоких розломів, які починаються від осей глибоководних жолобів периферії океану і нахилені в сторону острівних дуг на заході, та у бік Центральної і Південної Америки на сході.



Окрім периферії Тихого океану надглибокі сейсмофокальні зони добре проявлені також у Індійському океані. Така зона охоплює Малайський архіпелаг, виходячи на поверхню дна в Зондському жолобі. Глибина її залягання перевищує 600 км.

В Африкансько-Євразійському поясі переважають дрібнофокусні землетруси, а глибокофокусні практично відсутні. Землетруси з осередками проміжної глибини мають місце в районі Калабрії (південна частина Апеннінського півострова) та на острові Крит. Тут сейсмофокальні зони приурочені до вигнутих на південь острівних дуг, у тилевій частині яких спостерігаються інтенсивні прояви вулканізму. Східніше сейсмофокальні зони простежуються вздовж північного, Макранського, узбережжя Аравійського моря, хребта Західний Гіндукуш та Гімалаїв.

Незначні за простяганням глибинні зони подібного типу встановлені в районі Гібралтарської дуги, в Тірренському морі, в районі Вранча на крутому згині Карпат у Румунії, в південній частині Кавказу, а також південніше Кримського півострова.

Окрім охарактеризованих двох основних сейсмічних поясів планети, розташованих по периферії континентів, в океанах виділяються значні за простяганням сейсмогенні пояси, приурочені до осьових зон серединно-океанічних хребтів. Землетруси тут відбуваються дуже часто, але вони характеризуються слабою інтенсивністю, їх осередки знаходяться на глибині не більше 10 км.

Певна кількість землетрусів відбувається і поза головним поясом сейсмічності, зокрема в межах пасивних окраїн континентів вздовж поперечних і поздовжніх розломів.

Немає сумніву в тому, що землетруси відбувалися протягом усієї історії формування нашої планети. Вони закарбувалися у вигляді численних розривів, тріщин, які розсікають різноманітні елементи рельєфу – долини річок, яри, вододіли, тощо.

Всі ці порушення в рельєфі, спричинені землетрусами, називаються *сейсмодислокаціями*, особливо чітко вони встановлюються при дешифруванні космо- та аерофотознімків. Вивчення таких палеосейсмодислокацій має також практичне значення, і, насамперед, для встановлення ступеня сейсмічної небезпеки в тому або іншому регіоні та можливе їх проявлення.

Для України становить загрозу можливість реалізації землетрусів зони Вранча (Південні Карпати, Румунія). Складність тектоніки району Вранча пояснюється існуванням багаточисленних розломів, по яким, у процесах формування альпійських структур, проходило зміщення значних літосферних та корових блоків. В цьому сейсмічно активному районі інструментально встановлено великий діапазон глибин зародження землетрусів, від 20 км до 45 км у консолідованій корі та від 70 км до 180 км у верхній мантії.

Особливим різновидом землетрусів є *підводні землетруси*, або як їх ще називають – *моретруси*. Вони виникають під морським та океанічним дном, а на поверхні проявляються у вигляді велетенських хвиль, які називаються *цунамі*. Такі хвилі виникають при швидкому опусканні дна, спричиненому зміщенням блоків. При цьому в епіцентрі моретрясіння виникає хвиля, спрямована догори, яка і призводить до підняття рівня води. На поверхні акваторії така хвиля перетворюється на хвилю цунамі, яка концентрично поширюється від епіцентру з швидкістю до 800 км/год. В океані висота хвиль цунамі не перевищує 2 м, робить її практично непомітною. Проте на мілководді, при наближенні до берега, хвиля пригальмовується, виростає до висоти 30-40 м, набуває різко асиметричної форми та обрушується на берег. При цьому руйнівна сила хвилі пропорційна її швидкості.

Сейсмологічним провісником зародження землетрусів, насамперед, є **збільшення кількості слабких коливань** земної кори, які можна трактувати як *форшоки* великого землетрусу. Реєстрація таких форшоків дає можливість попередити населення і запобігти значним людським жертвам. Іншим сейсмологічним провісником є **зміна швидкості поздовжніх хвиль**, вона перед землетрусом знижується на 10%, а напередодні самого явища знову підвищується до нормального стану. До **геофізичних провісників** відносяться:



зменшення електричного опору порід, коливання модуля магнітного поля та різноманітні електромагнітні явища в атмосфері.

Ще одна група провісників може бути виділена як *гідрогеологічно-гідрохімічна*. До неї зокрема відносяться: **зміни рівня ґрунтових вод** у свердловинах і колодязях (спочатку рівень понижується, а згодом різко підвищується); **зміни температури води**, значне **підвищення у воді вмісту радону, вуглекислого газу, парів ртуті**. До провісників землетрусів можна віднести також *аномальну поведінку тварин* напередодні явища. Проте для успішного прогнозування землетрусу не слід покладатися на одну яку-небудь групу провісників, а необхідно аналізувати їх у комплексі з залученням побічних ознак.

Останнім часом з'явився новий генетичний вид землетрусів – землетруси, спричинені інженерною діяльністю людини, або так звані **техногенні землетруси**. Вперше такий землетрус силою у 7 балів був зафіксований вченими в 1975 р. в Каліфорнії, де на сім років раніше була споруджена гребля висотою 235 м та виникло водосховище. Тобто, в даному випадку локальне накопичення великої маси води на поверхні Землі спричинило зміни в надрах. Проте, водосховища не єдині джерела спровокованих землетрусів. Певну «провокуючу» дію на сейсмічність надр може спричинити також розробка нафтових та газових родовищ. Механізм спровокованих землетрусів ще остаточно не з'ясований.

Сучасні методи дослідження землетрусів. До сучасних методів вивчення землетрусів належать супутникові методи дослідження землетрусів, які спираються на фізичні процеси, що їх супроводжують. Широкий розвиток мають супутникові спостереження за деформацією земної поверхні, тепловими та електромагнітними явищами у сейсмічному циклі.

Деформації мають місце на всіх етапах, часто вони видимі неозброєним оком та фіксуються як наземними так і дистанційними методами. Супутникові методи вивчення сейсмічних деформацій поділяються на структурні (оптичні та радіолокаційні), на радарну інтерферометрію, методи визначення зміщень за допомогою системи глобального позиціонування, методи гравіметричних вимірювань.

Теплові явища. За спостереженнями в районах, де відбулися сильні землетруси, температура зон розломів підвищувалася за один-два тижня до поштовху. Потім перед самим поштовхом спостерігалось зниження температури до нормальної. Після землетрусу температура знову зростала, а через декілька днів знову поверталася до фонового рівня. Теплові аномалії відмічалися і на морі. Під час землетрусів на морі спостерігалось підняття холодних глибинних вод. Ці теплові аномалії можуть фіксуватися з космосу тепловою зйомкою у інфрачервоному діапазоні та давати додаткову інформацію про землетруси та явища, якими вони супроводжуються.

Електромагнітні явища. При вивченні землетрусів ще з минулого століття відмічалось, що землетруси супроводжуються потужними електромагнітними процесами в атмосфері Землі напередодні землетрусу та під час поштовху. Такі явища є не тільки на поверхні Землі, але й у космосі та в іоносфері. Зараз супутники збирають інформацію про аномальні явища в іоносфері під час землетрусів. Зареєстровано зміну щільності електронів в іоносфері за три дні до землетрусів.

Таким чином, сьогодні супутниковим методам доступні деякі явища, що пов'язані з землетрусами. Деформація поверхні, теплові аномалії та зміни у іоносфері перед потужними землетрусами є такими ж провісниками землетрусів, як й зміни у напруженні земної кори, різкі зміни рівня ґрунтових вод та зміна хімічного складу атмосфери. Усі ці явища доступні спостереженню та фіксації з орбіти Землі. У дуже складному питанні прогнозу землетрусів поки ще не має «абсолютної зброї». Але переваги сучасних супутникових методів, а саме зйомка гігантських територій з постійною періодичністю та високою просторовою роздільною здатністю, допомагає вирішувати це важливе питання.



Тема № 4

Структурні елементи земної кори

План лекції

1. Структурні елементи земної кори.
2. Структурні елементи океанів.
3. Геосинклінали та платформи, їх структурні елементи.
4. Тектонічне районування.

Література:

1. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.
2. Байсарович І.М., Коржнев М.М., Шестопалов В.М. Базові поняття екологічної геології/. – Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії». – 2008. – 124 с.

Зміст лекції

Найбільшими структурними елементами земної кори, які не тільки відрізняються за характером її будови, але й чітко простежуються на поверхні, є континенти і океани. Проте відразу слід зазначити, що не весь простір заповнений водами океанів є океанською структурою. Периферійні частини океанів характеризуються наявністю шельфових зон, для яких властивий субконтинентальний тип кори. Вважати і їх складовими океанських структур було б помилкою, так само як і внутрішньоконтинентальні моря з субокеанічним типом кори не можна відносити до континентальної структури. Окрім того, різниця між цими двома структурними елементами земної кори не зводиться тільки до типу земної кори, а охоплює цілу низку відмінностей у будові, складі, фізичному стані речовини тощо, не лише земної кори, але й літосфери і навіть верхньої мантії. В даному випадку важливим критерієм, який підкреслює неоднорідність літосфери, є її сейсмічність. В межах земної кулі спостерігається різка нерівномірність проявлення сейсмічної активності. Виділяються широкі ділянки земної поверхні континентів і ложа океанів практично асейсмічні, і відносно вузькі зони, в межах яких зосереджені всі осередки землетрусів і вулканічної діяльності, тобто сейсмічно активні. Такими зонами є серединно-океанічні хребти, зони поєднання островних дуг або окраїнних гірських хребтів і глибоководних жолобів на периферії океанів, а також гірський пояс, який простягається від Гібралтара через Північну Африку, Південну Європу та Центральну Азію до Індонезії.

Такі зони виконують роль своєрідних швів між відносно стійкими і внутрішньо монолітними ділянками літосфери, які називаються літосферними плитами. На сучасному етапі вивченості літосфери в її структурі виділяється сім великих і тринадцять малих плит, які об'єднують континенти та прилеглі до них ділянки океанів. Наприклад, Африканська плита окрім однойменного континенту та його підводної окраїни включає також південно-східну частину Атлантичного океану, західну частину Індійського океану аж до їх серединно-океанічних хребтів, а також південно-східну частину Середземного моря. Існують також чисто океанічні плити, і прикладом таких може бути Тихоокеанська. Причина поєднання ділянок континентальної і океанічної кори в одну плиту полягає, перш за все, у їх динамічному зв'язку, а саме в тому, що вони рухаються разом, як єдине ціле.

Головними структурними елементами океанів є серединно-океанічні хребти, які являють собою своєрідні рухливі пояси з їх осьовими рифтами, і океанські плити, яким відповідають абісальні улоговини та підводні підвищення, що їх ускладнюють.



теригенними, теригенно-карбонатними та кременистими відкладами. Пізніше виникають локальні підняття, структура прогину ускладнюється.

Процес підняття окремих ділянок прогину інтенсифікується і висхідні рухи переважають над низхідними. Це призводить до виникнення нових розривних порушень у корі і поновлення старих, а по розломах відбувається підняття свіжих порцій магми, яка вкорінюючись в товщу осадових та вулканогенних порід застигає, утворюючи інтрузивні тіла. В кінцевому результаті всі відклади, які виповнювали первинний прогин, внаслідок вертикальних рухів, а також вкорінення магми зминаються в складки і на місці геосинкліналі виникає складчаста гірська область. На периферії таких областей, а також поміж гірськими хребтами виникають понижені ділянки рельєфу, зайняті здебільшого алювіальними низинами, або мілководними морями, в яких відбувається накопичення різноманітними екзогенними процесами потужних товщ грубоуламкових продуктів, які утворилися в процесі руйнування гір. Такі прогини та западини відповідно називають передгірськими та міжгірськими, а теригенні відклади, які їх виповнюють - моласами.

Внутрішня будова таких гірських споруд дуже складна. Вони характеризуються широким розвитком складок, тектонічних покривів і розривних порушень різних типів. Вся товща осадових і вулканогенноосадових порід пронизана інтрузіями гранітів і дайками магматитів основного складу. Результати геологічних досліджень свідчать, що всі сучасні гірські споруди є результатом проявлення новітніх тектонічних рухів впродовж олігоцен - антропогенового часу. Проте в будові одних гірських областей, таких як Карпати, Кавказ, Копетдаг, частково Памір, беруть участь морські відклади палеогену та неогену, а інші складені значно древнішими породами – ранньо-мезозойськими, палеозойськими і докембрійськими. Отже гірські споруди другої групи, які складені докайнозойськими породами зазнали складчасто-насувних деформацій і були вперше підняті у вигляді гір задовго до неоген-четвертинного часу. Пізніше ці первинні гірські хребти були денудовані, нерідко до самого підніжжя, а в кайнозої зазнали повторного піднімання.

Не всі древні складчасті споруди підлягають новітньому гороутворенню. Значна їх частина після денудаційного нівелювання переходить до відносно спокійного платформного тектонічного режиму і на їх місці утворюються неглибокі моря в яких відбувається накопичення малопотужних осадків. Так започатковуються платформи характерною властивістю яких є наявність двоповерхової будови. Нижній поверх, або як його здебільшого називають фундамент платформ, складений сильно дислокованими, метаморфізованими і прорваними гранітоїдними тілами породами, які на доплатформному етапі розвитку склали складчасті споруди, що були в подальшому денудовані до рівня моря. На породах фундаменту, з кутовим і стратиграфічним неузгодженням, субгоризонтально залягають породи верхнього структурного поверху, другого поверху, який називають осадовим чохлам платформи. Складений він практично недислокованими, неметаморфізованими, малопотужними (в середньому 3-5 км) осадовими відкладами мілководно-морських, лагунних і континентальних фацій.

Платформи складені структурними елементами вищих порядків, серед яких основне місце належить щитам і плитам (ці плити не слід утотожнювати з літосферними або океанськими). **Щити** – це виходи на поверхню фундаменту платформи, який впродовж усього платформного етапу розвитку перебував в стані піднімання. **Плитами** називаються частини платформи, які перекриті осадовим чохлам і протягом усієї історії її розвитку мали тенденцію до опускання. Плити, в свою чергу, складені більш дрібними структурними елементами, серед яких розрізняють *синеклізи* і *антеклізи*.

Синеклізи – це широкі, подібні до ізометричної форми западини, під якими фундамент прогнутий, а **антеклізи**, навпаки – пологі структури з припіднятим фундаментом і менш потужним у порівнянні з синеклізами чохлам. В основі (так би мовити «на дні») синекліз часто



бувають поховані під товщею осадових порід рифтоподібні структури, в розрізі яких значне місце належить вулканогенним породам. Це так звані *авлакогени*. Нерідко антеклізи і синеклізи ускладнюються другорядними структурами (вали і плакантиклінали).

В периферійних частинах платформ, там де вони межують зі складчастими поясами, утворюються глибокі западини, які називаються перикратонними прогинами, тобто ті які виникли на краю кратону або платформи. Над зонами розломів у фундаменті, де мають місце вертикальні переміщення блоків, утворюються так звані флексури – вигини верств порід чохла без розриву їх суцільності і зі збереженням паралельності крил. Всі платформні структури дуже пологі, що загалом надає верствам порід вигляд субгоризонтального залягання.

Серед платформ розрізняють давні, або, як їх ще називають, кротони, фундамент яких складений метаморфізованими докембрійськими породами, а чохол відкладами фанерозою, і молоді платформи з палеозойським, рідко, мезозойським фундаментом та мезокайнозойським, або кайнозойським чохлом. Більша частина території України (95%) розташована на південному заході Східноєвропейської платформи, де виділяються Український щит, Волино-Подільська плита, Дніпровсько-Донецька та Причорноморська западини. Фундаментом платформи є нижньодкембрійські породи, а осадовий чохол утворюють відклади верхнього протерозою та фанерозойського еону.

На півдні України (Переддобруджа, частина Північнозахідного шельфу Чорного моря та Рівнинний Крим) знаходиться молода Скіфська платформа, фундамент якої складають породи палеозою, а чохол – мезозойсько-кайнозойські відклади. Окрім того на території України є чотири складчасті області. Це Північна Добруджа та Донецький кряж, які належить до споруд герцинської складчастості, мезозойська геосинкліналь Гірського Криму і альпійська складчаста система Українських Карпат. З півдня територія України омивається водами Чорного моря, яке займає відносно молоду за віком (міоцен) западину з субокеанічним типом земної кори.

Територія України розташована у південно-західній частині Східноєвропейської платформи (одна з найбільших, відносно стійких ділянок континентальної земної кори, що належить до числа давніх (дорифейських) платформ) і навколишніх гірських систем – Карпати і Крим, які є частиною Альпійської складчастої геосинклінальної області, що є наймолодшою за геологічним віком деформація земної кори, яка проявилася в кінці мезозойської і в основному сформувалась протягом кайнозойської ери. У її будові беруть участь породи докембрійського, палеозойського, мезозойського та кайнозойського віку, що утворюють три структурні поверхні:

1. докембрійський,
2. палеозойський
3. мезо-кайнозойський.

Платформи є стійкими ділянками літосфери, а геосинклінали - частинами, де відбуваються активні рухи, землетруси, виверження вулканів, змінання у складки земної кори.

Однак не можна сказати, що платформи зовсім не рухаються. Вони повільно піднімаються або опускаються. Якщо взаємний тиск двох літосферних плит незначний, утворені форми рельєфу невеликі, наприклад пасма горбів. Під час сильних зустрічних рухів шари гірських порід можуть зминатися у велетенські складки антиклінали та синклінали.

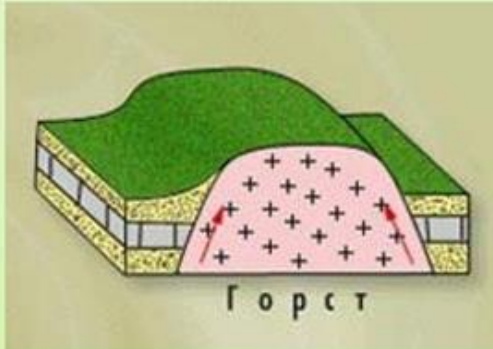
Антикліналь - форма залягання шаруватих, переважно осадових порід у вигляді опуклої складки, у внутрішній частині (ядрі) якої залягають більш давні породи, у зовнішній (на крилах) - більш молоді.

Синкліналь - увігнута складка, шари якої нахилені до осі. У ядрі залягають молодші породи, ніж на крилах. Поширені у складчастих гірських спорудах.

Зіштовхуючись або розсуваючись, літосферні плити зминають свої краї у складки, розламують їх на окремі блоки. Під час їх розходження поверхня між двома розломами може опуститися, утворюючи *грабен* - велике продовгувате провалля на земній поверхні. Якщо

літосферні плити рухаються назустріч одна одній, ділянка між двома розломами може бути витиснута вгору, утворюючи підняття - **горст**.

Піднята ділянка називається **горстом**, а опущена – **грабеном**.



Тектонічна будова України

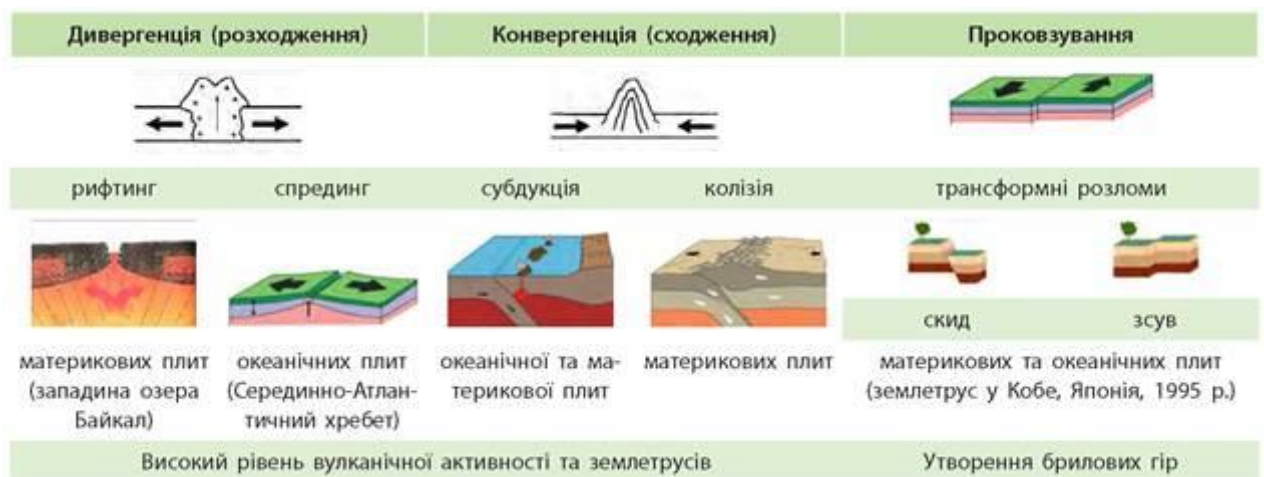


Тектонічні процеси проявляються в таких рухах:

- 1) дивергенція, або розходження їх у різні боки, що проявляється рифтингом і спредингом;
- 2) конвергенція, або сходження внаслідок зустрічного руху, що проявляється субдукцією і колізією;
- 3) зсувні переміщення, проковзування вздовж трансформних розломів, що проявляється скидами та зсувами

Рух літосферних плит зумовлений дією ендегенних (внутрішніх) сил: хімічними й фізичними процесами, що відбуваються всередині Землі. До них належать розпад радіоактивних речовин, різні хімічні реакції та поліморфні перетворення підкіркових мас, раптові розряди напруги, що виникають у речовині мантиї. Ендегенні процеси проявляються у вигляді різних тектонічних рухів, процесів магматизму (у тому числі виверження вулканів), землетрусів.

Тектоніка літосферних плит



Тектонічне районування - виділення великих елементів земної кори за геологоструктурними ознаками. Широко використовується для виявлення закономірностей розміщення корисних копалин у надрах. Застосовується при металогенічних дослідженнях, у нафтовій та вугільній геології. При тектонічному районуванні враховують такий ряд супідрядних структур.

Для материків: геосинклінальні складчасті рухомі пояси, складчасті області, складчасті системи, мегаантиклінорії і мегасинклінорії, антиклінорії і синклінорії, серединні масиви, міжгірні прогини, орогенні западини, групи платформ (древні і молоді), плити, антеклізи і синеклізи, мегавали і вали, платформні западини, внутрішньоплатформні рифти, крайові, перикратонні і пригеосинклінальні прогини - авлакогени (лінійно витягнуті западини підвищеної тектонічної рухливості, які оточені глибинними розломами, що розтинають фундамент платформи). Активні структури: епіплатформні орогенні пояси, вулканогенні пояси, брилові склепінчасті підняття (аркоподібний вигин гірських порід з кривизною великого радіуса, охоплює велику ділянку земної кори, в структурі склепінчастих підняттях велику роль



відіграють розломи, які розбивають його на систему блоків) і склепінчасто-брилові підняття, накладені западини (грабен-синклінали), локальні вулканоструктури.

Для перехідної зони між материком і океаном: материковий схил, котловини околичних морів, острівні дуги, глибоководні жолоби.

Для океанів: таласократони (океанічні платформи), серединно-океанічні рухливі пояси, океанічні вали, океанічні плити, внутрішньоокеанічні вулканогенні пояси.

Територію України складають осадові, магматичні та метаморфічні породи віком від 3,7 млрд років до сучасних. Вони утворюють структури майже всіх відомих типів: від дорифейського щита (ядра давньої консолідації) до субокеанічної западини, яка й нині активно формується. Більша частина тер. України належить до Східно-Європейської платформи. Крайні західні і південні райони - до Середземноморського рухливого поясу.

Центральною структурою давньої платформи є Український щит, складений в основному метаморфізованими породами архею - нижнього протерозою.

Розломи поділили Український щит на основні блоки: Волино-Подільський, Білоцерківсько-Одеський, Кіровоградський, Придніпровський та Приазовський). Після гранітизації наприкінці раннього протерозою (1,7-1,6 млрд.р. тому) виникли субплатформні інтрузії габро, лабрадоритів і гранітів рапаківі (Коростенський плутон, Корсунь-Новомиргородський плутон), утворилася складна мозаїчно-шарувата структура щита. В цілому його західна частина відзначається поширенням гранулітів, підвищеною базальтоїдністю кори та щільністю її нижньої частини, зосередженням глибинних магнітних неоднорідностей - ядер найдавнішої консолідації, зниженим вмістом радіоактивних елементів, переважанням регіональних розломів.

Тектонічне районування і складання на цій основі тектонічних карт відносять до традиційних методів геології. Під ним слід розуміти виділення різномасштабних ділянок літосфери на основі різновидностей в їх історико-геологічному розвитку, структурно-морфологічних особливостях, структурно-речовинному складі або інших ознаках.

Найбільш традиційним принципом тектонічного районування територій є принцип районування за віком завершальної складчастості. В основі цього принципу, розробленого стосовно до континентів, лежить класичне вчення про геосинклінали, у відповідності з яким розвиток літосфери приймається як природно-історичний процес переходу геосинклінали у платформу. Цей принцип застосовується і до більш великих історико-геологічних об'єктів - океанів і континентів, а також при розгляді історико-геологічних подій з позиції розвитку океанів і переходу їх в континенти.

Використовуючи історико-геологічний принцип, в структурі континентальної літосфери виділяються області давніх (докембрійських) і молодих (епігерцинських) платформ, байкальські, каледонські, герцинські складчасті споруди, мезозойські параплатформи, тобто області, близькі до платформ, кайнозойські складчасті споруди, сучасні геосинклінали, області епіплатформового орогенезу тощо. В основі даного принципу лежить аналіз формацій і формаційних рядів, які являють собою сукупність формацій, послідовно утворених на даній ділянці земної кори.

При тектонічному районуванні океанів історико-геологічний принцип в повній мірі не може застосовуватись, оскільки океанічна кора у своєму розвитку не проходила стадію складчастості і в її межах за цим принципом виділення різновікових областей практично неможливе. В зв'язку з цим намічено три основні підходи до районування акваторій: традиційний історико-геологічний, морфоструктурний і за типом земної кори. При тектонічному районуванні дна морів та океанів рекомендуються в якості найбільш масштабних структур (геоструктур) наступні: підводні окраїни континентів, перехідні зони, ложе океанів і серединно-океанічні хребти. Тобто слід розглядати найбільш великі геоморфологічні провінції океанічного дна як великі геоструктурні одиниці.



Тема № 5

Мінерали, їх фізичний стан та будова

План лекції

1. Поняття про мінерали, первинні і вторинні мінерали, їх роль у ґрунтоутворенні.
2. Агрегатний стан мінералів та їх внутрішня будова.
3. Форми поширених кристалів.
4. Кристалографічні сингонії.

Література:

1. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.
2. Байсарович І.М., Коржнев М.М., Шестопапов В.М. Базові поняття екологічної геології/. – Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії». – 2008. – 124 с.
3. Методичні вказівки до виконання практичних робіт з вивчення мінералів та гірських порід з дисципліни «Геологія з основами геоморфології» для студентів першого (бакалаврського) рівня вищої освіти зі спеціальності 101 «Екологія» денної і заочної форми навчання. Укладач: Пікареня Д.С. – Кам'янське: ДДТУ, 2016. – 34 с.

Зміст лекції

Мінерали – це природні хімічні сполуки або самородні елементи, які виникли внаслідок перебігу різноманітних фізико-хімічних процесів у земній корі і на її поверхні. Мінерали вивчає мінералогія – розділ геології, який досліджує склад, будову, властивості і походження мінералів. Сьогодні відомо понад 4000 мінеральних видів – від найпростіших, таких, що складаються з одного хімічного елементу (самородне золото, графіт, сірка) до дуже складних за своїм хімічним складом. При цьому лише близько 70 мінералів є найбільш поширеними. Вони входять до складу основної маси гірських порід земної кори і називаються породоутворюючими мінералами. Розподіл породоутворювальних мінералів у земній корі дослідив О.Є. Ферсман.

В залежності від того, яким ознакам надається перевага, класифікації мінералів поділяються на: хімічні, геохімічні, генетичні, кристалографічні, кристалохімічні.

Класифікація мінералів за походженням:

- магматичні – це мінерали, утворення яких пов'язано з магматичними процесами (пірит, халькопірит, гіпс, кальцит, сфалерит, гетит, цеоліт та ін.);
- гіпергенні – це мінерали, що утворилися у верхній частині земної кори під впливом води, повітря, живих організмів (монтморилоніт, каолінит, боксит та ін.);
- метаморфічні – це мінерали, що утворилися у земній корі під впливом високої температури і тиску (рогова обманка, тальк, слюди).

Кристалохімічна класифікація:

- кисневмісні мінерали – мають іонні та іонно-ковалентні структури (силікати, карбонати, фосфати, нітрати, сульфати, оксиди і гідроксиди);
- безкисневі мінерали – мають ковалентні, атомні, металеві структури (сульфіди, галоїди, самородні елементи); органічні та штучні мінерали.

За здатністю утворювати гірські породи: *породоутворюючі* (глинисті мінерали, польові шпати); *не здатні утворювати породи* (самородні елементи).

Господарська класифікація: метали, неметали, горючі речовини гідрогазомінеральна сировина.

Первинні мінерали сформувались безпосередньо з магми одночасно з породою в основному в глибоких шарах земної кори і при виливанні магми на поверхню земної кори. До них належать мінерали магматичного походження – олівін, польові шпати, авгіт, рогова обманка, кварц, слюди тощо.



Вторинні мінерали утворились пізніше, ніж первинні, і часто за рахунок первинних, на земній поверхні або біля неї. До них належать мінерали осадового і метаморфічного походження – глинисті, опал, лимоніт, кальцит, доломіт, гіпс, хлорити та ін. Мінерали входять до складу всіх гірських порід, рудних і нерудних корисних копалин. З одних мінералів внаслідок промислової переробки одержують різні метали, інші мінерали є чудовим будівельним матеріалом. Мінерали, які входять до складу агрономічних руд, використовують як мінеральні добрива для підвищення родючості ґрунтів та урожайності сільськогосподарських культур, боротьби зі шкідниками та хворобами культурних рослин. Кожен мінерал має певний хімічний склад і певну внутрішню будову, від якої залежать його зовнішня форма і властивості.

Методи вивчення і визначення мінералів різні. В польових умовах мінерали визначають візуально або мікроскопічно за діагностичними ознаками: забарвленням, блиском, твердістю, формою тощо. Під час визначення мінералів їхні фізичні ознаки поділяють на обов'язкові і специфічні.

Обов'язковими є ознаки, які визначають для кожного мінералу: колір; колір риси мінералу; прозорість; блиск; спайність; злам; твердість; щільність.

До *специфічних* належать ознаки, які виявляються тільки в окремих мінералах або групах мінералів і є діагностичними для них: магнітність; взаємодія з 10%-м розчином HCl; смак; запах; розчинність у воді; ковкість.

Групування мінералів за використанням

1. Руди чорних металів: залізні руди - магнетит, гематит, лимоніт, сидерит; марганцеві руди - піролюзит, манганіт, псиломелан та інші; титанова руда - ільменіт; хромова руда - хроміт; вольфрамова руда - шееліт; руда нікелю - петландит та інші; кобальтова руда - кобальтин, ліннеїт, шмальтин та інші.

2. Руди кольорових металів: мідна - халькопірит, халькозин; алюмінієва - боксит, алуніт, нефелін; свинцева - галеніт; цинкова - сфалерит; ртутна - кіновар.

3. Руди рідкісних металів: олов'яна - каситерит, станін; молибденова - молибденіт.

4. Дорогоцінні (благородні) метали: платина і платиноїди (паладій, іридій та інші), золото, срібло.

5. Агроруди: апатит, фосфорит, силвін, карналіт.

6. Сировина для хімічної промисловості: сірка, пірит, галіт, мірабіліт, гіпс, ангідрит, барит.

7. Вогнетривкі мінерали: серпентин - азбест, магнезит, доломіт.

8. Сировина для фарфоро-фаянсових виробів: каолініт (каолінові глини), калієві польові шпати.

9. Сировина для приладобудівної галузі: слюди, графіт, гірський кришталь. **10. Сировина для виготовлення скла** (промисловість будівельних матеріалів): кварцовий пісок.

11. Сировина для оптичних приладів: гірський кришталь, кальцит (ісландський шпат), кристалічний гіпс.

12. Абразивний матеріал (тверді мінерали не ювелірної якості): алмаз, корунд, гранат, топаз, берил.

13. Ювелірні камені (тільки чисті, прозорі різновиди): алмаз, берил, топаз, турмалін, гранат, кварц (усіх кольорів). Непрозорі, але красивих кольорів і малюнків: опал, халцедон, польові шпати, малахіт, бірюза.

14. Мінерали широкого застосування: марганцеві (крім чорної металургії - врізних сплавах, виробництві скла, кераміки, фарбників) і фосфатні руди, каолініт (в паперовій, гумовій, миловарній галузях та хімічній промисловості), тальк, магнезит.



Найсучаснішою є класифікація мінералів, що базується на розподілі їх на класи на основі кристалохімічних ознак. Вона побудована на врахуванні взаємозв'язку між хімічним складом і будовою мінералів, а також їх властивостями і морфологічними особливостями (табл.)

Класифікація мінералів

Тип	Клас	Підклас	Представник	Структурний зв'язок
Самородні елементи	Самородні елементи	-	Графіт Алмаз, сірка, платина, золото, мідь	Металевий і ковалентний (структури атомні і металічні)
Сульфіди та близькі до них сполуки	Сульфіди	-	пірит халькопірит, галеніт, сфалерит, молибденіт, кіновар	ковалентний (структури атомні)
Галоїдні сполуки	Галоїди	-	Галіт, сільвін, флюорит	Іонні (структури іонні)
Кисневі сполуки	Силікати	Острівні	Олівін, циркон, топаз, граніт	Проміжний іонно-ковалентний
		Комплексні	Епідот, мелініт	
		Кільцеві	Берил, турмалін	
		Ланцюгові	Тальк, авгіт	
		Стрічкові	Рогова обманка, родоніт	
		Шаруваті	Слюда, монтморилоніт, каолініт, вермикуліт	
		Каркасні	Ортоклаз, лабрадор, мікроклін, кварц	
	Карбонати	Водні і безводні	Кальцит, доломіт, сидерит, малахіт	
	Фосфати	Острівні	Апатит, фосфорит	
	Сульфати	Водні і безводні	Гіпс, ангідрит барит, мірабіліт	
	Оксиди і гідроксиди	Водні і безводні	Халцедон, опал, гематит, корунд, боксит	
	Вольфраміти	-	вольфраміт	
Нітрати	-	Калійна і натрієва селітри		



Крім наведених у таблиці класів окремо виділяють клас вуглеводних, представниками якого є бурштин, $C_{10}H_{16}O_4$, гагат, озокерит, асфальт.

Мінерали у твердому стані бувають двох видів – **кристалічні та аморфні**. Мінерали з кристалічною будовою, тобто такі, що здатні утворювати кристали, переважають, їх близько 98 % від загальної кількості. Вони характеризуються упорядкованим просторовим розташуванням атомів, іонів, молекул у мінералі – кристалічною ґраткою. Завдяки тому, що мінерали відрізняються за будовою кристалічної ґратки, кожен з них має, як правило, властиву лише йому кристалічну форму. Наприклад, галіт утворює кубічні кристали, слюда – лускоподібні.

Кристалічна будова речовини описується кристалічною ґраткою.

Кристалічна ґратка — упорядковане розміщення частинок, що утворюють речовину.

У залежності від виду хімічного зв'язку і виду частинок, що утворили ґратку, відрізняють такі типи кристалічних ґраток:

атомні молекулярні йонні металічні

В різних умовах з однієї і тієї ж речовини можуть утворюватися різні за формою кристали. Так, наприклад, графіт і алмаз, які складаються з одного й того ж хімічного елементу – вуглецю, мають різні властивості. Графіт є одним з м'яких мінералів і утворює табличчасті кристали, а алмаз має іншу кристалічну форму і є найтвердішим мінералом земної кори. Така різниця фізичних властивостей двох мінералів однакового хімічного складу, спричинена, насамперед, різною будовою кристалічної ґратки, тобто різним розташуванням у просторі атомів одного й того ж хімічного елементу, в даному випадку, вуглецю.

Причиною такого явища, коли з речовини однакового хімічного складу утворюються різні за будовою кристалічної ґратки, формою кристалів і фізичними властивостями мінерали, є відмінність фізико-хімічних умов їх формування. Кристалічні речовини є **анізотропними** (зі зміною напрямку змінюються їх властивості), та здатними до відтворення кристалів – при рості в насиченому розчині безформні мінерали набувають правильної огранки.

Аморфні мінерали (від грец. «аморфос» – безформний), на відміну від кристалічних, характеризуються хаотичним розташуванням елементарних часток (атомів, іонів, молекул). Такі мінерали є **ізотропними**, тобто їх властивості в різних напрямках однакові. Вони приймають будь-які форми, мають характерний матовий, восковий або слабкий жирнуватий блиск. В якості еталону аморфної будови розглядається скло.

За умовами походження всі мінерали поділяють на групи:

- мінерали **ендогенного** (глибинного) походження, серед яких розрізняють мінерали магматичного та метаморфічного походження - кварц, польові шпати, алмаз, золото, пірит, сфалерит, біотит тощо.

Ендогенні мінерали утворюються в результаті:

- кристалізації магми під час її охолодження (магматичні процеси);



- випадіння в тріщинах і пустотах порід в результаті циркуляції через них мінералізованих гарячих водних розчинів (гідротермальні процеси) і газів (пневматолітові процеси);

- перекристалізації раніше утворених мінералів в інші мінеральні види під впливом високої температури і тиску (метаморфічні процеси);

- обмінних хімічних реакцій між магмою і вміщуючими її породами (метасоматичні процеси).

Мінерали *екзогенного* (поверхневого) походження, тобто мінерали, утворення яких пов'язане з вивітрюванням та осадовим процесом - гіпс, лімоніт, каолінит, кам'яна сіль тощо.

Екзогенні мінерали утворюються в результаті:

- хімічного і біохімічного розкладання мінералів і гірських порід в результаті дії на них атмосферного кисню, води і водних розчинів (процеси вивітрювання);

- випадання з водних розчинів на дно водоймищ солей та інших сполук (процеси хімічного осадконакопичення);

- заповнення пустот у рихлих осадах мінеральними масами, що виділяються з циркулюючих через пустоти підземних вод (процеси діагенезу).

Метаморфічні мінерали (видозмінені) - це переродження раніше утворених мінералів під впливом високих температур і тиску, а також магматичних газів і води. Мінерали проходять перекристалізацію, набувають щільність, міцність.

Найпоширенішими формами знаходження мінералів є зернисті, землисті та оолітові агрегати (скупчення). Природні скупчення мінералів у вигляді зерен або кристалів називаються агрегатами.

Зернисті агрегати – це власне гірські породи, що складаються з кристалічних зерен мінералів одного або декількох видів. Наприклад – граніт, пісковик.

Землисті агрегати – рихлі скупчення порошкоподібних мінералів, що розминаються пальцями рук.



Лімоніт - землистий агрегат мінералів, оксидів заліза

Агрегати ооліту – скупчення оолітів – округлих, розміром до 5 мм частинок з концентрично шкаралупуватою внутрішньою будовою. Ооліти утворюються у мінералізованому водному середовищі водоймищ і можуть бути представлені вапняними, залізистими, марганцевими сполуками.



Ооліти на поверхні вапняка

Менш поширеними мінеральними утвореннями є окремі кристали, друзи, секреції, конкреції, натічні форми, дендрити.

Друзи – це зростки різноорієнтованих кристалів.



Друзи каварца

Секреції (жеоди) – утворюються в результаті заповнення пустот мінеральною речовиною, що осідає на стінах.



Жеода аметисту



Агатово жеода з кварцем (гірський криштал)

Конкреції – мінеральні агрегати округлої, сплющеної або неправильної форми з концентричною або радіально-променистою будовою. Ці форми поступово формуються усередині осадових порід унаслідок стягування і концентрації мінеральної речовини – залізистих, карбонатних, кременистих та інших сполук.



Залізомарганцева конкреція



Опал в залізомарганцевій конкреції



Натічні форми – виникають на стінках пустот в результаті випаровування або охолодження розчинів. Ці утворення мають ниркоподібну, гроноподібну, плівкову форму. Натічними формами є сталактити і сталагміти у печерах.



Сталактити і сталагміти

Дендрити утворюються в результаті зростання мінералів уздовж тонких тріщин в породах. Ці форми мають гіллясту будову.





Мінералам властиве суворо впорядковане взаємне розташування атомів і молекул.

Така внутрішня структура мінералів (їх кристалічні ґратки) формується в процесі зародження і постійного зростання кристалів. Природно, що різноманітність кристалічних структур визначається особливостями хімічних зв'язків між атомами і їх розмірами.

Якщо зростання мінералу відбувається у вільному просторі, у пустотах тріщин або на поверхні гірських порід, то зовнішня форма кристалів, що утворюються, відобразить особливості кристалічних ґраток. Так, кубічна форма кристалічної ґратки галіту (кам'яної солі) визначає і кубічну форму його кристалів, а шарувата будова ґратки графіту, слюди, тальку визначає лускату і листувату форму кристалів цих мінералів.

Якщо мінерал в процесі зростання заповнює викривлений простір між раніше утвореними мінеральними зернами, то він відповідно набуває і неправильну форму цього простору, зберігаючи при цьому кристалічну внутрішню будову. З таких мінералів складається більшість гірських порід.

Своєрідність структур кристалічних ґраток у різних мінералів визначає велику різноманітність форм природних кристалів. Поверхня кристалів обмежена площинами - гранями, лінії перетину площин - ребра. Точки перетину ребер утворюють вершини. У загальному вигляді форми кристалів можуть бути охарактеризовані наступними визначеннями:

- видовжені в одному напрямку (призматичні, стовпчасті, голчасті, волокнисті);
- видовжені у двох напрямках (таблитчасті, пластинчасті, листуваті, лускаті);
- однаково розвинуті в основних трьох напрямках (ізометричні у вигляді куба, октаедра та ін.);
- двійники, трійники та ін. – закономірні зростки кристалів.

Головна особливість полягає в тому, що будова кристалічних ґраток мінералів, тип і міцність зв'язку між їхніми атомами визначають фізичні параметри і властивості мінералів – їх колір, твердість, ступінь прозорості, електропровідність тощо. Наприклад, такі мінерали, як алмаз і графіт складаються з вуглецю, але за фізичними властивостями різко відрізняються. Ще одна важлива особливість полягає в тому, що величина якого-небудь фізичного параметра в кристалі залежить від напрямку, уздовж якого він вимірюється. І це природно, оскільки у різних напрямках відстань і міцність зв'язків між атомами у будь-яких кристалічних ґратках будуть різними. Така властивість кристалічних речовин називається анізотропією. Таким чином, всі кристалічні мінерали – анізотропні тіла.

Будова кристалічних ґраток залежить як від хімічного складу мінералу, так і від умов, в яких він утворився. В першу чергу від температури і тиску. Тому ґратки графіту, алмазу і багатьох інших мінералів з однакоvim хімічним складом різні. Таке явище називається поліморфізмом.

У кристалографії налічують 32 види симетрії, які згруповані у 7 сингоній. Групування базується на існуванні у кристалі певного мінералу осей симетрії - прямих, при обертанні навколо яких правильно повторюються однакові елементи обмеження та інші властивості кристалу.

Кубічна

- найсиметричніші кристали
- присутня більш ніж одна вісь симетрії вищого порядку (L_3 або L_4)
- обов'язкова присутність чотирьох осей третього порядку і, окрім того, або три взаємноперпендикулярні осі четвертого порядку, або три осі другого
- максимальна кількість елементів симетрії може бути виражена формулою $3L_44L_36L_29PC$
- приклади - кам'яна сіль (галіт), пірит, галеніт, флюорит тощо.

Гексагональна

- одна вісь симетрії шостого порядку (L_6)
- максимальна кількість елементів симетрії може бути виражена формулою L_66L_27PC



- приклади - апатит, нефелін, берил тощо.

Тетрагональна

- одна вісь симетрії четвертого порядку (L_4)
- максимальна кількість елементів симетрії може бути виражена формулою L_44L_25PC
- приклади - каситерит (олов'яний камінь), халькопірит (мідний колчедан), циркон тощо

Тригональна

- одна вісь симетрії третього порядку (L_3)
- максимальна кількість елементів симетрії може бути виражена формулою L_33L_23PC
- приклади - кварц, кальцит, гематит, корунд тощо.

Ромбічна

- кілька осей другого порядку (L_2) або кілька площин симетрії (P)
- максимальна кількість елементів симетрії може бути виражена формулою $3L_23PC$
- приклади - барит, топаз, марказит, антимоніт тощо.

Моноклінна

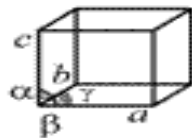
- одна вісь симетрії другого порядку (L_2) або одна площина симетрії (P)
- максимальна кількість елементів симетрії може бути виражена формулою L_2PC
- приклади - ортоклаз, слюда, гіпс, піроксени тощо.

Триклінна

- найнесиметричніші кристали, які мають тільки центр симетрії (C)
- приклади - плагіоклази, дистен, мідний купорос тощо.

Кристалічні сингонії

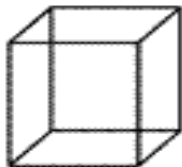
Вища категорія



Кубічна

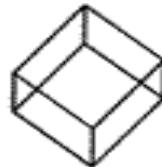
$$a = b = c, \quad \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$$

Середня категорія



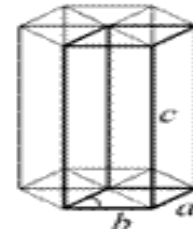
$$a = b \neq c \\ \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$$

Тетрагональна



$$a = b = c \\ \alpha = \beta = \gamma < 120^\circ = 90^\circ$$

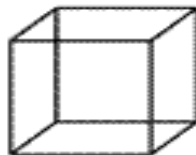
Тригональна



$$a = b \neq c \\ \alpha = \beta = 90^\circ, \gamma = 120^\circ$$

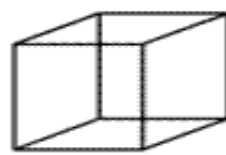
Гексагональна

Нижча категорія



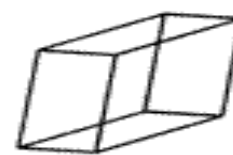
$$a \neq b \neq c \\ \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$$

Ромбічна



$$a \neq b \neq c \\ \alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$$

Моноклінна



$$a \neq b \neq c \\ \alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$$

Триклінна



Тема № 6

Фізичні властивості мінералів

План лекції

1. Колір мінералів.
2. Типи забарвлення мінералів.
3. Прозорість мінералів.
4. Блиск мінералів. Спайність. Види зламів мінералів.
5. Твердість мінералів (Шкала Мооса). Щільність мінералів.
6. Інші властивості мінералів.

Література:

1. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.
2. Байсарович І.М., Коржнев М.М., Шестопапов В.М. Базові поняття екологічної геології/. – Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії». – 2008. – 124 с.
3. Методичні вказівки до виконання практичних робіт з вивчення мінералів та гірських порід з дисципліни «Геологія з основами геоморфології» для студентів першого (бакалаврського) рівня вищої освіти зі спеціальності 101 «Екологія» денної і заочної форми навчання. Укладач: Пікареня Д.С. – Кам'янське: ДДТУ, 2016. – 34 с.

Зміст лекції

Фізичні властивості мінералів дадуть нам уявлення про різноманітний і цікавий світ мінералів.

З тієї величезної кількості мінералів у природі, про яку уже говорилось, кожний із мінералів або їх різновидів має властиве йому поєднання фізичних властивостей, яке і відрізняє його від інших. Ці фізичні властивості тісно пов'язані з їх структурою і хімічним складом. Вони мають велике значення для діагностики мінералів і розуміння їх практичного застосування: в техніці і виробництві – надтвердого алмаза, корунду, кристалічного кварцу, в ювелірній справі – дорогоцінних каменів і металів.

Отже, під **фізичними властивостями мінералів** розуміють їх колір, блиск, спайність, твердість, густину, прозорість, запах, смак, магнітність та інші. За вказаними властивостями можна визначити багато мінералів і зокрема ті, що вивчатимуть студенти на лабораторних заняттях. Проте, більшість природних матеріалів можна визначити тільки в спеціальних лабораторіях при застосуванні більш досконалих методів: кристалооптичних, кристалохімічних, хіміко-аналітичних, рентгенометричних та інших. За фізичними властивостями можна визначити багато мінералів, що зустрічаються в природі і в першу чергу на території України.

Колір мінералу може бути різним від смоляно-чорного до білосніжного, від криваво-червоного до біло-рожевого, від темно-зеленого до салатно-зеленого, від густо-фіолетового до блакитного і т.д. Часто можна зустріти такий колір мінералів, який навіть важко передати словами. Нерідко він непомітно переходять в інший. Колір мінералу, інтенсивність відтінків, морфологія та інші, на перший погляд непомітні особливості, дають можливість знавцям не тільки визначити мінерал, а й сказати, як він утворився і з якого він родовища: з Південного Уралу, з Житомирщини чи з Бразилії.

Надзвичайно багатий колір мінералів зумовлений багатьма причинами: вбиранням і відбиванням променів світла, хімічним складом мінералу, розташуванням атомів, домішками елементів (хромофорів), які дають їм (часто навіть одному кристалу) різне забарвлення. Сюди належать домішки хрому, заліза, нікелю, міді та інші.



Хром, наприклад, може надавати мінералам червоного, рожевого, яскраво-зеленого, синього і навіть фіолетового забарвлення, мідь – блакитного і зеленого, кобальт – помаранчево-рожевого і малинового. Це залежить не тільки від хромофорів, а й від їх кількості та порядку розташування в кристалічній решітці.

Іноді забарвлення мінералів зумовлене незначними «механічними» домішками інших мінералів.

Але, багато мінералів мають постійне забарвлення: галеніт – свинцево-сірий, пірит – латунно-жовтий, малахіт – зелений, кіновар – червоний, графіт – сталєво-сірий тощо.

Слід мати на увазі, що колір мінералу може змінюватись ще і від того, скільки він перебуває на поверхні землі під променями сонця, як довго на нього діяла вода. Впливає на виразність кольору ступінь поліровки поверхні мінералу.

Іноді, крім основного забарвлення мінералів, на його поверхні утворюється тонка плівка з райдужним переливом кольорів. Таке явище називається *мінливістю* і пояснюється окисненням поверхні мінералів. Проте гра кольорів, яка характерна, наприклад, для лабрадору і опалу, пояснюється інтерференцією світла через прозору частинку мінералу.

Колір rischi (колір мінералу в порошку). Багато мінералів у розтертому вигляді мають інший колір. Ризику мінералу (порошок) можна легко одержати, якщо провести мінералом по неглазурованій (матовій) поверхні фарфорової пластинки. Ця пластинка має бути твердішою за мінерал. Колір rischi мінералу в багатьох випадках є важливою діагностичною ознакою. Наприклад, магнетит і лімоніт в кусках часто мають однаковий колір, але колір rischi у магнетиту буде чорний, а у лімоніту бурий, або жовто-бурий; гіпс, крім білого, може бути червоного, жовтого, бурого і сірого кольору, але риска у нього завжди буде біла.

Блиск мінералів є також важливою діагностичною ознакою. Він залежить від здатності мінералу відбивати світло. За блиском мінерали поділяють на три групи: з металічним, напівметалічним і неметалічним блиском.

Металічний блиск схожий на блиск відполірованого металу. Він характерний для мінералів, які є рудами для одержання різних металів (пірит, халькопірит, сфалерит).

Напівметалічний блиск мають мінерали, у яких металічний блиск потускнів (схожий на поверхню зламаного металу – графіт, гематит, кіновар).

Неметалічний блиск поділяється на скляний (кварц, кальцит), жирний, коли поверхня мінералу ніби змазана жиром (нефелін, сірка), перламутровий (тальк, слюда), шовковистий (азбест, селеніт), восковий (опал, халцедон).

Спайність – це здатність мінералу розколюватись або розщеплюватись у певних напрямках, утворюючи при цьому поверхні, які називаються площинами спайності. Спайність властива тільки для мінералів з кристалічною будовою речовини і завжди направлена паралельно до граней або осей мінералів.

Розрізняють п'ять видів спайності:

1) **Дуже досконала спайність**, коли мінерал легко розщеплюється на окремі листочки або пластинки, утворюючи дзеркально-блискучі площини спайності (слюда, тальк).

2) **Досконала спайність** – коли мінерал легко розколюється навіть від слабкого удару по ньому на окремі уламки, які мають чітко виражені площини (кам'яна сіль, кальцит).

3) **Середня спайність** – це характерне поєднання чітко виражених площин спайності з повною їх відсутністю (польові шпати, рогова обманка).

4) **Недосконала спайність** – це коли на окремих уламках мінералу видно одну або дві слабо виражені площини (апатит, олівін).

5) **Дуже недосконала спайність** – площини практично зовсім відсутні (кварц, пірит).

Злам – це вид поверхні мінералу, який простежується не по площинах спайності. Злам може бути раковистим, що нагадує ввігнутий відбиток стулки черепашки (кварц, опал); скалкуватий, який має орієнтовані в одному напрямі скалки (азбест, гіпс); землистий, що

характеризується шершавою поверхнею – у м'яких і пористих мінералів (лімоніт, каолін); зернистий – спостерігається у мінералів, які мають зернисту будову (магнетит, апатит); ступінчастий (ортоклаз, галеніт).

Твердість мінералів – це здатність їх протистояти зовнішнім механічним діям. Вона визначається дряпанням предметами або іншими мінералами, твердість яких відома. Для визначення твердості мінералів користуються шкалою Мооса (від імені німецького мінералога Фрідріха Мооса). До цієї шкали належать 10 мінералів, що розміщені в порядку збільшення їх твердості. Кожний наступний мінерал дряпає попередній. Наведемо шкалу для визначення твердості мінералів:



Більшість мінералів має твердість від 2 до 7. Твердіші мінерали трапляються рідко. Сюди належать топаз (8), берил (8), гранат (7,5) та єдині мінерали з твердістю 9 і 10 – корунд і алмаз.

Твердість мінералів можна визначити також іншими предметами, у яких вона відома: ніготь – 2, бронзова монета – 3,5-4, скло – 5, сталевий ніж – 6, напилек – 7.

Шершуватість і жирність. Розрізняють мінерали, які при розтиранні пальцями дають відчуття шершуватості (дрібнокристалічний опал, боксит) або здаються на дотик жирними (тальк, каолініт).

Гігроскопічність – це здатність мінералів вбирати воду, яка є у повітрі. Є навіть мінерали, які при значній вологості повітря можуть розтанути (карналіт). Нерозчинні мінерали можуть розтріскуватись, увібравши в себе воду.

Пружність – здатність пластинок мінералів пружинити (слюди).

Густина – мінералів змінюється від 0,6 до 23. Її точно можна встановити тільки в лабораторних умовах.

За густиною всі мінерали поділяються на 4 групи: легкі – з густиною до 2,5 (сірка, гіпс), середні – від 2,5 до 4 (кальцит, кварц), важкі - від 4 до 10 (пірит, галеніт), дуже важкі – від 10 до 23 (срібло, золото, найважчий – платиновий іридій).

Найчастіше трапляються мінерали з густиною від 2 до 5.

Магнітність – це властивість мінералів притягуватись магнітом або відхиляти магнітну стрілку. Магнітність властива не багатьом мінералам – які мають залізо. Дуже магнітними вважаються магнетит і пірротин (магнітний колчедан). Ці мінерали притягуються в невеликих



зерна навіть слабкими магнітами, або намагніченими предметами. Великі маси діють на магнітну стрілку досить сильно. Щоб дослідити на магнітність, мінерал подрібнюється до порошку. Потім до нього торкаються магнітом, або намагніченим предметом. Якщо частки прилипають до магніту, то мінерал має магнітну властивість.

Ковкість і крихкість. Ковкі мінерали при ударі молотком сплющуються, а крихкі розсипаються на дрібні частинки. При дряпанні ножом крихких мінералів - летить порошок, а ковких мінералів – залишиться блискучий слід (маленька борозна).

Горючість і запах. Самородна сірка, деякі сірчані і органічні сполуки (бурштин, озокерит, асфальт) при нагріванні легко загораються і при горінні дають характерні запахи (бурштин – ароматний, сірка – сірчаного газу). Іноді запах відчувається при різкому ударі по мінералу або терті по ньому твердим предметом. Запах сірчаного газу характерний для мінералів піриту і марказиту, часниковий запах – для арсенопіриту (миш'якового колчедану). Якщо терти один об одного два куски фосфориту, то ми відчуємо запах горілої кістки або згорілої головки сірника.

Смак – мають тільки ті мінерали, які добре розчиняються у воді. Галіт (кам'яна сіль) має солоний смак, сильвін і мірабіліт – гіркувато-солоний.

Реакція на розчин соляної кислоти. При дії на мінерал 5-10% розчином соляної кислоти вона починає «кипіти». Таким чином можна легко визначити мінерали класу карбонатів. Електричні властивості, люмінесценція, радіоактивність та інші визначаються в лабораторних умовах.

Багато мінералів і гірських порід отримали свої назву на честь кольору:

1. Сірка названа від санскритського слова «сіга» - світло-жовтий.
2. Гарний ніжно-блакитний камінь целестин названий так від латинського слова «целестин» - небесний.
3. «Рубенс» латинською означає червоний, звідси назва рубіна.
4. Італійське слово «верде» – зелений – дало назву каменю верделиту.
5. Мінерал гематит названий так завдяки слову «гематос», що грецькою мовою означає кров.
6. Від грецького слова «левкос», «білий» пішла назва лейцита.
7. Кіновар: у перекладі з арабської мови це слово позначає кров дракона.
8. Сапфір названий так завдяки латинському позначенню синього кольору «сапфіерос».

Мінерали



Кальцит



Лазурит



Халькопірит



Корунд



Флюорит



Топаз



Гіпс



Ортоклаз



Тема № 7

Класифікація мінералів за хімічним складом

План лекції

1. Мінерали як хімічні сполуки.
2. Роль води в мінералах.
3. Радіоактивні мінерали.
4. Силікати і оксиди: фізичні властивості; різновиди; форми знаходження в природі

Література:

1. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.
2. Байсарович І.М., Коржнев М.М., Шестоपालов В.М. Базові поняття екологічної геології/. – Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії». – 2008. – 124 с.
3. Методичні вказівки до виконання практичних робіт з вивчення мінералів та гірських порід з дисципліни «Геологія з основами геоморфології» для студентів першого (бакалаврського) рівня вищої освіти зі спеціальності 101 «Екологія» денної і заочної форми навчання. Укладач: Пікареня Д.С. – Кам'янське: ДДТУ, 2016. – 34 с.

Зміст лекції

Мінерали – це хімічні сполуки та прості речовини, що мають кристалічну будову та чітко визначений хімічний склад і утворились внаслідок геологічних та космічних процесів. Мінерали є фундаментальними компонентами земної кори.

Утворення мінералів може також бути пов'язане з біохімічними процесами, що викликані життєдіяльністю організмів (у першу чергу бактерій). Крім того, однорідні за хімічним складом мінеральні сполуки складають інші космічні тіла: Місяць, планети Сонячної системи, комети, астероїди, метеорити.

Класифікація мінералів - розподіл мінералів на систематичні одиниці на основі їх спільних ознак. В залежності від того, яким ознакам надається перевага, класифікації мінералів поділяються на:

- хімічні;
- геохімічні;
- генетичні;
- кристалографічні;
- кристалохімічні;
- за зовнішніми ознаками;
- виробничі.

Земна кора є найбільш доступною для вивчення з усіх геосфер Землі. В ній сконцентровані всі види мінеральної сировини, необхідної для існування людства, в зв'язку з чим саме ця оболонка нашої планети досліджена найбільш повно та детально. Земна кора складена різними за походженням групами гірських порід (магматичними, метаморфічними, осадовими), які, в свою чергу, складаються з мінералів, а останні – з хімічних елементів.

Перші відомості про хімічний склад земної кори надав американський вчений Ф. Кларк, який базуючись на результатах 6000 хімічних аналізів різних гірських порід у 1889 році визначив і опублікував середній вміст 50 основних хімічних елементів земної кори. Пізніше ці результати уточнювалися багатьма вченими, зокрема, В. Вернадським, О. Виноградовим, Г. Войткевичем, Р. Тейлером, О. Роновим, О. Ярошевським та іншими, які не тільки суттєво доповнили знання про хімічний склад земної кори, але й за пропозицією О. Ферсмана ввели поняття кларків (на честь вченого).



Кларк – це середній вміст хімічного елемента у земній корі. Розрізняють *масові (вагові), атомні та об'ємні кларки*. **Масовий кларк** – це середній масовий вміст елементів, виражений у відсотках або грамах на тону речовини земної кори. **Атомні кларки** відображають процентну кількість числа атомів, а **об'ємні** – показують, який об'єм у відсотках займає даний елемент у об'ємі породи.

Найпоширенішими хімічними елементами в земній корі, кларки яких перевищують одиницю або близькі до неї, є *кисень, кремній, алюміній, залізо, кальцій, натрій, магній, калій*. Вони складають більше 98% земної кори, при цьому близько 80% припадає на долю кисню, кремнію та алюмінію.

Елементи з кларками менше 0,01-0,001% називають *рідкісними*, а якщо при цьому вони мають слабку здатність до концентрації – рідкісними розсіяними, наприклад кларки U і Vg в літосфері відповідно дорівнюють $2,5 \cdot 10^{-4}$ і $2,1 \cdot 10^{-4}\%$, але U – рідкісний елемент (відомо 104 мінерали, що містять U,) а Vg – рідкісний розсіяний елемент.

Середній хімічний склад земної кори.

Елементи	кг/т	К л а р к и, %		
		за масою	за к-стю. атомів	за об'ємом
1. Кисень	479	47,9	63	92,0
2. Кремній	295	29,5	21	0,9
3. Алюміній	81	8,1	6	0,8
4. Залізо	44	4,4	2	0,7
5. Кальцій	31	3,1	2	1,5
6. Калій	24	2,4	1	2,1
7. Натрій	21	2,1	3	1,5
8. Магній	20	2,0	2	0,5
Р а з о м :	995	99,5	99,9	99,9
Всі інші	5	0,5	< 0,1	< 0,1

Зазначені вище найпоширеніші хімічні елементи (окрім H_2), а також C, P, Cl та F, є головними складовими гірських порід, у зв'язку з чим їх називають **породоутворюючими**, або петрогенними. Елементи, які характеризуються незначними кларками, утворюють групу *рідкісних або розсіяних елементів*. Окрім цього виділяють ще **металогенні** елементи, що складають, головним чином, руди металевих корисних копалин. До них відносяться *мідь, свинець, цинк, молибден, ртуть* та інші. Проте, існують також елементи, які в природі відіграють подвійну роль: з одного боку вони можуть виступати як петрогенні і входять до основного складу гірських порід, а з другого – утворюють типові сполуки металів як рудогенні. Прикладом можуть слугувати залізо, марганець, алюміній та інші.

Роль води у мінералах

Підземні води слугують джерелом механічного, хімічного і електрохімічного впливу на гірську породу; найяскравіше цей вплив проявляється в глинистих ґрунтах, де між частками виникають зв'язки особливого - водно-колоїдного типу.

Частки глинистих мінералів мають розмір 0,25-2 мкм і менше. Вони несуть зазвичай від'ємний електричний заряд, під впливом якого на їх поверхні групуються вільні катіони (позитивно заряджені іони порових розчинів) і дипольні орієнтовані молекули води. Сили, що обумовлюють тяжіння такої водної (гідратом) оболонки, є за своєю суттю молекулярними; вони міцно утримують адсорбовану воду на поверхні часток ґрунту, причому рівноважна кількість цієї води залежить від мінералогічного складу і розміру часток, від хімічного складу зовнішніх навантажень на гірську породу оболонки гідратів внутрішньопорового розчину і від



зовнішнього навантаження на скелет породи. Тому при збільшенні стають тонше, порода ущільнюється і збільшує свою міцність. Навпаки, при зниженні навантажень в умовах можливого підтікання води глинисті породи здатні інтенсивно поглинати її за рахунок зростання товщини оболонок гідратів; при цьому породи збільшують свій об'єм - набрякають, що веде до зменшення їх міцності.

Наявністю оболонок гідратів пояснюють також особливі *тиксотронні* властивості водонасичених пілуватих порід, розмір часток яких на порядок вище глинистих (супіски, легкі суглинки). Тут оболонки гідратів пов'язані з частками менш міцно, ніж в глинах, і можуть бути порівняно легко зруйновані, - в першу чергу під впливом динамічних навантажень (наприклад, при вібрації бурового снаряда). При цьому іони і молекули оболонок гідратів перейдуть у внутрішньопоровий розчин, тобто із зв'язаного стану у вільний. Частки ґрунту тимчасово втратять зв'язок між собою і міцність породи знижуватиметься. Після усунення динамічного навантаження міцність породи поступово відновлюється. Такі оборотні зміни властивостей порід називаються *тиксотронними*.

За відсутності глинистих і пілуватих часток роль води в структурних зв'язках гірської породи зазвичай мала. Тому піски, наприклад, стискаються значно менше, ніж глини. Проте, це не виключає впливу води на міцність подібних порід - вона може проявляти себе як чисто механічний чинник сили взаємодії, що послаблює зв'язок між частками.

Вода в гірських породах може знаходитися у *зв'язаному і вільному* станах.

Зв'язний стан поділяється на фізично та хімічно зв'язану воду. Фізично зв'язана вода, що властива переважно глинистим породам, в свою чергу поділяється на гігроскопічну та плівкову.

Гігроскопічна вода утворюється на поверхні частинок гірських порід шляхом конденсації і адсорбції пароподібної ґрунтової води. Ця вода міцно утримується на поверхні частинок молекулярними і електричними силами і може бути видалена лише при температурі 105-110° С.

Плівкова вода утворюється на частинках гірських порід при вологості, що перевищує максимальну гігроскопічність. Поверхня частки обволікається плівкою води завтовшки в декілька молекулярних шарів, що покриває гігроскопічну. Плівкова вода утримується на частинках порід силами молекулярного зчеплення, причому найбільш міцно зв'язується найтонший шар води, що безпосередньо прилягає до частинки.

Хімічно зв'язана вода бере участь в будові кристалічної решітки мінералів. Вона буває кристалізаційною, конституційною та цеолітовою.

Кристалізаційна вода входить до складу кристалічної решітки мінералів (наприклад, гіпс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) у вигляді молекул в певній кількості і може бути виділена з них при температурах нижче 400 ° С з частковим або повним руйнуванням мінеральної речовини.

Конституційна вода входить до складу кристалічної решітки мінералів у вигляді гідроксильної групи ОН і може бути виділена з них при температурі 450-500 ° С.

Цеолітна вода подібна кристалізаційній, вона входить у вигляді молекул до складу мінералів, але кількість їх може безперервно змінюватися в широких межах без порушення фізичної однорідності речовини. Цеолітна вода може бути видалена з мінералу при незначному нагріванні (від 80-120 до 400 ° С) без його руйнування. Прикладом мінералу з цеолітною водою є опал.

Вільна вода заповнює пори гірської породи, не зайняті зв'язаною водою; вона розділяється на гравітаційну і капілярну. Гравітаційна вода має усі властивості краплинної рідкої води. Зокрема, вона рухається під впливом сили тяжіння і створює гідростатичний тиск.

Нижче за рівень ґрунтових вод (тобто рівня першого від денної поверхні водоносного горизонту) гірські породи знаходяться в стані повної вологості і гідростатичний тиск тут більше атмосферного. Вище за цей рівень гравітаційна вода відсутня і вільна вода знаходиться в капілярному стані.



Капілярна вода, що піднімається над рівнем ґрунтових вод (на десятки сантиметрів в пісках і до декількох метрів в глинах), характеризується гідростатичним тиском, меншим атмосферного, і сприяє деякому збільшенню зв'язності порід. Проте зв'язність ця дуже нестійка: при скупченні на земній поверхні води, що проникає в гірську породу і з'єднується з капілярною водою, остання може легко переходити в гравітаційний стан.

Усі процеси переходу радіоактивних елементів із порід у крапельнорідку (гравітаційну) воду, як-от: окиснення, вилужування, розчинення, дифузії, еманування прийнято об'єднувати під загальною назвою «первинної міграції», на відміну від «вторинної міграції», під якою розуміються всі процеси, що відбуваються при русі радіоактивних елементів породами разом із гравітаційною водою, наприклад, осадження, адсорбція, деєманування тощо. Сукупність усіх цих процесів призводить до порушення рівноваги між радіоактивними елементами як у водах, так і в породах і рудах, до їх окремої міграції, до формування різних типів радіоактивних вод.

Радіоактивні мінерали - мінерали, які містять радіоактивні елементи у кількостях, що значно перевищують їх середній вміст у земній корі.

Відомо близько 250 радіоактивних мінералів.

За радіоактивністю мінерали поділяються на 4 групи:

1) Мінерали урану, як найбільш радіоактивні (первинні - ураніт, настуран, вторинні - карбонати, фосфати, сульфати уранілу та інші), торію (торіаніт, торит, монацит та інші), а також розсіяні елементи сімейства урану, торію та інші.

2) Підвищеної радіоактивності: мінерали, що вміщують калій-40 (польові шпати, калійні солі).

3) Середньорадіоактивні: магнетит, лімоніт, сульфід та інше.

4) Низько-радіоактивні: кварц, кальцит, кам'яна сіль тощо.

Серед власне радіоактивних мінералів, розрізняють дві групи:

1) ті, в яких уран (^{238}U , ^{235}U) і торій (^{232}Th) є мінералоутворюючими елементами;

2) мінерали, до складу яких радіоактивні елементи входять як ізоморфні домішки.

Наприклад, мінерал - ураніт, оксид урану. Формула: від UO_2 до U_3O_8 . Зустрічається у вигляді щільних мас, вкраплень у прожилках та лінзах, брунькоподібних агрегатів, рідше - кристалів кубічної форми, зерен серед гідротермальних жил та пегматитів разом з іншими мінералами урану, кобальту, нікелю, вісмуту, миш'яку, фтору та інших. Колір смоляно-чорний, буро-чорний. Блиск напівметалічний, смоляний. Твердість 5-6. Густина 7,5-10,6. Злам раковистий. Сильнорадіоактивний. Важливе джерело урану. Прихованокристалічним різновидом ураніту є *настуран*.



Брунькоподібні агрегати ураніту. Саксонія, Німеччина



Наприклад, настуран (щільний уран) - оксид урану, прихованокристалічний різновид мінералу *уранініту*. Формула: від UO_2 до U_3O_8 . Форми виділення: щільні маси, вкрапленість у прожилках і лінзах, брунькоподібні агрегати, рідко - кубічні кристали. Колір коричнево-чорний, сірий, чорний. Блиск напівметалічний, жирний. Твердість 5-6. Крихкий. Злом раковистий. Густина 6,5-10,95. Сингонія кубічна. Значно радіоактивний. Основна уранова руда.



Настуран. Богемія, Чехія

Радіоактивні гірські породи розділяють залежно від якісного і кількісного складу радіоактивних мінералів, умов формування, віку і ступеня метаморфізму тощо. За еквівалентним відсотковим вмістом урану виділяють наступні групи радіоактивних порід і руд: 1) породи практично нерадіоактивні ($U < 10^{-6}\%$); 2) породи середньої радіоактивності ($U < 10^{-5}\%$); 3) високорадіоактивні породи і убогі руди ($U < 10^{-3}\%$); 4) бідні радіоактивні руди ($U < 10^{-2}\%$); 5) рядові і багаті радіоактивні руди ($U > 0,1\%$).

З радіоактивністю порід тісно пов'язана радіоактивність природних вод і газів. Порівняно велику радіоактивність мають підземні води в межах уранових родовищ, а також води сульфатно-барієвого і хлоридно-кальцієвого складу. Радіоактивність ґрунтового повітря залежить від кількості еманцій таких радіоактивних газів, як *радон*, торон, актинон.

ХАРАКТЕРИСТИКА НАЙПОШИРЕНІШИХ КЛАСІВ МІНЕРАЛІВ

Самородні елементи

До цього класу входять мінерали, які складаються з будь-якого одного хімічного елемента. Таких мінералів відомо понад 45, в природі вони зустрічаються дуже рідко і складають не більше 0,1% маси земної кори. В самородному виді зустрічаються вуглець, сірка, золото, платина, срібло, мідь, осмій, іридій, паладій та інші. Усі самородні елементи характеризуються великою хімічною інертністю. Алмаз – зустрічається у вигляді окремих зерен, котрі найчастіше мають форму октаедра. Алмаз має саму високу серед мінералів твердість і самий сильний блиск – алмазний. Утворюється при диференціації магми ультра



основного складу під дією високих тиску і температури (біля 1000⁰С). Вага алмазу, як і деяких інших дорогоцінних каменів, вимірюється в каратах (один карат дорівнює 0,2 г).

Клас сульфідів

Пірит, халькопірит, галеніт, кіновар, сфалерит, марказит, молібденіт До цього класу відносяться понад 200 мінералів, але за масою вони складають не більше 0,15% від маси земної кори. Хімічний склад їхній простий і являє собою сполуки різних елементів з сіркою, тобто ці мінерали є похідними H₂S.

За розчинністю всі сульфіди поділяють на три групи:

1. розчинні у воді (сульфіди лужних і лужноземельних металів).
2. нерозчинні у воді, але легко розчинні в кислотах (сульфіди заліза, цинку)
3. нерозчинні не тільки у воді, але і в кислотах (сульфіди міді, свинцю, ртуті).

Пірит – FeS₂ – сірчаний колчедан (від грець. «пір» - вогонь) – найбільш поширений мінерал класу сульфідів. Може бути магматичного, метаморфічного, гідротермального і осадового генезису. Широко використовується для отримання сірчаної кислоти,

Кіновар – HgS («кров дракона»). Зустрічається у вигляді зернистих агрегатів та налетів, кристали утворює дуже рідко. Колір криваво-червоний, риса червона, блиск на гранях ромбодричних кристалів алмазний. Твердість – 2,0–2,5; питома маса 8,0 г/см³, спайність досконала, в тонких уламках просвічує. Утворюється в результаті гідротермальних процесів. Служить рудою для виробництва ртуті і цінної фарби.

Клас силікатів

Кварц, халцедон, опал, кремій, олівін, амфібол, біотит, мусковіт, каолінит, монтморилоніт, тальк, азбест, ортоклаз, альбіт.

До цього класу відноситься біля третини всіх відомих мінералів. На них припадає 75–80% маси всіх мінералів земної кори. Основним елементом кристалохімічної структури силікатів є силіцієвокисневий радикал – тетраедр, способи сполучення яких покладено в основу сучасної кристалохімічної класифікації силікатів. Залежно від характеру сполучення і розміщення тетраедрів у кристалічній ґратці силікату утворюються різні типи структури.

Кварц, SiO₂ – один із найпоширеніших в земній корі мінералів. Він є важливою складовою частиною порід, утворених як в глибині Землі, так і на її поверхні, тобто є породоутворюючим мінералом магматичних, осадових і метаморфічних порід. Кварц складає більше 12% маси земної кори. Зустрічається у вигляді зернистих агрегатів, в породах – у вигляді зерен неправильної форми, рідше (в жилах і пустотах) утворює хороші кристали та друзи. Кристали мають форму шестигранної призми, яка закінчується з одного або обох кінців шестиграними пірамідами. Колір самий різний. Найбільш прозорий різновид кварцу має назву гірського кришталю. Нерідко кварц буває забарвленим: димчастий кварц – з сіруватим та чорним відтінками; аметист – з фіолетовим відтінком; моріон – чорний. Часто зустрічається білий або молочно-білий кварц. Блиск скляний, на зламі - жирний, спайність дуже недосконала, злам раковистий або нерівний. Твердість 7,0; питома маса 2,6 г/см³. Значні родовища моріону є в пегматитах Житомирської області. Тут же знайдений кристал кварцу вагою в 10 т і довжиною в 2,7 м.

Олівін – (Mg,Fe)₂[SiO₄]. Назва пов'язана з його оливково-зеленим кольором. Зустрічається у вигляді зернистих агрегатів та окремих кристалів коротко стовпчастої форми. Колір його змінюється від жовтого до чорного; найбільш характерний жовто-зелений, оливковий, зустрічається і безколірний. Блиск скляний та жирний, спайність середня і недосконала, злам нерівний. Твердість змінюється від 6,5 до 7,0; питома маса 3,3–3,5 г/см³. Олівін утворюється з магм, бідних кремнеземом.



Ортоклаз – $K[AlSi_3O_8]$ відноситься до польових шпатів, які в земній корі мають широке розповсюдження. За хімічним складом польові шпати поділяються на дві підгрупи: *калієво-натрієві* і *кальцієво-натрієві (плагіоклази)*.

Ортоклаз – найбільш поширений мінерал першої підгрупи. Зустрічається у вигляді зернистих мас і кристалів призматичної та табличчастої форми. Колір білий, рожевий. Спайність в двох напрямках під кутом 90° , причому в одному напрямку - досконала, а в другому - середня. Блиск скляний, твердість 6,0; питома маса $2,6 \text{ г/см}^3$. Утворюється в результаті магматичних і пегматитових процесів.

Плагіоклази являють собою безперервний ряд мінералів від альбіту $Na[AlSi_3O_8]$ до анортиту $Ca[Al_2Si_2O_8]$. Вміст кремнезему (SiO_2) поступово спадає від альбіту (68,81%) до анортиту (43,28%). Зустрічаються у вигляді зернистих агрегатів, окремих призматичних кристалів і друз. Твердість 6,5; питома маса $2,6\text{--}2,7 \text{ г/см}^3$. Утворюється при охолодженні магми. Гарно забарвлені різновиди використовуються як облицювальний матеріал. Великі родовища розробляються в Житомирській області.

Клас галоїдів

Галіт, флюорит, сільвін, карналіт

Галогеніди (галоїди, галіти) – сполуки, до складу яких входять одновалентні аніони галогенів. Солі галоїдних кислот: HF, HCl, HBr, HI. Звичайно поділяються на солі слабкої флуоридної кислоти – флуориди і солі сильнішої хлоридної кислоти – хлориди і близькі до них броміди та йодиди. Серед флуоридів найбільш найхарактернішими є солі кальцію, серед хлоридів – солі натрію і калію. Галіт – NaCl (від грець. «гальс» - сіль).

Галіт є найбільш поширеним мінералом цього класу. Він зустрічається в основному у вигляді кристалічних агрегатів і лише в рідких випадках – у вигляді окремих кристалів кубічної форми.

Чистий галіт безколірний або білий. Риса біла, блиск скляний, спайність досконала в трьох напрямках. Твердість 3,0; прозорий або просвічує; питома маса $2,1\text{--}2,2 \text{ г/см}^3$; крихкий. Легко розчиняється у воді, характерний солоним смаком. Генезис – осадовий.

Клас оксидів і гідроксидів

Халцедон, лімоніт, магнетит, куприт, опал

До цього класу належать мінерали, котрі є сполуками різних елементів з киснем або гідроксильною групою. За кількістю мінералів клас займає одне з перших місць, але за масою вони складають біля 15% маси земної кори.

Халцедон – SiO_2 – приховано кристалічний різновид кварцу, який зустрічається у вигляді щільних мас або натічних ниркоподібних утворень. Халцедон, забруднений глинистими частками, називається кременем. Колір халцедону буває різним – часто сірий, голубуватий (сапфірін), і навіть чорний. Блиск жирний, матовий, просвічує по краю, злам раковистий, кристалів не утворює. Твердість 6,0–7,0; питома маса $2,4\text{--}2,5 \text{ г/см}^3$.

В Україні відомий в андезитах Закарпаття.

Клас карбонатів

Кальцит, доломіт, магнезит, сидерит, арагоніт, малахіт та інші

Мінерали цього класу є солями вугільної кислоти. Для них характерна властивість вступати в реакцію з соляною кислотою. На мінерали цього класу приходиться до 1,7 % маси земної кори, нараховується їх біля 80.

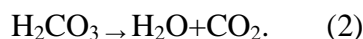
Кальцит – $CaCO_3$ – є найбільш поширеним мінералом класу карбонатів. Він майже цілком складає такі породи, як вапняки, крейда і мармур, часто дає натічні утворення і корки, іноді зустрічаючись у вигляді друз або окремих кристалів.



Кристали досить різноманітної форми, найчастіше вони представлені у вигляді ромбоєдрів. Може бути безколірним або забарвленим у різні кольори. Безколірна прозора різновидність кальциту називається ісландським шпатом і має властивість подвійного променезаломлення. Риска біла, блиск скляний, спайність досконала в трьох напрямках, твердість 3,0; питома маса 2,6-2,8 г/см³. Кальцит бурхливо реагує з соляною кислотою. Реакція проходить таким чином:



Утворена при цьому нестійка вугільна кислота розпадається:



Поклади ісландського шпату є в районі Кара-Дагу (Крим).

Клас фосфатів

Апатит, бірюза, вівіаніт та інші

Для мінералів цього класу характерне порівняно слабе поширення – вони складають не більше 0,1% всієї маси земної кори. Апатит – Ca₅(F,Cl,OH)(PO₄)₃ – (від грець. «апатао» - обманюю). Раніше його часто приймали за смарагд. Апатит, як правило, зустрічається у вигляді дрібно-кристалічних агрегатів, рідше у вигляді окремих кристалів, що мають форму шестигранних призм з пірамідами, іноді зрізаними. Колір блідо-зелений або зеленувато-блакитний, хоча буває і інших відтінків. Риска біла, спайність недосконала, злам нерівний. Блиск на гранях скляний, на зламі - жирний, твердість 5,0; питома маса 3,2 г/см³. Утворюється апатит при магматичних і метаморфічних процесах. Застосовується як сировина для отримання фосфору і фосфорних добрив.

Клас сульфатів

Гіпс, ангідрит, барит та інші


Уміщує понад 250 мінералів, але на їхню частку припадає лише до 0,1% маси земної кори. Утворюються сульфати в основному в результаті осадження солей сірчаної кислоти в лагунах та озерах, а також при окисленні сульфідів.

Гіпс – CaSO₄·2H₂O. Назва пішла від грець. «гіпсос» - крейда, гіпс. Зустрічається у вигляді добре виражених таблитчастих кристалів, а також у вигляді листуватих, зернистих та волокнистих агрегатів. Буває безколірним, білим; домішками забарвлюється в різні відтінки. Кристалічний гіпс має досконалу спайність в одному напрямку, має скляний блиск, раковистий злам. Твердість 2,0; питома маса 2,3 г/см³. Утворюється в результаті висихання морських заток. Значні поклади гіпсу є в Артемівський улоговині Донбасу, у Придністров'ї, у Львівській та Івано-Франківській областях.

Клас вуглеводних

Торф, нафта, вугілля, буритин (янтар), асфальт

До них відносяться складні сполучення вуглецю, азоту, кисню, водню і сірки. За своїм походженням вони пов'язані з накопиченням на поверхні Землі рослинних і тваринних залишків і з наступною їхньою зміною, найчастіше в умовах нестачі кисню (в водному середовищі).

	Система менеджменту якості НАВЧАЛЬНО-МЕТОДИЧНИЙ КОМПЛЕКС навчальної дисципліни «Геологія з основами мінералогії»	Шифр документа	СМЯ НАУ РП 10.02.03-01-2023
			Стор. 76 з 131

Модуль №2. «Екзогенні процеси зовнішньої геодинаміки. Осадкові породи»

Тема № 1

Геологічні процеси. Процеси зовнішньої динаміки

План лекції

1. Екзогенні процеси та їх вплив на геологічне середовище.
2. Вивітрювання.
3. Геологічна дія вітру.
4. Геологічна робота атмосферних опадів.

Література:

1. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.
2. Байсарович І.М., Коржнев М.М., Шестопалов В.М. Базові поняття екологічної геології/. – Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії». – 2008. – 124 с.

Зміст лекції

Екзогенні процеси проходять безпосередньо на поверхні Землі та поблизу неї та розвиваються при взаємодії земної кори з атмосферою, гідросферою, біосферою. Вони змінюють верхню частину земної кори, включають в себе процеси вивітрювання, геологічну дію вітру, поверхневих текучих вод, озер, боліт, льодовиків, підземних вод, багато мерзлих порід, вод морів, океанів.

Екзогенні процеси руйнують гірські породи, переносять продукти вивітрювання на великі відстані, акумулюють їх та утворюють осадковий шар земної поверхні. Руйнівна та акумулятивна робота поверхневих текучих вод порушує цілісність земної поверхні в одних містах (шляхом створення яро-балочної мережі, русел рік тощо) та вирівнює рельєф – в інших (заповнення пониженого рельєфу наносами річок).

За рахунок дії гравітаційних сил, вітру поверхневих та підземних вод в океани та моря виноситься велика кількість мінеральних та органічних речовин, які заповнюють улоговини морського дна. При певних умовах екзогенні процеси призводять до вирівнювання поверхні суходолу, рельєфу, океанічного дна.

На території України широкий розвиток мають різні види екзогенних геологічних процесів природного та техногенного походження. Найпоширенішими і найнебезпечнішими серед розвинених ЕГП є: зсуви, підтоплення, просідання, ерозія, абразія та карст.

Основною рушійною силою цих процесів є підземні (для абразії - поверхневі) води. Коливання кількості і якості підземних вод у верхній зоні породного масиву, які доповнюються зміною температурного режиму, стає показником активізації того чи іншого ЕГП.

Зсуви. Одне з найбезпечніших і дуже поширених природних явищ. Зсуви властиві західним областям України, узбережжю Чорного та Азовського морів. Вони проявляються на порівняно невеликій площі, проте мають значні негативні наслідки, внаслідок здатності до швидкоплинних деформацій та руйнувань локальних та лінійних інженерно-господарських об'єктів. Активізація зсувів в багатьох регіонах України має руйнівний характер і завдає значні соціально-економічні та екологічні збитки.

Значне поширення зсувів на території України визначається її геологічною будовою та геоморфологічними умовами, які зумовлюють можливість виникнення, просторове розміщення та інтенсивність розвитку цих небезпечних геологічних процесів.

Активізація зсувів на зсувонебезпечних територіях відбувається під дією природних та антропогенних факторів. Головними природними факторами є: метеорологічні, гідрологічні, гідрогеологічні, сейсмічні тощо.



Господарська діяльність на зсувонебезпечних територіях може зменшувати або збільшувати активність зсувів. Вплив господарської діяльності на розвиток та активізацію зсувів пов'язаний з додатковим навантаженням та підрізкою схилів під час будівельних та гірничо-видобувних робіт, створенням динамічних навантажень на схили, додатковим обводненням зсувонебезпечних територій, спричиненим надмірним зрошенням, підпором рівнів ґрунтових вод водосховищами та іншими водоймами, витокami води із споруд та комунікацій тощо.

Часто саме розміщення інженерних об'єктів на схилах чи поблизу них є провокуючим чинником, який веде до порушення рівноваги в масиві породи. У межах розміщення лінійних об'єктів виникнення зсувних процесів може також провокуватися вібрацією від роботи транспорту.

Зсуви – це зміщення вниз по укосу під дією сил тяжіння великих ґрунтових мас, що формують схили гір, річок, озерних та морських терас. Зсуви можуть бути викликані як природними, так і штучними (антропогенними) причинами.

До природних чинників відносяться:

- збільшення крутизни схилів;
- підмив їх основи морською чи річковою водою;
- сейсмічні поштовхи.

Штучними причинами утворення зсувів є:

- руйнування схилів дорожніми канавами;
- надмірним виносом ґрунту;
- вирубка лісів;
- неправильним вибором агротехніки для сільськогосподарських угідь на схилах.

Згідно з міжнародною статистикою, до 80% сучасних зсувів викликані діяльністю людини.

Зсуви формуються переважно на ділянках зволжених водостійкими та водоносними ґрунтами, коли сила тяжіння накопичених на схилах продуктів руйнування гірських порід, переважно в умовах зволоження, перевищує сили зчеплення ґрунтів.

Виникають зсуви при крутизні схилу 10° і більше. На глиняних ґрунтах при надмірному зволоженні вони можуть виникати і при крутизні схилу $5-7^\circ$.

За глибиною залягання зсуви бувають:

- поверхневі (1 м);
- мілкі (5 м);
- глибокі (до 20 м);
- дуже глибокі (понад 20 м).

За типом матеріалу:

- кам'яні (граніт, гнейс);
- ґрунтові (пісок, глина, гравій).

За потужністю:

- малі (до $10 \cdot 10^2$ тис.м²);
- великі (до $1 \cdot 10^6$ м²);
- дуже великі (понад $1 \cdot 10^6$ м²).

Зсуви можуть бути активними і неактивними. На активність впливає гірська порода схилу, що складає основу зсуву, а також наявність вологи.

Швидкість зсуву складає від 0,06 м/рік до 3 м/с.

За даними Державної геологічної служби, на території України найбільшого поширення зсувонебезпечні процеси набули у АР Крим, Вінницькій, Дніпропетровській, Донецькій, Закарпатській, Запорізькій, Івано-Франківській, Луганській, Львівській, Миколаївській,



Одеській, Полтавській, Сумській, Тернопільській, Харківській, Хмельницькій, Черкаській, Чернівецькій областях, що створює постійну загрозу виникнення надзвичайних ситуацій.

Переважає більшість зсувонебезпечних ділянок з катастрофічним та значним проявом процесу зосереджена в гірських районах (Карпати і Крим). Найбільше поширення значних за розмірами зсувів характерне для Карпатського регіону, майже в усіх адміністративних областях відмічається наявність ділянок сучасної активізації зсувного процесу.

Значною мірою зсувами охоплені береги каскаду Дніпровських водосховищ.

На території м. Києва розповсюджені двоярусні складні зсуви, які мають відносно незначну площу прояву, проте відзначаються значними негативними наслідками.

Близько 40% активізації процесу в цій зоні викликана техногенними чинниками. Активізація зсувів постійно відмічається на правому схилі Сирецької балки у вигляді локальних зміщень. В напруженому стані знаходяться дніпровські схили на Подільській (вул. Боричів Тік) і Центральній дільниці (Паркова дорога).

Найбільшу небезпеку становлять зсуви, які відбуваються на забудованих територіях, які можуть виникати миттєво і є важко прогнозованими.

Сель – раптово сформований, внаслідок різкого підйому води в руслах гірських річок, грязьовий потік. Причинами виникнення селевих потоків майже завжди бувають сильні зливи, інтенсивне танення снігу та льоду, прорив гребель водойм, а також землетруси та виверження вулканів. Виникненню їх сприяють і антропогенні фактори: вирубка лісів і деградація ґрунтів на гірських схилах, вибухи гірських порід при прокладанні доріг, роботи у кар'єрах тощо.

Ймовірність зародження селів залежить від складу та будови гірських порід, їх здатності вивітрюватись, рівня антропогенної дії на район та ступінь його екологічної деградації. Вивітрювання – це процес механічного руйнування і хімічної зміни гірських порід та мінералів.

Інтенсивність та швидкість процесів вивітрювання характеризується природними умовами (кількість атмосферних опадів, дія вітру, коливання температури повітря та інше).

До селевого басейну відноситься гірська територія з прилеглими схилами, на яких знаходяться складові зруйнованих гірських порід, його витoki, всі його русла, водозбір, а також район його дії.

Процес виникнення і розвитку селів проходить три етапи:

- **перший** – накопичення в руслах селевих басейнів рихлого матеріалу за рахунок вивітрювання гірських порід та гірської ерозії;

- **другий** – переміщення рихлих гірських матеріалів по гірських руслах з підвищених ділянок у нижчі;

- **третій** – розосередження селевих виносів у гірських долинах.

Рух селів – це суцільний потік із каміння, бруду та води. Вони мають у своєму складі тверді матеріали (10-75 % від всього об'єму) і рухаються зі швидкістю від 2 до 10 м/с.

Об'єми селевого потоку можуть досягати сотень тисяч – мільйонів кубічних метрів, а розміри уламків – до 3-4 м в поперечнику і масою до 100-200 тонн. Передній фронт селевої хвилі створює “голову”, висота якої може досягти 25 метрів.

За складом розрізняють потоки:

- грязьові – суміш води, невеликої кількості землі та дрібного каміння;
- грязьо-кам'яні – суміш води, гравію, гальки та невеликого каміння;
- водо-кам'яні – суміш води з камінням великого розміру.

За потужністю (об'ємом) вони можуть бути:

- катастрофічні;
- потужні;
- середньої потужності;
- малої потужності.



Катастрофічні характеризуються виносом матеріалу понад 1 млн. м² і спостерігаються на земній кулі один раз на 30-50 років. *Потужні* виносять матеріал об'ємом в 100 м² і виникають рідко. При селях *малої потужності* виноситься матеріалу близько 10 тис. м² і виникають такі селі щорічно, іноді по декілька разів на рік.

Найбільш широкого поширення селеві процеси набули у гірських районах Карпат та Криму, на правому березі Дніпра. Наприклад, з періодичністю 11-12 років спостерігаються селі в долинах ярів, що розташовані на Південному березі Криму. Кількість ураження селевими потоками складає від 3% до 25% території України. В Криму вони поширюються на 9% території, в Закарпатській області – на 40%, в Чернівецькій – 15%, в Івано-Франківській – 33%.

Обвал. Це відрив і катастрофічне падіння великих мас гірських порід, їх дроблення і скочування з круч, урвищ та схилів. Обвали природного походження спостерігаються у горах, на березу морів, обривах річкових долин. Це результат послаблення зв'язності гірських порід під дією процесів вивітрювання, підмиву, розчинення та дії сил тяжіння. Їх виникненню сприяє геологічна будова місцевості, наявність на схилах тріщин та зон дроблення гірських порід.

Найчастіше (до 80%) сучасні обвали пов'язані з антропогенним фактором. Вони виникають переважно при неправильному проведенні робіт, при будівництвах та гірських розробках.

Осип – це нагромадження щебеню чи ґрунту біля підніжжя схилів.

Райони Карпатських та Кримських гір підпадають під дію обвалів та осипів, деякі з них мали катастрофічний характер та призвели до людських втрат, як, наприклад, Демерджинський обвал 1896 року.

Карст. До карстових слід відносити явища, які розвиваються у всіх розчинних гірських породах, що взаємодіють з водами: у вапняках, доломітах ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) і перехідних між ними різновидах карбонатних порід, а також у крейді, гіпсі ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), ангідриті (CaSO_4), кам'яній солі, калійних, калійно-магнієвих та інших галогенних породах.

Карст відноситься до поширених екзогенних геологічних процесів, на 38% території України поширені породи, в яких можуть відбуватися процеси карстоутворення, на 24% території України він може безпосередньо впливати на господарчу діяльність, розвиток відкритого карсту, який супроводжується провалами на поверхні, сягає близько 19 тис. км² (3% території).

В районах ведення гірничих робіт має розвиток техногенний карст, нерідко з катастрофічними наслідками.

Карст може розвиватися лише на територіях поширення розчинних гірських порід, які за складом поділяються на карбонатні, сульфатні, галогенні, даючи відповідну назву карстовим процесам, що в них розвиваються.

Процес карстоутворення в *галогенних відкладах* має локальний характер у районах добутки сольових корисних копалин (Солотвинське, Калуське, Стебнікське, Новокарфогенське родовища), проте має найбільш катастрофічні наслідки.

Найбільш поширені на території України *карбонатні* породи, але розвиток карстового процесу, пов'язаного з ними, найповільніший. При підсиленні техногенного навантаження швидкість його розвитку значно зростає. В районах розташування об'єктів атомної енергетики (Рівненська АЕС), водозаборів (м. Рівне, Сарни, Дубно, Луганськ, Краматорськ) інтенсивність розвитку процесу зростає майже в 10-100 разів у порівнянні із природним.

Активізація карсту і пов'язаних з ним просідань і провалів у *сульфатних* відкладах спостерігається в містах Передкарпаття (Немирів, Терезовля, Гусятин, Заліщики та інші), створює загрозу цивільним та промисловим спорудам південно-західної частини м. Львова.



В останні роки, під дією техногенних факторів, карстові процеси почали активно проявлятися у місцях, де раніше можливість їх проявлення виключалась. Техногенний вплив стає одним з основних факторів активізації процесів карстоутворення, особливо це стосується території Донецького басейну.

Особливу небезпеку становлять ділянки розвитку відкритого карсту (вирви, колодязі, провалля). За даними Державної геологічної Служби, цією формою карсту найбільш уражені території Хмельницької (5,86 тис. км²), Вінницької (3,67 тис.км²), Волинської (2,46 тис.км²), Ар Крим (2,87 тис.км²).

В районах ведення гірничих робіт в умовах розвитку карбонатно-сульфатного карсту, процес техногенного карстопрояву активізується найінтенсивніше.

Останнім часом до групи катастрофічних проявів карбонатно-сульфатного карсту віднесені ділянки, що знаходяться в зоні впливу кар'єру Язівського родовища сірки (Яворівський район Львівської області), де розташоване селище та санаторій «Шкло».

В 1997 році у межах гірничопромислового комплексу Язівського родовища в смт. Шкло утворився карстовий провал шириною 200-300 м та глибиною >20 м. За останні роки тут утворилось до 300 нових провалів, під загрозою руйнування опинились будівлі та санаторій.

Техногенна активізація карстового процесу відмічається: в басейнах рік, з осушенням і торфорозробкою боліт, на урбанізованих територіях в межах поширення гіпсів та ангідритів (Донбас, міста Одеса, Севастополь, Миколаїв, Львів), на ділянках шахторозробок і внаслідок шахтного водовідливу, на ділянках затоплення соляних шахт і розсолопромислів, в районах гідротехнічного і меліоративного будівництва.

Підтоплення. Серед значної кількості стихійних лих, більшість яких класифікується, як «миттеві», безпосередню загрозу для існування довкілля становлять небезпечні процеси техноприродного характеру, так звані «повзучі катастрофи», до яких відноситься підтоплення.

Підтоплення територій виникає та поширюється разом з підйомом рівня ґрунтових вод до денної поверхні ґрунту і супроводжується зволоженням ґрунтів, заболочуванням, затопленням низин.

Підтоплення викликає забруднення ґрунтових вод, вимивання частинок та усідання ґрунтів, формування зсувів. Надзвичайні ситуації, які супроводжуються затопленням та руйнуванням житлових споруд, а іноді й загибеллю людей, відбувається епізодично при несприятливому збігу кліматичних факторів, але багаторічні дані спостережень свідчать про сталу тенденцію до збільшення ризику катастрофічних проявів підтоплення.

Підтоплення може носити явний або прихований характер. «*Явний вид*» підтоплення – підтоплення в результаті підйому рівня ґрунтових вод. «*Прихований вид*» – збільшення вологості ґрунтів до критичної величини, що викликає сирість в приміщеннях, просадкові явища тощо.

Процеси підтоплення як природного, так і техногенного походження відмічені на значній території України. Площі природного та техногенного підтоплення охоплюють близько 96 тис.км², або 16 % території держави.

На сучасному етапі розвитку та прояву екологічних чинників підтоплення його можна визначити як комплексний, переважно техногенний, процес стійкого підвищення рівнів ґрунтових вод та зволоженості порід аерації, які ускладнюють або унеможливають нормальну експлуатацію господарських об'єктів, а також погіршують екологічні умови життєдіяльності.

За ступенем та механізмом розвитку процесів підтоплення на території України можна виділити:

- території суцільного підтоплення в умовах неглибокого природного залягання ґрунтових вод (північна та північно-західна частина України);



- території переважно природно-техногенного розвитку підтоплення внаслідок зарегулювання р. Дніпро, техногенного живлення ґрунтових вод, високих гідро екологічних навантажень на слабо проникні ґрунти та підстилаючи гірські породи;
- території впливу гірничодобувних регіонів з масовим закриттям шахт і прискореним підвищенням рівнів підземних вод;
- прибережні території південних регіонів з низькою регіональною дренажістною та значними площами зрошуваних земель.

Основними причинами та факторами підтоплення міст і селищ є:

природні:

- розташування населених пунктів на понижених ділянках місцевості, зокрема в річкових долинах, у приморських смугах, долинах та схилах балок, ярів тощо;
- кліматичні, геоморфологічні, геологічні та гідрогеологічні (опади, ерозія річкових долин, водний режим річок, ступінь дренажності товщ рельєфоутворюючих відкладів та глибина залягання регіонального водотривкого шару);

техногенні:

- порушення умов стоку поверхневих вод різними видами будівництва;
- незадовільний стан природних дренажних систем (створення штучних водойм, замулення річок, засипання балок, ярів, озер та каналізування малих водотоків);
- незадовільний стан мереж водопостачання та каналізації, відсутність централізованих системи водовідводу;
- високий рівень техногенного навантаження на території, що викликане промислово-міською забудовою, будівництвом водосховищ, ставків, водосховищ, каналів, а також зрошенням;
- підтоплення гірничого простору при закритті гірничих підприємств та припиненні експлуатації відкритих виробок.

Особливу еколого-геологічну проблему створює застосування «мокрої консервації» шахт, що призводить до підтоплення та засолення земель, послаблення несучих властивостей ґрунтів, шахтних конструкцій, негативно впливає на питне і господарче водопостачання.

Підтоплення урбанізованих територій пов'язане, насамперед, з наслідками діяльності людини – порушенням природного водообміну на межі «ґрунти – атмосфера» та перерозподілом водних ресурсів між територіями. Особливо схильні до підтоплення північно-східні та південні області, Донецько-Дніпровський промисловий район. На сьогодні відмічено випадки забруднення водоносних горизонтів в містах Луганськ, Харків, Черкаси та інших.

Таким чином, враховуючи комплексний екологічний, економічний та соціальний вплив підтоплення, рівень його прояву сягає чинника національної безпеки.

Вивітрювання – процес фізичного руйнування та хімічного розкладу мінералів та гірських порід під впливом сонячного тепла, коливань температур повітря, води, живих організмів. З вивітрюванням як з геологічним процесом пов'язано не тільки руйнування гірських порід, але й формування нових хімічних сполук, ґрунтів, корисних копалин, форм рельєфу. Розрізняють фізичне та хімічне вивітрювання. Ці два види діють сумісно й одночасно, але інтенсивність прояву кожного неоднакова. Тому можна сказати, що вивітрювання – це єдиний процес, який має дві сторони прояву: фізичний та хімічний.

Фізичне вивітрювання – процес, при якому руйнування гірських порід та мінералів проходить під впливом добових змін температури повітря, замерзання води в порах та тріщинах гірських порід.

У фізичному вивітрюванні головна роль належить факторам, які викликають механічний рух часток породи, а такий процес призводить до порушень зчеплення в породі.



В залежності від природи діючого фактора, характер процесу руйнування гірських порід при фізичному вивітрюванні кожний раз буде різним. Тому фізичне вивітрювання поділяють на температурне та механічне.

Температурне вивітрювання – найбільш розповсюджене і проходить під впливом змін температур, а саме в результаті нерівномірного нагрівання та охолодження, що призводить до об'ємних деформацій породи. В свою чергу це призводить до утворення на поверхні великої кількості тріщин й до утворення уламків. Під дією сили тяжіння, атмосферних опадів уламки гірських порід зносяться вниз.

На інтенсивність температурного вивітрювання впливає забарвлення окремих ділянок породи. Так, більш темніші породи нагріваються сильніше і тому процеси вивітрювання у таких породах розвинені інтенсивніше.

Механічне вивітрювання – це руйнування гірських порід під дією замерзаючої води, кореневищ рослин тощо. Особливо швидко руйнуються гірські породи в результаті замерзання води, яка при цьому збільшує свій об'єм приблизно на 9%.

У ході фізичного вивітрювання монолітні породи руйнуються на складові їх мінерали, стають тріщинуватими, або розпадаються на уламки. Утворені продукти руйнувань під дією різних факторів зносяться із схилів гір, а іноді у вигляді масового падіння уламків (обвали).

Хімічне вивітрювання – процес руйнування мінералів та гірських порід під впливом пару, газів атмосфери, органічних кислот, води та біохімічної діяльності живих організмів.

Хімічне вивітрювання проходить одночасно з фізичним, але його інтенсивність залежить від роздробленості вихідної породи, рельєфу місцевості, клімату, хімічного складу гірських порід, тривалості впливу атмосферних агентів на породу.

Одна з особливостей хімічного вивітрювання є те, що воно не тільки руйнує породи, але й змінює їх мінеральний склад. Зона від земної поверхні до рівня ґрунтових вод, де особливо інтенсивно проходить хімічне вивітрювання, називається *корою вивітрювання*. Найбільшу потужність кора вивітрювання має у тропіках та субтропіках.

Роль органічного світу у процесах хімічного вивітрювання. У складних процесах хімічного розкладання мінералів та гірських порід величезна роль належить біосфері. Біохімічний вплив на гірські породи починається вже з перших поселенців на скельних поверхнях порід – різноманітних мікроорганізмів, лишайників, мохів. Організми поглинають з породи, що руйнується, хімічні елементи, такі як P, S₂, Cl₂, K, Ca₂, Mg, Sr, в меншій мірі Si, Al, Fe та інші, а після відмирання повертають їх вже у вигляді особливих біогенних сполук. Таким чином здійснюється біогенний кругообіг речовини у верхній частині кори вивітрювання. С процесами вивітрювання пов'язане створення ґрунтів. Поступово на твердих гірських масивах з'являється тонкий шар, зруйнованих та змінених продуктів вивітрювання, який можна назвати початковим ґрунтом.

Для формування ґрунтів важливою є швидкість розкладання мертвої органічної речовини. При швидкому та повному розкладанні відбувається їх повна мінералізація. При неповному розкладанні органічних решток з недостатньою кількістю кисню створюється новий, відносно стійкий комплекс органічних сполук, який називається гумусом. Гумус – головний елемент родючості ґрунтів. Склад ґрунтів залежить від біокліматичних обстановок, літологічних особливостей гірських порід та рельєфу.

Кори вивітрювання. Основним продуктом процесів вивітрювання є так звані кори вивітрювання. Кори вивітрювання – це вся сукупність продуктів фізичного, хімічного та органічного вивітрювання. Серед них розрізняють:

- рухомі, які виносяться на ту чи іншу відстань;
- залишкові, які лишаються на місці гірських порід, що піддавалися вивітрюванню.

Ці, непереміщені продукти вивітрювання створюють один з важливих генетичних типів континентальних відкладів – *елювій*. Він складається з погано відсортованої суміші щебеню,



жорстви, піску та глини і являє собою пухку масу, яка за речовинним складом подібна до складу материнських порід, що його підстеляють. Елювій, в утворенні якого основна роль належала біохімічним агентам, і в складі якого присутня органічна речовина (гумус) називається ґрунтом.

Склад кори вивітрювання та її потужність залежить від наступних факторів як температура, вологості, склад органічної речовини. Важливе значення має інтенсивність вертикальних тектонічних процесів, а також рельєф місцевості.

Виділяють чотири стадії розвитку кори вивітрювання:

- переважання фізичного вивітрювання та накопичення продуктів грубого механічного руйнування;

- винос в процесі гідролізу легкорозчинних компонентів (процеси вилуговування);

- утворення залишкових глин – каолінів та виносу з материнських порід кальцію, калію та магнію;

- утворення латеритів.

З розвитком кори вивітрювання у глибину утворюються чотири перехідні зони:

1. Монолітна зона (I) з прихованою тріщинуватістю в межах якої породи ще не мають видимих ознак подріблення.

2. Брилова зона (II), головна ознака – тріщини вивітрювання, які сприяють розпаданню породи на окремі брили.

3. Зерниста або дрібноуламкова зона (III) елювій представлений дрібними уламками або окремими мінеральними зернами.

4. Глиниста зона (IV), складена продуктами хімічного вивітрювання (вторинні мінерали) з домішкою дрібно уламкового матеріалу.

Межі між зонами нерівні, нечіткі, по мірі розвитку кори вивітрювання можуть переміщуватись на глибину. Інтенсивність процесів вивітрювання залежить від кліматичної обстановки, яка зумовлює утворення різних типів кори вивітрювання. В областях полярного та холодного (нівального) клімату, де переважає морозне вивітрювання виділяються три зони (знизу-догори):

I - монолітна (прихованої тріщинуватості);

II - брилова та щебінчаста;

III - незмінні дрібні уламки первинних порід.

В умовах теплового і вологого клімату, який характеризується інтенсивним протіканням процесів хімічного вивітрювання присутня IV зона складена глинистим матеріалом гідрослюдистого складу. При теплому кліматі з помірною вологістю, тобто гумідному (вологому), потужність глинистої зони зростає до 15-25 м за рахунок хімічних перетворень мінеральної речовини (IV). Такі кори називають **каоліновими**. В них існує вертикальна зональність. Найбільш потужна (до 80-100м й більше) кора вивітрювання формується в умовах жаркого та вологого клімату тропічних та субтропічних зон при відносно вирівняному рельєфі. В таких умовах формуються потужні та повно розвинені кори вивітрювання. У вертикальному розрізі такої кори вивітрювання звичайно спостерігається послідовність елювіальних відкладів. Знизу залягають роздроблені корінні породи, які вище змінюються гідрослюдисто-монтморілонітово-бейделітовими горизонтами, ще вище – плямистий каоліновий горизонт з локальним включенням гідроокисів залізу та алюмінію.

Самим високим ступенем розкладання порід відрізняється верхня частина кори. Вона складається з гідроокисів заліза та алюмінію та частково кремнію. У сухому стані елювій цієї частини нагадує цеглу червоного кольору. Такі кори називають **латеритними** (латин. «латер» – цегла). За мінеральним складом і фізико-механічними властивостями латеритна зона ділиться на підзону червоноземів і підзону щільних порід грубо- та дрібноуламкової будови, що нагадує панцир. Такі утворення називаються **кірасами**. Потужність зони латеритів може досягати 15-20



м. Усі зони поступово переходять одна в одну. Нижня межа відрізняється значною нерівністю, іноді глибоко проникаючи у корінні породи уздовж крупних тріщин та зон тектонічного дроблення.

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

У районах молодих гір, де діють активні тектонічні процеси, відбувається інтенсивна руйнація гірських порід поверхневими водами та іншими екзогенними факторами та знос зруйнованого матеріалу – механічна денудація. Вона попереджає процеси хімічного розкладання порід. В цих умовах кора вивітрювання представлена часто тільки уламковим матеріалом – продуктами фізичного вивітрювання.

У геологічній історії Землі неодноразово виникали сприятливі обстановки для формування кори вивітрювання. Це відповідало тривалим етапам розвитку земної кори в умовах суходолу.

Кори вивітрювання, що розвинені на великих площах й зберігають первинну зональність називаються площадними корами. Вони розвинені на вирівняних денудацією височинах гірських споруд тектонічно спокійних областей.

Лінійними кори вивітрювання формуються вздовж систем тріщин, на контакті різних за складом і генезисом порід і характеризуються жилоподібною формою. Часто розвинені у гірських складчастих областях.

Кори вивітрювання протерозойського віку широко розвинені в Україні у межах кристалічного щита. З древніми корами вивітрювання зв'язано створення великої кількості мінералів, які є важливими корисними копалинами. Це, наприклад, боксити, колін, гідросилікати нікелю, гідроокиси та окиси заліза. У процесі вивітрювання відбувалося вилугування кремнезему та окислення заліза, в результаті чого і утворилися багаті гематитові руди. У пухких продуктах кори вивітрювання також відомі розсипи платини, золота, алмазів титану та інших.

Абразія - це процес руйнування хвилями прибою берегів морів, озер та водосховищ. На морських узбережжях держави загальною довжиною 2630 км проявляються абразійні процеси – переробка берегової лінії. Небезпека цих явищ полягає в тому, що вони сприяють розвитку зсувів та обрушень прибережних схилів. Найбільшого впливу абразії зазнає узбережжя Чорного та Азовського морів в межах південного берега Криму, Одеської, Миколаївської, Запорізької областей.

Активно ці процеси проявляються і на берегах водосховищ Дніпровського каскаду.

Інтенсивність абразії, насамперед, обумовлена середньо і багаторічною мінливістю штормів і рівня моря, що, у свою чергу, визначає швидкість руйнування берегів і, відповідно, час дестабілізації схилів, а також стійкістю порід, які складають береги, до розмиву.

Швидкість абразії Чорноморського та Азовського узбереж складає 0,5-1,2 м/рік, але по окремих ділянках вздовж узбережжя Кримського півострову відступ берегової лінії досягає 3-4 м/рік.

Абразійне руйнування берегів призводить до значних матеріальних втрат.

Протяжність берегозахисних споруд поверхневих водних об'єктів країни в межах міст і селищ становить близько 830 км, з яких ремонту або реконструкції потребують понад 750 км, що становить 90% від загальної протяжності.

Посилення темпів абразійно-зсувної діяльності в останні роки пов'язано виключно з інженерною діяльністю людини.



Тема № 2

Геологічна діяльність поверхневих та морських (океанічних) вод

План лекції

1. Геологічна діяльність річок.
2. Геологічна діяльність морів і океанів.
3. Геологічна діяльність озер і боліт.
4. Геологічна діяльність льодовиків.

Література:

1. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.
2. Байсарович І.М., Коржнев М.М., Шестопапов В.М. Базові поняття екологічної геології/. – Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії». – 2008. – 124 с.

Зміст лекції

Поверхневі текучі води є одним із найважливіших факторів денудації суші. Їх діяльність призводить до розчленування рельєфу і зниження абсолютних відміток поверхні материків. До поверхневих текучих вод включають всі води, які стікають по поверхні Землі, включаючи атмосферні опади, танення снігу та річкові потоки.

Геологічна робота цих вод залежить від маси води і від швидкості її руху. Як і при інших екзогенних процесах в геологічній діяльності вод виділяють три складові:

- руйнування;
- перенесення (транспортування);
- накопичення осадків (аккумуляція).

Водна ерозія виражається в механічному змиві твердих продуктів і в хімічному виносі продуктів руйнування гірських порід. В цілому процеси денудації призводять до зниження поверхні континентів, швидкість якого залежить від:

- клімату, який визначає кількість опадів і кількість стікаючої води;

- тектонічних рухів земної кори, які або збільшують, або зменшують нахил поверхні, по якій стікають поверхневі води.

Східно-Європейська рівнина, наприклад, понижається водною денудацією на 0, 8-3мм за 100 років. В горах швидкість текучих вод більше, тому денудація проходить швидше, 15-55мм за рік. Але денудація відбувається нерівномірно, і її швидкість на протязі часу може змінюватися. Крім того, ендегенні процеси призводять до росту гірських хребтів, а також до піднімання сучасних континентів.

За характером і по результатам діяльності виділяють три типи поверхневого стоку вод:

1. Площинний, безрусловий, схиловий стік;
2. стікання тимчасових руслових потоків;
3. стікання постійних водотоків – річок.

Площинний схиловий стік. У період дощів і сезонного танення снігу, вода стікає по схилах у вигляді суцільної тонкої плівки або дуже густої сітки маленьких струмочків. Стікаючи, така вода захоплює пухкий дрібноуламковий матеріал, що вкриває схил, і переносить його вниз, до підніжжя схилу. В нижній частині схилу, де кут нахилу рельєфу зменшується, швидкість течії сповільнюється, і весь захоплений матеріал відкладається біля підніжжя або в межах прилеглої частини. Такі відклади, які утворилися площинним стоком води зі схилів, називаються *делювієм або делювіальними відкладами* (від лат. делюо – змиваю) у вигляді шлейфів.

Найбільша потужність делювію спостерігається біля підніжжя схилу, де вона може досягати 15-20м, вверх по схилу потужність зменшується.



Делювіальні відклади переважно складені суглинками (породи, які на 30- 50% складені уламками, розмір яких менше 0,01 мм).

В деяких місцях зустрічається піщаний матеріал. Тривалий у часі процес площинного змиву призводить до зменшення кута нахилу схилів.

У високих горах типових делювіальних шлейфів немає у зв'язку із розвитком на схилах гравітаційних процесів. В цих умовах формуються змішані коллоїально-делювіальні відклади.

Найкращі умови для делювіальних процесів створені в межах рівнинних степових районів помірного і субтропічного поясів, а також у зоні сухих саван, де сезонні дощі і талі води змивають зі схилів пухкі продукти процесів вивітрювання. Рідка рослинність сприяє цьому процесу.

Геологічна діяльність річок. Потужні водні потоки рік, які розчленовують значні простори суходолу, проводять велику руйнівну (ерозійну), транспортуючу та акумулятивну роботу, а також це найбільші динамічні системи, які призводять до перетворення рельєфу.

Інтенсивність роботи річок залежить від маси води та швидкості течії, а остання – від крутизни нахилу повздовжнього профілю ріки та нерівностей русла. На інтенсивність процесів впливає також турбулентний характер течії, тобто коли молекули води рухаються хаотично або по перехресних траєкторіях, виникають різні завихрення, що спричиняють переміщення всієї маси води від дна до її поверхні.

Найбільші швидкості спостерігаються у приповерхневій стрижневій частині потоку, менші - біля берегів і в придонній частині, де потік знає опору через тертя об породи, які складають русло. Швидкість течії також змінюється і на шляху ріки, що зумовлено наявністю перепадів та розливів, які порушують рівномірність нахилу. Режим річки змінюється залежно від зміни маси води та швидкості течії, а це залежить від інтенсивності її живлення. Першою ознакою зміни режиму ріки є зміна рівня води. Розрізняють два види рівня в ріці: високий горизонт, що відповідає повені, і низький меженний горизонт, або межень, що настає після спаду повені. Окрім цього в річках спостерігаються періодичні повені, спричинені затяжними дощами.

Руйнівна робота (ерозія) річок. Виділяють два типи ерозії: *донна або глибинна*, яка направлена на заглиблення русла річки; *бічна*, яка веде до підмивання берегів річки і до розмивання долини. При цьому в північній півкулі праві береги річок більш круті й обривисті, а в південній півкулі – ліві. Це викликано обертанням Землі навколо своєї осі з заходу на схід.

Річки переносять велику кількість уламкового матеріалу різного розміру від тонких маленьких глинистих часток до великих валунів. Перенесення цього матеріалу відбувається таким чином:

1. перекочуванням або волочінням по дну;
2. у завислому стані, тобто невеликі уламкові частини переносяться в товщі води;
3. в складі істинних та колоїдних розчинів.

Уламковий матеріал, який переноситься течією ще більше підсилює донну ерозію. Він шліфує дно річки і при цьому сам руйнується, стирається і утворює обкатані піски, гравій та гальку.

Весь матеріал, який переноситься перекочуванням по дну або в завислому стані, називається твердим стоком річки. В розчинному стані річка, як правило переносить сполуки карбонатів, хлоридів, сульфатів; в колоїдному стані – сполуки заліза, марганцю, органіки.

Гірські річки переносять більше уламкового матеріалу в твердому стоці, у рівнинних річок маса твердого стоку приблизно дорівнює масі розчинених речовин.

Одночасно з ерозією і транспортуванням матеріалу відбувається процес його відкладення. На перших стадіях розвитку річки, коли переважають процеси ерозії і перенесення над акумуляцією, матеріал відкладається на шляху переносу, але він ще не стійкий, і може



знову переміщуватись вниз за течією. По мірі вироблення профілю рівноваги, в руслі річки починає відкладатися уламковий матеріал, якій не переноситься.

Відклади, які накопичуються в руслових долинах, називаються алювієм. Це своєрідний генетичний тип континентальних відкладів. Алювій складається із уламкового матеріалу різного розміру, ступеню обкатаності і сортування. Переважають піски різної зернистості.

Геологічна діяльність морів та океанів.

Світовий океан являє собою головну частину водної оболонки Землі – гідросфери. Його води покривають 361 млн. км², це 70,8% поверхні земної кулі, що майже в 2,5 рази перевищує площу суші (149 млн. км², 29,2%).

Акваторія Світового океану поєднує:

- 1) власне океани (Атлантичний, Тихий, Індійський і Північний Льодовитий);
- 2) моря окраїнні, що мають відносно вільний зв'язок з океаном і відділені від останнього островами, чи півостровами підводними височинами (Баренцове, Берингове, Охотське, Японські, Карибське та інші);
- 3) моря внутрішньоконтинентальні (внутрішні) або середземні, що далеко вдаються в сушу (Середземне, Чорне, Балтійське, Біле та інші) та з'єднуються або з океаном або із сусіднім морем через протоки. Утруднений зв'язок цих морів з океаном обумовлює специфіку їхньої гідродинаміки, газового режиму та солоності води.

Руйнування берегів та прибережної смуги морського дна відбувається під дією декількох факторів:

- 1) гідравлічного удару хвиль;
- 2) ударів численними уламками гірських порід, захоплених сильними хвилями;
- 3) хімічного впливу морської води на гірські породи.

Руйнівна робота моря називається абразією. Найбільшої абразії зазнають скелясті береги. При сильних штормах сила ударів океанських хвиль може досягати 30–40 т/м².

Уламки гірських порід, знаходячись у постійному русі, дробляться й обкатуються, поступово перетворюючись у гальку, гравій, пісок. Саме безупинним рухом та тертям досягається гарна обкатаність морської гальки.

Швидкість руйнації берегів і швидкість їх відступу залежать від ряду факторів, але насамперед від складу гірських порід.

Особливо легко руйнуються та швидко відступають берега, складені пухкими незцементованими чи слабо зцементованими породами (пісками, лесами, моренами тощо). Берега, складені кристалічними породами, руйнуються повільно.

Осадкоутворення в морях і океанах тісно пов'язано з надходженням осадового матеріалу з континенту. Найважливішою вихідною речовиною при цьому є продукти руйнування гірських порід на суші в результаті процесів вивітрювання, ерозії і дії інших екзогенних факторів. Цей матеріал у величезній кількості приноситься в океан і осаджується в різних його частинах.

У морях і океанах також є свої власні – біогенні джерела осадової речовини (близько 1,82 млрд. т/рік). Особливо велику роль у біогенному осадконакопиченні грають планктонні та деякі бентосні організми.

Процес осадконакопичення називають седиментацією, чи седиментогенезом (з лат. «седимент» – осадок).

За походженням і речовинним складом виділяють кілька типів морських осадків:

1. Теригенні, що утворилися за рахунок руйнування гірських порід суші і зносу їх у морські водойми.
2. Хемогенні, що осаджуються з морською води хімічним шляхом.
3. Біогенні (органогенні), що утворюються на дні моря в результаті скупчення залишків організмів.
4. Вулканогенні – із продуктів виверження надводних і підводних вулканів.



5. Полігенні, що утворилися в результаті дії багатьох факторів.

Співвідношення основних генетичних типів донних осадків та їх склад у різних зонах моря неоднакові. Сучасне осадконакопичення визначають наступні основні фактори:

- 1) кліматична зональність;
- 2) вертикальна зональність, пов'язана з рельєфом і глибиною дна Світового океану;
- 3) циркумконтинентальна зональність (ступінь віддаленості від континенту).

У залежності від фізико-географічної обстановки, що визначає надходження осадкового матеріалу і розвиток органічного життя, морські осадки прийняте підрозділяти на кілька груп:

1. Осадки прибережні – літоральні (з латинської мови – «літоралис» – беріг).
2. Осадки області шельфу – субліторальні. Цю область називають також неритової (за назвою моллюска *Merita*, що часто тут зустрічається).
3. Осадки материкового схилу і його підніжжя – батіальні (з грецької – «батіс» – глибина).
4. Осадки ложа Світового океану – абісальні (з грецьк. – «абісос» – безодня).

Геологічна діяльність озер і боліт.

Озерами називаються западини рельєфу, заповнені застійною чи слабопроточною водою, що не мають прямого зв'язку з морями й океанами. Озера розвинуті головним чином в областях з вологим кліматом на великих низинах і в безстічних улоговинах. Вони займають понад 2% площі суші. Найбільшими озерами, не враховуючи Каспійського реліктового озера чи моря, є оз. Верхнє в Північній Америці (площа 82,4 тис. км²), оз. Вікторія в Африці (68 тис. км²), Аральське в Азії (51 тис. км²). Глибина озер може вимірюватись десятками і сотнями метрів. Найглибше у світі – озеро Байкал (1741 м).

Озерні западини (улоговини) створюються різними геологічними процесами, як ендегенними, пов'язаними з проявами внутрішніх сил Землі, так і екзогенними, обумовленими зовнішніми силами.

Серед ендегенних улоговин виділяються улоговини, пов'язані з виверженнями вулканів, землетрусами і тектонічними процесами.

Утворення улоговин екзогенної категорії пов'язано з проявами різноманітних екзогенних процесів, як от наприклад: обвалами, провалом гірських порід, розташованих над підземними порожнинами, діяльністю льодовиків, річок тощо. Найбільше поширені в долинах рік і струмків гребельні улоговини, у яких розташовані озера.

Геологічна діяльність озер. Озерна абразія, чи лімноабразія, пов'язана з рухом води й у першу чергу з вітровими хвилями. Чим крупніше водойма, тим вище хвилі та інтенсивніше руйнування берегів. У відносно невеликих озер з постійним, давно сталим рівнем лімноабразія мінімальна. У проточних озер можливий розмив дна. Уламковий матеріал, що надходить в озеро в результаті руйнування берегів або приноситься ріками (струмками) і тимчасовими потоками, піддається в озері сортуванню за розміром. Він розноситься хвилями і течіями по водоймі, а потім випадає на дно, змішуючись з органічною і хемогенною речовиною, що утворюється в озері.

Осадконакопичення. Основний вид озерної геологічної діяльності полягає в нагромадженні осадків на всій площі озера. В озерах утворюються всі генетичні типи осадків: уламкові (теригенні), органігенні і хемогенні.

Для озерних осадків характерний дрібно-фракційний матеріал з перевагою мулів, зі значною присутністю органігенних (головним чином фітогенних) і хемогенних відкладів. Озерні відклади часто мають добре виражену тонку (1–10 мм) пряму шаруватість, іноді мікрошаруватість, що обумовлено спокійними умовами осадконакопичення. У ряді випадків шари відбивають сезонні зміни складу осадків.



Уламкові відклади. В озерах проточного типу, у дельтових озерах, а також у великих озерах, де абразійна робота значна, уламкові відклади відіграють істотну роль. Уламковий матеріал в озерах добре сортується.

Грубо-уламкові осадки (галька, пісок) відкладаються поблизу гирла ріки чи струмка, утворюючи підводну дельту, а також біля крутих берегів у вигляді вузьких прибережних смуг. Алевритова і глиниста муль розноситься по всій території озера й утворює на дні тонко відмучені добре шаруваті теригенні мули.

Органогенні відклади. Відносно спокійні гідродинамічні умови в озерах і невеликі глибини є гарною передумовою для розвитку органічного світу. Добре розвивається в озері різноманітний рослинний планктон, що часто складається із синьо-зелених, діатомових і інших водоростей.

Уся маса планктону, відмираючи, опускається на дно і, змішуючись з тонкими глинистими частками, утворює на дні шар органічного мулу. За допомогою анаеробних бактерій відбувається бітумінізація мулу, і він перетворюється в сапропель (грецьк. «сапрос» – гнилий, «пелес» – мул). Це масна жирна на дотик драглиста маса бурого кольору. Елементарний склад органічної її частини: CO₂ – 52-60%, H₂ – 6-7%, N₂ – 4,8%.

У процесі діагенезу сапропель перетворюється в сапрокол – породу чорно-коричневого кольору, щільну, легку, з черепашковим зламом. Він відноситься до класу бурого вугілля сапропелевого типу.

Хемогенні відклади. В озерах, у прісноводних умовах, у районах вологого клімату відбувається нагромадження мулів, з яких згодом утворюються лінзи і малопотужні шари вапняків і мергелів. З колоїдних розчинів, принесених річками, що впадають, або підземними водами, на дні озер утворюються залістисті і марганцеві мули. Дуже часто окиси заліза і марганцю в процесі осадження стягуються в сферичні грудочки (від 1мм до 10мм у діаметрі – горошини і бобовини), що можуть утворити на дні суцільний шар. Іноді ці горошини мають концентричну будівлю – озерні ооліти. Вважають, що при осадженні заліза в озерах істотну роль грають бактерії.

В озерах тропічних країн відбувається осадження окису алюмінію з утворенням бобових бокситів – кращої руди для одержання алюмінію. В озерах з аридним кліматом, де випар води великий, можуть осаджуватись: сода (Na₂CO₃·10H₂O), мірабіліт (Na₂SO₄·10H₂O), кам'яна сіль (NaCl), калійна сіль (KCl, MgCl₂) тощо.

Походження і типи боліт. Болотами називаються надлишково зволожені ділянки (найчастіше знижені) суші, що заросли специфічною рослинністю, у яких відбувається процес торфоутворення. Болота на Землі займають великі площі біля 2 млн. км². Вони зустрічаються в областях з вологим гумідним кліматом, де спостерігається високий рівень ґрунтових вод. Усе це створює несприятливі умови для життя рослин.

Геологічна діяльність боліт зводиться переважно до утворення торфу. Торф це органогенна (фітогенна) гірська порода, що складається зі скупчення рослинних залишків, які піддалися неповному розкладанню в болотах при утрудненому доступі кисню повітря. Колір торфу бурий, сірий, чорний. У нормально-вологому стані в болоті торф містить 85–95% води. Вміст мінеральних часток коливається від 2 до 20% до сухої маси торфу.

У болотах у невеликій кількості утворюються болотні залізні руди, складені сидеритом (FeCO₃), які мають горіхоподібну текстуру. При вивітрюванні сидерит може перетворюватися в поклади лімоніту.

Серед болотних відкладів найціннішими корисними копалинами є торф і вугілля.

Викопне вугілля зустрічається у відкладах древніх боліт. Воно утворюється з торфу (гумідне вугілля) і сапропелю (сапропелеве вугілля). Найбільше поширення і значення має перший тип.



Вуглеутворення відбувається на визначеній глибині без доступу кисню повітря в умовах підвищеного тиску, створеного масою порід, що лежать вище, і більш високої температури. При цьому відбувається вуглефікація рослинної клітковини (крохмалю $(C_6H_{10}O_5)_n$) з поступовим збільшенням вмісту вуглецю і зменшенням водню і кисню.

У процесі вуглефікації послідовно утворюються три типи вугілля: буре, кам'яне й антрацитове.

Буре вугілля містить 67 - 78% вуглецю, 5% водню і 17% кисню; кам'яне вугілля 75-97% вуглецю, 2-5% водню і менше 15% кисню; антрацитове вугілля – 92-97% вуглецю, 2-2,7% водню і 2–3% кисню.

Якщо родовища кам'яного вугілля знаходяться в тому ж місці, де відбувалось первинне нагромадження рослинного матеріалу (у болотах, озерах тощо), то такі родовища називаються **автохтонними** лімнічними родовищами.

Але, іноді рослинна маса (стовбури дерев, гілки, листи тощо) переноситься ріками в дельти і мілководні ділянки моря, там вони захоронюються та вуглефікуються, і тоді створюються **алохтонні**, найчастіше приморські родовища.

Вугілля залягає серед осадових порід у вигляді лінз, шарів потужністю від сантиметрів до декількох десятків метрів.

Треба зауважити, що вуглеутворення відбувалося в усі періоди існування Землі, починаючи з девонського. Але більшість родовищ пов'язана з кам'яновугільним, пермським, юрським та палеогеновим періодами.

Геологічна діяльність льодовиків.

Льодовики – природні маси кристалічного льоду, які утворюються на поверхні Землі в результаті нагромадження снігу. Необхідною умовою нагромадження і тривалого збереження потужного снігового покриву, перетвореного в лід, є сполучення низьких температур повітря з великою кількістю твердих опадів. Таке сполучення має місце в холодних країнах високих широт і у верхових частинах гір.

Сучасні льодовики на всіх материках світу займають близько 16,2 млн. км², тобто майже 11% поверхні суходолу. Льодовики також розповсюджені майже у всіх високих гірських спорудах і покривають частини материків і багато островів полярних країн, серед яких найбільш великі покрови льоду розвинуті в Антарктиді і Гренландії.

Під впливом сонячних променів пухкий сніг починає підтаювати з поверхні, окремі сніжинки оплавляються, а вночі при замерзанні приймають форму кристалічних зерен. Частина води, яка звільняється в процесі танення снігу, проникає на глибину снігового покриву і також зумовлює оплавлення сніжинок.

При перетворенні снігу на лід великого значення набуває і процес сублимації, тобто випаровування льоду з наступною кристалізацією утвореної водяної пари. Пружність пари в приповерхневій частині льоду залежить від температури, розмірів та форми кристалів. Над малими за розміром кристалами пружність пари більша, а над великими – менша. Це спричиняє переміщення пари від дрібних кристалів до великих та ріст останніх. **Так поступово пухкий сніг перетворюється в більш компактну масу - фірн.** У процесі нагромадження все нових і нових порцій снігу і перетворення його у фірн збільшується тиск, під впливом якого відбувається його ущільнення й окремі кристалічні зростки змерзаються один з одним. У результаті дії зазначених факторів фірн перетворюється спочатку в білий фірновий лід, а потім у прозорий глетчерний лід, що складає основне тіло льодовика. Отже, загальна спрямованість процесу наступна: **сніг – фірн – глетчерний лід.** При цьому з 10 – 11м³ снігу утворюється близько 1м³ льоду.

Типи льодовиків.

Гірські льодовики. Серед гірських льодовиків по стадії розвитку та особливостям живлення виділяється кілька різновидів. Льодовики альпійського (долинного) типу широко



представлені в Альпах, на Кавказі і на Памірі. Для них характерні чітко виражена область живлення, (фірновий басейн, розташований вище снігової границі, де йде нагромадження снігу і його перетворення в лід) і лінійно витягнуті області стоку.

Гірські долинні льодовики поділяються на прості і складні, або полісинтетичні.

Прості льодовики представляють собою уособлені один від одного льодовики із самостійними областями живлення (фірновими басейнами) і областями стоку.

Складні льодовики складаються з ряду льодовикових потоків, що виходять з різних областей живлення і зливаються один з одним в областях стоку.

Переметні льодовики утворюються в умовах єдиного фірнового басейну на перевальних сідловинах, або шляхом злиття фірнових басейнів різних схилів того самого хребта. У цих випадках із загального фірнового басейну стік здійснюється в різних напрямках, у бік різних схилів хребта.

Карові льодовики утворюються в кріслоподібних поглибленнях, що носять назву карів, врізаних у верхню частину схилів гір. Найчастіше вони розташовуються вище льодовикових цирків на схилах льодовикових долин.

Висячі льодовики розташовані на крутих гірських схилах, виконують відносно неглибокі западини, звідки виходять у вигляді коротких язиків, що висять над обривом і нерідко зриваються вниз, спричиняючи схід лавин.

Материкові або покривні, льодовики.

До цього типу відносяться льодовики, що покривають цілі острови і континенти. Їх характерними рисами є:

- 1) велика потужність льоду;
- 2) відсутність впливу дольодовикового рельєфу на їхнє поширення;
- 3) основне живлення в центральних частинах льодовикових щитів;
- 4) радіальний характер руху льоду до країн льодовикового покриву (на відміну від лінійного в гірських);
- 5) пласкопукла поверхня, яка схожа на щит.

Поширені материкові льодовики в полярних країнах. Класичними прикладами є льодовикові покриви Гренландії й Антарктиди. У західній частині Антарктиди льодовик залягає безпосередньо на дні океану та окремих островах морів Росса і Ведделла, утворюючи таким чином так званий шельфовий льодовик.

Періодично від шельфових льодовиків відколюються великі брили криги, які називаються айсбергами. Розміри таких брил досягають декількох кілометрів у довжину, а висота сягає 200 і більше метрів.

До проміжних льодовиків відносяться *плоскогірні і передгірні льодовики.*

Плоскогірні льодовики пов'язані з вирівняними поверхнями древніх гір, у значній мірі знівельованих. Льодовики покривають їх суцільним покривом на просторах у сотні квадратних кілометрів. Такі льодовики поширені на Скандинавському півострові і через те називаються льодовиками скандинавського типу. Просуваючись від центра до периферії, плоскогірні льодовики спускаються короткими язиками в долини.

Передгірні льодовики формуються переважно в приполярних районах в умовах високогірного рельєфу і рясного живлення фірнових басейнів (льодовики Аляски - Колумбія, Гранд-Плато, Маласпіно). Долинні глетчери виходять за межі гір і в передгір'ях віялоподібно розтікаються, приймаючи форму, що нагадує річкові дельти. Ці розширені кінці долинних льодовиків, зливаючись один з одним, утворюють уздовж підніжжя гір суцільний крижаний покрив – передгірний льодовик.

Режим льодовиків.

Під режимом льодовиків розуміється:

- 1) живлення (кількість опадів, що випадають в області фірнового басейну);



2) рух чи стік льодовика;

3) зменшення маси льодовика в результаті абляції – танення, випару і механічної руйнації (лат. «абляціо» – віднімаю, знос).

Рух льодовиків. Знаходячись під великим тиском лід набуває пластичних властивостей і починає переміщатися. У русі льодовиків істотне значення грає і сила тяжіння (гравітаційний фактор).

Руйнівний вплив льодовиків на породи підлідного ложа називають *екзарацією* (лат. «екзараціо» – виорювання). Льодовики під час руху чинить величезний тиск на породи ложа, руйнуючи їх на окремі уламки. Такі уламки, що вмерзають в придонні частини льодовиків, підсилюють його руйнуючу дію. У результаті на поверхні скельних порід виникають подряпини, борозни, які називаються льодовиковими шрамами.

На виступах скельних порід виникають своєрідні подовжені й округлені форми – *баранячі лоби*. У подовжньому напрямку вони асиметричні; схил, звернений назустріч руху льодовика – положистий, відполірований, вкритий штрихуванням, а протилежний схил – крутий. Сполучення таких форм утворює ряд згладжених асиметричних виступів і поглиблень, які називаються *кучерявими скелями*. Під час руху льодовики місцями зривають великі виступи брил гірських порід і переносять їх на великі відстані. Уламковий матеріал, захоплений льодовиками, подрібнюється, стирається, покривається штрихами і подряпинами. Такі подряпані та згладжені уламки гірських порід називаються *льодовиковими валунами*.

У гірських районах з діяльністю льодовиків пов'язане утворення специфічних форм рельєфу, до числа яких відносяться *кари*, (описані вище) *льодовикові цирки* і *льодовикові долини* або трого.

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

Весь цей уламковий матеріал, захоплений льодовиком, перенесений ним і при сприятливих умовах відкладений, називається *мореною*. Льодовикові морени поділяються на рухомі та відкладені. Серед рухомих морен, залежно від їх положення в тілі льодовика, розрізняють: бічні, серединні, внутрішні, донні та поверхневі морени.

Морени легко розпізнаються серед інших геологічних відкладів, складених уламковим матеріалом. Особливістю їх будови є найрізноманітніший уламковий матеріал – тонкі глини, суглинки, глинисті піски, гравій та валуни.

Співвідношення між складовими компонентами морен може бути різним. Воно залежить від багатьох факторів: від розташування морени в тілі льодовика, інтенсивності надходження уламкового матеріалу, складу порід підкрижаного ложа, довжини пройденого льодовиком шляху та його потужності. Місцями в морені переважають глини або суглинки, які містять окремі, більш крупні, уламки – гравій, щебінку, валуни. Іноді морени складені сумішшю грубоуламкового матеріалу різної зернистості та глин.

Зв'язок зледеніння з тектонічними рухами, що змінюють рельєф і співвідношення площ материків і океанів, може бути встановлений і для четвертинного, і для більш древніх зледеніння. Кожне з них збігається з інтенсивними тектонічними рухами, горотворенням, відступом морських басейнів і значним збільшенням площі суші. Так, кайнозойське зледеніння співпадає з альпійським циклом тектогенезу, пізньопалеозойське (кам'яновугільно-пермське) – з герцинським етапом складчастості і горотворення, пізньоордовицько-силурійське – з каледонським, пізньопротерозойське – з байкальським. З зазначеними етапами геологічної історії пов'язані і переломні моменти в розвитку органічного життя – зміна складу фауни і флори. Такий збіг не може бути випадковим, а представляє закономірне явище.



Тема № 3

Геологічна діяльність підземних вод

План лекції

1. Геологічна діяльність підземних вод.
2. Залягання та рух ґрунтових вод у вододільному масиві.

Література:

1. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.
2. Байсарович І.М., Коржнев М.М., Шестоपालов В.М. Базові поняття екологічної геології/. – Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії». – 2008. – 124 с.

Зміст лекції

До підземних вод відносяться всі природні води, які знаходяться в рухомому стані нижче поверхні Землі. Вони безпосередньо пов'язані з водою атмосфери та водами океанів, морів, озер і рік. В природних умовах відбувається безперервна взаємодія цих вод, що обумовлює так званий гідрологічний кругообіг.

Умовно кругообіг починається з випаровування води на поверхні океанів, морів і надходження вологи в атмосферу. Частина водяної пари, яка збирається над океанами, конденсується та випадає у вигляді атмосферних опадів над самими океанами, формуючи таким чином так званий малий кругообіг води в природі. Разом з тим, відбувається водообмін між океанами та суходолом, коли значна частина вологи з океану переноситься повітряними течіями на материки, де за сприятливих умов вона конденсується і потрапляє на поверхню у вигляді атмосферних опадів. Так відбувається формування великого кругообігу, при якому більша частина опадів, що випадають на материках, стікаючи по поверхні і через ріки знову попадає в океан.

Друга частина опадів просочується у гірські породи і поповнює підземні води, утворюючи підземний стік, а частина знову випаровується в атмосферу. Виходячи із зазначеного можна зробити висновок, що атмосферні опади, які випадають на поверхню Землі розподіляються за наступною схемою: випаровування, поверхневий стік, просочування (інфільтрація) і підземний стік.

Види води в гірських породах

1. **Вода у вигляді пари** (пароподібна) міститься в повітрі, що займає вільні від рідкої води пори і тріщини в гірських породах.
2. **Вода у твердому стані** у виді кристаликів, прошарків і лінз льоду може утворитися при сезонному промерзанні водонасичених гірських порід.
3. **Гігроскопічна вода** утворюється шляхом адсорбції (лат. сорбціо» – поглинання) молекул пароподібної води на поверхні мінеральних часток гірських порід. Гігроскопічна вода здебільшого властива тонкодисперсним породам – суглинкам і глинам. Ця вода не може стікати з поверхні мінеральних часток.
4. **Плівкова вода** розташовується на поверхні часток породи поверх гігроскопічної. Вона утворює більш товсту плівку з декількох шарів молекул і утримується молекулярними силами. Ця вода може переміщуватися від більш товстої плівки до більш тонкої.
5. **Кристалізаційна (хімічно зв'язана) вода** входить до складу ряду мінералів і бере участь у їхніх кристалічних ґратках. Як приклад можна навести гіпс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (містить 20,9% води від своєї маси). Перераховані типи води є зв'язаними з частками гірських порід, вони не здатні рухатися, на відміну від двох наступних типів вільної води.
6. **Капілярна вода** заповнює частково або повністю тонкі пори та тріщини і утримується в них за рахунок сил поверхневого натягування. Ця вода піднімається по тонких капілярах



знизу догори від рівня дзеркала підземних вод. Висота капілярного піднімання залежить від розмірів пор. Чим менші пори, тим вища висота водного стовпа. В суглинках вона може досягати 2 метрів і більше, а в грубозернистих пісках не перевищує декількох сантиметрів.

7. Гравітаційна вода (крапельно-рідка) здатна вільно переміщатися порами, тріщинами та іншими порожнинами у гірських породах під впливом сили ваги або гідродинамічного тиску.

Гідрогеологічні властивості гірських порід.

Підземні води розподіляються у верхній частині земної кори закономірно. Частина, яка безпосередньо прилягає до поверхні називається *зоною аерації*, вона пов'язана з атмосферою. В цій частині вода може знаходитися як в рідкому (капілярна та крапельно-рідка вода), так і пароподібному стані. Якщо температури негативні, то вода може бути і у формі льоду.

Нижче залягає зона повного насичення. В ньому вода поширена переважно у рідкому стані. В цій зоні всі пори заповнені крапельно-рідкою водою і тут утворюються водоносні горизонти.

Водопроникність гірських порід. Об'єми води, які містяться в гірських породах, залежать від їхніх водоколекторських властивостей, а останні, в свою чергу, визначаються пористістю та тріщинуватістю самих порід. За ступенем водопроникності всі гірські породи підрозділяються на три групи:

- 1) водопроникні – піски, гравій, галечники, тріщинуваті піщаники, конгломерати й інші скельні породи, тріщинуваті і закарстовані вапняки та доломіти.
- 2) слабопроникні – супіски, легкі суглинки, лес, торф, що не розклався тощо.
- 3) відносно водонепроникні чи водоупори – глини, важкі суглинки, торф, що розклався, нетріщинуваті масивні кристалічні і міцно зцементовані осадові породи.

Водопроникність пухких, зернистих порід (пісок, гравій, галечник) залежить від розміру зерен та характеру їх розташування. У цих породах вода рухається порами між окремими зернами. Чим крупніше зерна, що складають породу, тим більше її водопроникність (чисті галечники, великий гравій зі значними порами між окремими частками породи). При зменшенні розмірів зерен зменшуються розміри пор, а отже, і їхня водопроникність.

У природних умовах у більшості випадків пухкі уламкові породи складені різнозернистим матеріалом – гравійно-гальковим, піщано-гравійним, пісками різної зернистості тощо, що позначається на ступені водопроникності порід.

Водопроникність тріщинуватих порід залежить від розміру і характеру тріщин, а в розчинних породах і від ступеня їх закарстованості (наявності печер та інших карстових порожнин).

Якщо підземні води рухаються порами у пухких гірських породах, вони називаються поровими, тріщинами - тріщинними, тріщинами і карстовими каналами - тріщинно-карстовими, або просто карстовими.

Походження підземних вод.

За походженню виділяють кілька типів підземних вод:

1. Інфільтраційні підземні води. Утворюються в результаті просочування (інфільтрації) у водопроникні гірські породи атмосферних опадів.

2. Конденсаційні підземні води. У деяких кліматичних зонах, наприклад у пустелях, де у формуванні підземних вод провідну роль грає конденсація водяної пари повітря в порах і тріщинах гірських порід. Потрапляючи в область більш низьких температур (наприклад в приповерхневу частину в нічний період), у ґрунті та гірських породах водяна пара починає конденсуватися і переходити в рідкий стан.

3. Седиментогенні підземні води (лат. «седиментум» – осадок). Це води морського походження. Вони утворилися одночасно з накопиченням морських осадків. Як правило, це – сильно мінералізовані води.



4. Ювенільні підземні води (лат. «ювеніліс» – юний), або магматогенні. Ці води могли утворитися з пари, що виділяється з магми при її застиганні. Піднімаючись глибокими тектонічними тріщинами і розломами, водяна пара потрапляє в області з більш низькими температурами. В цих умовах вона конденсується і переходить у крапельно-рідкий стан, створюючи особливий генетичний тип підземних вод.

5. Відроджені, або дегідратаційні води утворюються в результаті виділення з мінеральних мас, які містять кристалізаційну воду. Такий процес переходу із зв'язаного стану у вільний (при дегідратації гіпсу і його переході в ангідрит тощо) можливий при підвищених температурах і тисках.

У ряді випадків відбувається зміщення вод різного генезису.

Типи підземних вод.

За умовами залягання і гідравлічними ознаками підземні води верхньої зони земної кори поділяються на:

- 1) безнапірні (з вільною поверхнею);
- 2) напірні або артезіанські.

Безнапірні води можуть бути трьох типів: верховодка, ґрунтові води і міжпластові води.

Верховодка утворюється в межах зони аерації на порівняно невеликій глибині від поверхні Землі в результаті інфільтрації атмосферних опадів. Характеризуються обмеженим поширенням, відсутністю регіонального водотриву та періодичністю існування. Власне кажучи, це тимчасове скупчення води на окремих лінзах водопроникних порід серед водонепроникних. Такі скупчення води поширені, як правило, обмежено. Потужність шарів верховодки коливається зазвичай від 0,5 до 2-3 м, рідко більше і її рівень залежить від кліматичних умов та їх змін. Враховуючи, що води верховодки належать до інфільтраційних, найбільшої потужності вони досягають весною та осінню, в період максимального випадіння атмосферних опадів. При незначній кількості останніх верховодка може зникати зовсім.

Ґрунтові води мають широке розповсюдження. Вони пов'язані з першим від поверхні водопроникним шаром, розташованим на першому від поверхні водонепроникному шарі. Вони можуть накопичуватися як у пухких пористих, так і тріщинуватих твердих гірських породах. Відсутність водостійкої покрівлі сприяє їхньому живленню на всій площі поширення, тобто область живлення ґрунтових вод співпадає з областю їх поширення. Елементами горизонтів ґрунтових вод є дзеркало (поверхня) ґрунтових вод і водотривке ложе. Порода, насичена водою, називається водоносним горизонтом, або шаром.

Дзеркало ґрунтових вод повторює в згладженому вигляді рельєф поверхні і має чітко виражений нахил у бік знижених місць. Це пояснюється тим, що підземні води знаходяться в постійному русі. Підкоряючись силі ваги, вони рухаються у вигляді ґрунтового потоку в напрямку ярів, рік, озер, морів та інших знижень рельєфу, де відбувається їхнє розвантаження у виді джерел.

Режим ґрунтових вод. Рівень, кількість і якість ґрунтових вод з часом міняються в залежності від кліматичних умов і особливо кількості атмосферних опадів. У багатоводні роки, коли випадає велика кількість атмосферних опадів, рівень ґрунтових вод підвищується, у маловодні роки - знижується. Разом з коливанням рівня ґрунтових вод змінюються дебіт джерел (тобто витрата води на одиницю часу) і в якійсь мірі хімічний склад води.

Міжпластові безнапірні води відрізняються від ґрунтових тим, що знаходяться між двома водотривкими шарами. Води заповнюють порожнини водоносного шару рухаються під дією сили ваги і виходять у виді джерел на берегових схилах ярів і рік.

Напірні, чи артезіанські, міжпластові води. Назва походить від провінції Артезія у Франції, де ще в XII ст. пробурили свердловину, з водою, яка сама вилиталась.

Вони залягають між двома водотривкими верствами гірських порід нижче від базису ерозії. Найсприятливішими для формування напірних вод є різноманітні прогини та западини в



земній корі, а також райони з моноклінальним залягання гірських порід. У першому випадку водоносні верстви прогнуті у вигляді мульди і областю живлення підземних вод є ділянки виходу на поверхню водоносного шару. Атмосферні опади, які проникають у водопроникні верстви шляхом інфільтрації та рухаються до середньої частини мульди, заповнюють весь водоносний шар, знаходячись під впливом гідростатичного тиску. Якщо викопати колодязь або пробурити свердловину до водоносної верстви, підземна вода, яка знаходиться під тиском, після її розкриття підніметься на певну висоту. Величина останньої залежить від висоти розташування області живлення по відношенню до рівня розкриття водоносного шару, а напірний рівень, тобто рівень, який визначає висоту, на яку піднялася вода в даному місці і вище якого вона вже піднятися не зможе, називається п'єзометричним рівнем. Він характеризується абсолютною відміткою, тобто висотою відносно рівня моря.

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

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

Область живлення напірних вод є площа виходу на денну поверхню водоносного шару, що розташовується на найвищих гіпсометричних рівнях. Атмосферні опади, надходячи на такі площі у водопроникні шари, рухаються по ухилу водопроникних шарів до центральних частин басейнів, заповнюючи весь водоносний шар і здобуваючи гідростатичний напір.

Областю розвантаження, або дренажування, називають ділянки виходів напірних підземних вод на поверхню, що відрізняються більш низьким гіпсометричним положенням у порівнянні з областю живлення.

Область напору – це основна площа поширення артезіанських вод, розташована між областями живлення і розвантаження.

Артезіанські басейни.

Під артезіанським басейном розуміється площа поширення напірних водоносних горизонтів, пов'язаних з визначеними геологічними структурами (западинами, прогинами). Прикладом може служити Дніпровсько-Донецький (Північно-Український) артезіанський басейн, приурочений до великої западини, витягнутої в західно-північнозахідному напрямку. У центральній частині западини спостерігається кілька напірних водоносних горизонтів у юрських, крейдових і палеогенових відкладах. Область живлення їх розташовується на піднятих північній і північно-східній окраїнах басейну, а область розвантаження – у долині Дніпра, де існують сприятливі умови для дренажування підземних вод та їх водообміну (за 7-10 тис. років). Тому води мають гарні властивості і використовуються для водопостачання великих міст України.

(місто Київ, споживає воду з двох водоносних горизонтів, областю дренажування яких є долина Дніпра: - перший водоносний горизонт знаходиться у четвертинних відкладах, залягає на водотривких глинах неогену, на глибині біля 15м; - другий належить до пісків харківської світи палеогену і залягає на суглинках обухівської світи, глибина якого біля 35-40м).

Вивчення джерел підземних вод та спостереження за їх режимом (змінюю дебіту і якості води в часі) має велике значення, так як дозволяє судити про баланс підземних вод на певній



ділянці земної поверхні. Баланс залежить від притоку води у водоносний горизонт, тобто від інтенсивності живлення останнього та від витрат води.

Приток води здійснюється наступними шляхами:

- 1) інфільтрації атмосферних опадів;
- 2) конденсації пари та проникнення конденсаційної води на глибину;
- 3) просочування води рік та поверхневих водоймищ у водоносні горизонти;
- 4) надходження седиментогенних вод в глибокі артезіанські горизонти.

Витрати води відбуваються через:

- 1) вихід води на поверхню землі, що призводить до виникнення джерел;
- 2) підземне живлення відкритих водоймищ та рік;
- 3) випаровування води, яка піднімається по капілярах до поверхні;
- 4) випаровування через транспірацію, тобто через фізіологічний процес випаровування води рослинами;
- 5) штучний видобуток води людиною.

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

Особливе місце серед підземних вод посідають мінеральні води, до яких відносяться води з властивостями, що мають активний вплив на організм людини і використовуються з лікувальною метою. Вони можуть бути різними за температурою, мінералізацією та вмістом лікувальних хімічних компонентів. За температурою поділяються від холодних (температура менше 20⁰С) до гідротермальних, температура яких вище за 42⁰С.

Найбільше добре відомі такі типи мінеральних вод:

1. Вуглекислі мінеральні води. До них відносяться холодні нарзани Кисловодська, води Боржомі в Грузії і Віші у Франції; гарячі вуглекислі джерела, що виходять із тріщин гранітних масивів у Карлових Варах у Чехії.

2. Сірководневі (сульфідні) мінеральні води, лікувальні властивості яких визначаються наявністю в достатній кількості вільного сірководню. Значна частина сірководневих вод формується у відновній обстановці. Метанові і сірководневі води, зв'язані з бітумінозними і нафтоносними відкладами, що формуються в глибоких частинах артезіанських басейнів (приклад – Нафтуса, Карпати).

3. Формування радіоактивних мінеральних вод пов'язано головним чином з кислими інтрузивними магматичними гірськими породами. Найбільш поширені радонові води з підвищеним змістом еманції радію – радону. Радонові води широко використовуються на курортах Хмільник, Цхалтубо на Кавказі, Білокуриха на Алтаї та інші.

Термальні води. Часто глибинні підземні води, розташовані на великій глибині мають підвищені температури за рахунок термічного градієнту Землі. В тектонічно-активних та вулканічних областях глибина залягання термальних вод підвищується. Як приклад термальних вод можна назвати термальні води зі свердловин, пробуреної в районі Кривого Рогу. Під Парижем знаходиться підземно озеро з гарячою водою на глибині 1800 м. Зараз багато будинків опалюється цими термальними водами.



Тема № 4

Розвиток зсувів та карстоутворення на території України

План лекції

1. Поширення зсувів на території України.
2. Форми рельєфу, що утворюються внаслідок карстових процесів.

Література:

1. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.
2. Байсарович І.М., Коржнев М.М., Шестопапов В.М. Базові поняття екологічної геології/. – Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії». – 2008. – 124 с.

Зміст лекції

Зсуви. Одне з найбезпечніших і дуже поширених природних явищ. Зсуви властиві західним областям України, узбережжю Чорного та Азовського морів. Вони проявляються на порівняно невеликій площі, проте мають значні негативні наслідки, внаслідок здатності до швидкоплинних деформацій та руйнувань локальних та лінійних інженерно-господарських об'єктів. Активізація зсувів в багатьох регіонах України має руйнівний характер і завдає значні соціально-економічні та екологічні збитки.

Значне поширення зсувів на території України визначається її геологічною будовою та геоморфологічними умовами, які зумовлюють можливість виникнення, просторове розміщення та інтенсивність розвитку цих небезпечних геологічних процесів.

Активізація зсувів на зсувонебезпечних територіях відбувається під дією природних та антропогенних факторів. Головними природними факторами є: метеорологічні, гідрологічні, гідрогеологічні, сейсмічні тощо.

Господарська діяльність на зсувонебезпечних територіях може зменшувати або збільшувати активність зсувів. Вплив господарської діяльності на розвиток та активізацію зсувів пов'язаний з додатковим навантаженням та підрізкою схилів під час будівельних та гірничо-видобувних робіт, створенням динамічних навантажень на схили, додатковим обводненням зсувонебезпечних територій, спричиненим надмірним зрошенням, підпором рівнів ґрунтових вод водосховищами та іншими водоймами, витокami води із споруд та комунікацій тощо.

Часто саме розміщення інженерних об'єктів на схилах чи поблизу них є провокуючим чинником, який веде до порушення рівноваги в масиві породи. У межах розміщення лінійних об'єктів виникнення зсувних процесів може також провокуватися вібрацією від роботи транспорту.

Зсуви – це зміщення вниз по укосу під дією сил тяжіння великих ґрунтових мас, що формують схили гір, річок, озерних та морських терас. Зсуви можуть бути викликані як природними, так і штучними (антропогенними) причинами.

До природних чинників відносяться:

- збільшення крутизни схилів;
- підмив їх основи морською чи річковою водою;
- сейсмічні поштовхи.

Штучними причинами утворення зсувів є:

- руйнування схилів дорожніми канавами;
- надмірним виносом ґрунту;
- вирубка лісів;
- неправильним вибором агротехніки для сільськогосподарських угідь на схилах.

Згідно з міжнародною статистикою, до 80% сучасних зсувів викликані діяльністю людини.



Зсуви формуються переважно на ділянках зволжених водостійкими та водоносними ґрунтами, коли сила тяжіння накопичених на схилах продуктів руйнування гірських порід, переважно в умовах зволоження, перевищує сили зчеплення ґрунтів.

Виникають зсуви при крутизні схилу 10° і більше. На глиняних ґрунтах при надмірному зволоженні вони можуть виникати і при крутизні схилу $5-7^\circ$.

За глибиною залягання зсуви бувають:

- поверхневі (1 м);
- мілкі (5 м);
- глибокі (до 20 м);
- дуже глибокі (понад 20 м).

За типом матеріалу:

- кам'яні (граніт, гнейс);
- ґрунтові (пісок, глина, гравій).

За потужністю:

- малі (до $10 \cdot 10^2$ тис.м²);
- великі (до $1 \cdot 10^6$ м²);
- дуже великі (понад $1 \cdot 10^6$ м²).

Зсуви можуть бути активними і неактивними. На активність впливає гірська порода схилу, що складає основу зсуву, а також наявність вологи.

Швидкість зсуву складає від 0,06 м/рік до 3 м/с.

За даними Державної геологічної служби, на території України найбільшого поширення зсувонебезпечні процеси набули у АР Крим, Вінницькій, Дніпропетровській, Донецькій, Закарпатській, Запорізькій, Івано-Франківській, Луганській, Львівській, Миколаївській, Одеській, Полтавській, Сумській, Тернопільській, Харківській, Хмельницькій, Черкаській, Чернівецькій областях, що створює постійну загрозу виникнення надзвичайних ситуацій.

Переважна більшість зсувонебезпечних ділянок з катастрофічним та значним проявом процесу зосереджена в гірських районах (Карпати і Крим). Найбільше поширення значних за розмірами зсувів характерне для Карпатського регіону, майже в усіх адміністративних областях відмічається наявність ділянок сучасної активізації зсувного процесу.

Значною мірою зсувами охоплені береги каскаду Дніпровських водосховищ.

На території м. Києва розповсюджені двоярусні складні зсуви, які мають відносно незначну площу прояву, проте відзначаються значними негативними наслідками.

Близько 40% активізації процесу в цій зоні викликана техногенними чинниками. Активізація зсувів постійно відмічається на правому схилі Сирецької балки у вигляді локальних зміщень. В напруженому стані знаходяться дніпровські схили на Подільській (вул. Боричів Тік) і Центральній дільниці (Паркова дорога).

Найбільшу небезпеку становлять зсуви, які відбуваються на забудованих територіях, які можуть виникати миттєво і є важко прогнозованими.

Під карстом розуміють процес розчинення, вилуговування та розмиву тріщинуватих розчинних гірських порід підземними і поверхневими водами.

З карстом пов'язане утворення специфічних карстових форм рельєфу на поверхні Землі і різних порожнин, каналів і печер у глибині. Основні умови розвитку карсту:

- 1) тріщинуватість розчинних гірських порід, що забезпечує їхню водопроникність;
- 2) рух води по тріщинах;
- 3) розчинна здатність води.

Різні солі, що містяться в природних водах, і газові компоненти істотно впливають на розчинність гірських порід. Вода, насичена вуглекислотою (до 1г/л), розчиняє вапняки в 5-6



разів інтенсивніше, чим хімічно чиста вода. Присутність у підземних водах NaCl підвищує розчинність гіпсу в 2,5 - 3,5 рази.

До розчинних гірських порід відносяться вапняки, доломіти, крейда, гіпс і солі (галіт та інші). У залежності від складу розчинних порід розрізняють карст карбонатний, гіпсовий і соляний (галоге́нний).

Легше всього розчинні солі, а потім гіпс, але ці породи поширені менше. Більш широко розвинений і найбільш вивчений карст у карбонатних породах – вапняках і доломітах. Карст у карбонатних породах яскраво проявлений у межах молодих гірських споруд Середземномор'я, де на поверхню на величезних площах виходять вапняки. Типовий карстовий ландшафт в Україні добре виражений у межах Головної гряди Кримських гір (Кримська Яйла). Розрізняють **відкритий**, або голий, карст, коли розчинні породи виходять на поверхню, і покритий, або **закритий**, коли вони перекриті зверху нерозчинними породами.

Поверхневі карстові форми.

Кари утворюються на поверхні відкритих розчинних порід. Вони являють собою поглиблення, що нагадують глибокі борозни, невеликі канавки, щілини, діри глибиною від декількох сантиметрів до 1–2 м.

Їх походження пов'язане з впливом атмосферних опадів і талих снігових вод. Основну роль грає тут вилуговування, але на крутих схилах має місце також ерозія стікаючими поверхневими водними струменями.

Понори - вертикальні і нахилені глибокі отвори щілино- або колодязеподібної форми, що поглинають поверхневу воду і відводять її в глибину карстового масиву. Їх можна розглядати як прояв наступної стадії розвитку карсту після кароутворення, коли відбувається розробка тріщин.

Карстові ніші різних розмірів часто спостерігаються на виходах розчинних гірських порід на крутих схилах. Вони утворюються при розчиненні порід атмосферними опадами (дошовими і сніговими водами), що стікають у великій кількості по оголеному схилу, або в результаті вилуговування підземними водами.

Улоговини і поля - це великі замкнуті зниження в розчинних гірських породах, головним чином у гірських областях. Для них характерні круті схили висотою в десятки, а іноді і сотні метрів, відносно вирівняне дно, у межах якого місцями спостерігаються водовбирні лійки з понорами. До таких форм відноситься, наприклад, улоговина Бештекне у верхнеюрських вапняках Криму.

Карстові колодязі, шахти і провали. Колодязі і шахти – це вертикальні або похилі карстові форми, що ідуть у глибину на десятки і сотні метрів. Вони є як би перехідними формами від поверхневих до підземних карстових форм. Їхнє утворення пов'язане з подальшим розширенням і поглибленням тріщин і понорів шляхом розчинення і розмиву водами. *(Своєрідні вертикальні форми поверхневого карсту відомі в Китаї і Сибіру. В умовах сильних злив та тривалих дощів вапнякові плато починають розчинятися вздовж вертикальних тріщин, утворюючи гострі вапнякові піки з вертикальними борознами, по яким стікає вода, або так званий башовий карст, що проявляється в ландшафті, у вигляді крутих башт чи пагорбів з крутими схилами.)*

Підземні карстові форми.

Карстові печери і канали. Пильну увагу дослідників привертають печери - найбільші підземні карстові форми, широко розвинуті як в горах так і на рівнинах.

Печери являють собою систему горизонтальних і нахилених каналів, з'єднаних вузькими ходами. Далі вони переходять то у величезні зали, гроти або у вузькі, ледь прохідні щілини. У багатьох печерах протікають підземні струмки, ріки а місцями знаходяться озера.

Поверховість карстових печер. В сильно закарстованих районах, можна спостерігати кілька поверхів печер. Їх висотне розташування тією чи іншою мірою погоджується з



надзаплавними терасами рік, що відповідають певним ерозійно-аккумулятивним циклам в розвитку річкових долин.

У цих умовах тріщинно-карстові підземні води, що рухаються до ріки (області розвантаження), встигають виробити карстову печеру і підруслові канали. Зниження рівня води в річці (внаслідок опускання базису або підняття суші) викликає і зниження рівня підземних вод до встановлення нової рівноваги (ріка – підземні води). Стара печера виявиться осушеною, а нова буде формуватися нижче, відповідно до нового положення рівня води в річці.

Відклади карстових печер.

1. Хемогенні:

- кристалічні утворення, друзи, щітки тощо;
- широкий розвиток у вапнякових печерах мають натічні утворення.

Вода, що просочується зверху по тріщинах скрізь карбонатні породи, містить багато розчиненого вуглекислого газу. Це значно збільшує її розчинну здатність. Розчиняючи по шляху свого руху вапняки (у зоні аерації), вона насичується вуглекислим кальцієм у вигляді бікарбонату:



Коли така вода просочується зі стелі стінок печери, вона виділяє частину вуглекислоти. У результаті порушується зазначена рівновага і реакція зрушується вліво. Бікарбонат $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ переходить у карбонат кальцію (CaCO_3), що частково випадає в осад у момент, коли води знаходяться ще на стелі печери. Так із крапель води, що просочується зі стелі печер, наростають донизу натічні утворення у вигляді корок, бурульок, які називають сталактитами. У ряді печер можна спостерігати різні, дивної краси сталактити.

Одночасно падаючи на підлогу печери краплі води виділяють залишки карбонату кальцію, у результаті знизу ростуть також натічні утворення у виді колон, труб, конусів і інших форм, які називаються *сталагмітами*. Іноді сталактити і сталагміти зливаються один з одним у єдині колони - *сталагмати*.

Можна в невеличких печерних водоймах побачити натічні утворення під назвою печерних перлин.

Крім зазначених вище хемогенних утворень на дні печер спостерігаються інші генетичні типи відкладів:

2) залишкові утворення: *терра-росса* (червона земля) – червоноколірні глинисті відкладів, збагачені гідроокисами заліза й алюмінію, що представляють собою нерозчинні залишки карбонатних порід (зустрічаються також у багатьох карстових лійках);

3) відклади печерних рік;

4) відклади печерних озер;

5) обвальні нагромадження – продукти обвалу склепінь печер.

Карстові форми в нерозчинних гірських породах, що покривають закарстовані розчинні породи.

Карстово-суфозійні провальні лійки – найбільш розповсюджені форми в області розвитку покритого типу карсту. Їх формування спочатку зв'язане із суфозією (лат. «суфозію» – підкопування) – виносом матеріалу нерозчинних покривних відкладів у карстові порожнини в розчинних породах, які залягають нижче.

Практичне значення вивчення карсту.

У районах розвитку розчинних гірських порід необхідно ретельно вивчати як поверхневі, так і підземні карстові форми. Недооцінка цього може призводити до катастрофічних явищ. Відомі:

1) осідання і провали житлових будинків над підземними порожнинами;

2) деформації залізничного полотна, що вимагало в окремих випадках переносу деяких ділянок доріг; 3) значний витік води з водоймищ.

Тема № 5

Визначення осадових гірських порід

План лекції

1. Класифікація і характеристика головних типів осадових гірських порід.
2. Склад осадових порід.
3. Будова осадових порід.
4. Чинники утворення гірських порід.

Література:

1. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.
2. Байсарович І.М., Коржнев М.М., Шестоपालов В.М. Базові поняття екологічної геології / . – Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії». – 2008. – 124 с.
3. Методичні вказівки до виконання практичних робіт з вивчення мінералів та гірських порід з дисципліни «Геологія з основами геоморфології» для студентів першого (бакалаврського) рівня вищої освіти зі спеціальності 101 «Екологія» денної і заочної форми навчання. Укладач: Пікареня Д.С. – Кам'янське: ДДТУ, 2016. – 34 с.

Зміст лекції

Основними діагностичними ознаками під час вивчення порід є їх структурно-текстурні особливості і речовинний склад.

Під **структурою** гірської породи розуміється форма, розмір мінералів, уламків або органічних залишків, з яких вона складається, а також ступінь кристалічності породи. Наприклад – повнокристалічна, аморфна або оолітова структури.

Текстура породи – це особливості просторового і взаємного розташування в ній мінералів, уламків і інших складових породи. Наприклад – масивна, шарувата, плямиста текстури.

Речовинний склад гірських порід. Складовими частинами гірських порід можуть бути: зерна мінералів, нерозкристалізована речовина магми (вулканічне скло), уламки раніше існуючих порід та мінеральна речовина різного складу, що їх цементує, органічні рештки тваринного й рослинного походження, космічний пил та метеорити. Проте, головною складовою гірських порід є мінерали.





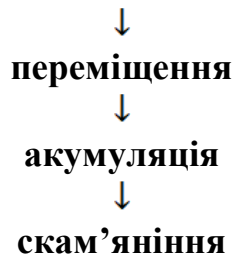
Осадові породи утворюються різними способами:

- в результаті накопичення уламків порід, залишків рослин і тварин;
- шляхом випадіння в осад солей та інших хімічних сполук;
- сумісним проявом указаних процесів, зокрема за участю процесів утворення продуктів вулканічних вивержень;
- внаслідок дії на магматичні і метаморфічні породи екзогенних геологічних процесів: вивітрювання, осадоутворення і діагенезу.

Залежно від способу утворення і складу осадові породи поділяються на **уламкові, глинисті, хімічні (хемогенні), органічні (органогенні), змішані, вулканогенно-осадові**. Мінеральні осади, з яких формуються осадові породи, накопичуються шарами і нашаруваннями різної потужності. Тому загальною ознакою осадових утворень є їх шарувата макро- і мікροструктура.

Осадові породи формуються в декілька стадій:

утворення осадового матеріалу



Осадові породи утворюються з продуктів руйнування гірських порід, які існували раніше, решток відмерлих організмів і продуктів їх життєдіяльності на дні водних басейнів або на суходолі. Осадові породи можуть залишатися на місці свого утворення або переноситися на інші місця різними транспортувальними агентами (водою, вітром, льодом, під дією сили гравітації тощо).

Фізичні властивості осадових гірських порід

Залежно від місця утворення осадові гірські породи бувають двох фацій: морської і континентальної. За внутрішньою будовою осадові гірські породи поділяють на: кристалічні, аморфні, приховано кристалічні.

Структура.

Структура осадових гірських порід визначається:

- *генетичним типом порід* (уламкова, глиниста, зерниста, біогенна);
- *розміром уламків* (великоуламкові: - діаметр часточок понад 2 мм, піщані: - часточки розміром 2,0 – 0,05 мм, пилуваті: - часточки розміром 0,05 – 0,005 мм, глинисті: - часточки розміром < 0,005 мм);
- *формою і ступенем обкоченості уламків* (обкатана і не обкатана);
- *формою зерен* (зерниста (рівномірно - і нерівномірно зерниста), ідіоморфна — коли зерна породи утворені зернами правильної форми (кам'яна сіль), алотріоморфна — більшість зерен неправильної форми (гіпс, кальцит); оолітова — зерна заокруглені (вапняки); голчаста; волокниста; детритусова — рештки рослин і скелетів тваринних організмів (характерна для органічних порід)).

Текстура.



За ступенем цементації текстуру осадових порід поділяють на пухку і зцементовану. Текстура осадових гірських порід буває:

- масивна;
- безладна - часточки розташовані не орієнтовано (піски);
- смугаста - чергуються смуги різного складу, її поділяють на горизонтальну - за відкладання осадів у спокійних умовах; під наклоном - за відкладання осадів повітряними і водними течіями;
- плейчата (хвиляста) - зім'яття осаду внаслідок зміни об'єму (перехід ангідриту в гіпс);
- пориста - виникає внаслідок розчинення, вилуження окремих компонентів;
- волокниста (гіпс);
- радіальна (сидерит);
- натічна (у сталактитах).

Колір.

Колір осадових гірських порід залежить від кольору мінералів, що входять до їх складу. Порооди, які складаються з кварцу, каолініту, кальциту, доломіту, мають білий колір. Домішки вуглецевих речовин, оксидів мангану, піриту забарвлюють породу в темно-сірий, чорний колір. Оксиди заліза (III) - в червоний колір, а сполуки оксиду заліза (II), глауконіту, хлориту - в зелений колір. Для континентальних відкладів, наприклад, світло-сірі кольори властиві породам холодного вологого клімату; червоні кольори характерні для тропічного і субтропічного клімату; чорні - пов'язані з анаеробним розкладанням органічних речовин у болотах, торфовищах, озерах, на мокрих територіях; зелений відтінок властивий деяким морським відкладам (мінерал глауконіт).

Форми залягання.

Для більшості осадових гірських порід характерні пластова, шарова та покривна форми залягання. Трапляються також лінзи та жили.

Хімічний склад.

Хімічний склад осадових гірських порід тотожний магматичним породам. Відмінність лише в тому, що:

- у магматичних гірських породах більше оксиду заліза (II), а в осадових — більше оксиду заліза (III);
- у магматичних гірських породах кількість Na_2O більша, ніж в осадових;
- у магматичних породах води, вуглекислого газу, вуглецю майже немає, а в осадових їх багато.

Мінеральний склад.

Осадіві гірські породи складаються з мінералів магматичного й осадового походження. Багато магматичних мінералів в умовах земної поверхні нестійкі і переходять на інші, стійкі форми. Наприклад, олівін перетворюється на зміювик, польові шпати - на глинисті мінерали. А також до складу осадових порід входять продукти фізичного вивітрювання первинних мінералів: кварцу, польових шпатів, слюд, до складу деяких осадових порід входять також рештки скелетів живих організмів.

Осадові гірські породи

уламкові



валун



щербінь



пісок

хімічні



кам'яна сіль



гіпс

органічні



торф



крейда



кам'яне вугілля

Осадові гірські породи



Апатит



Доломіт



Лімоніт



Каолін



Мергель



Яшма



Вапняк-черепашник



Галька



Метаморфізм (перетворення) гірських порід — це зміна їхнього мінерального складу, структури і текстури під дією фізико-хімічних процесів, обумовлених високими температурами, тисками та впливом термальних флюїдів.

Метаморфізм включає в себе перекристалізацію, мінералогічні та хімічні зміни в осадових, магматичних і раніше утворених метаморфічних породах, внаслідок чого всі вони перетворюються на метаморфічні гірські породи.

Метаморфізм завжди геологічно пов'язаний з тектонічною або магматичною діяльністю в земній корі. У верхніх її шарах він є результатом магматичної інтрузивної діяльності, а в більш глибоких шарах викликаний тектонічними регіональними рухами горизонтального або вертикального напрямку.

Під час метаморфізму відбувається одночасно і руйнування гірської початкової породи (зникнення первинних структури і мінералів), і утворення нової породи з появою нових текстур, структури і мінералів. Така порода переважно знаходиться в твердому стані, не піддаючись розчиненню або розплавленню.

Генетичний сенс метаморфізму - у зміні первинного хімічного складу мінералів та зародженні нових мінералів, стійких у тих або інших фізико-хімічних умовах геологічного середовища. Під дією зовнішніх чинників (високі тиски й температури, термальні флюїди) відбувається часткова або повна перекристалізація гірських порід, що супроводжується докорінною перебудовою їхньої структури та текстури. Метаморфічні процеси є різноманітними як за формою проявів, так і за характером перетворень.

Кожна гірська порода має свої, притаманні тільки їй геологічні умови утворення. Тому правильно визначивши породу, можна відтворити умови, в яких вона виникла. За походженням гірські породи поділяються на три основні групи: магматичні, метаморфічні, осадові.

Метаморфічні породи утворюються в результаті перетворення осадових, магматичних і метаморфічних гірських порід на великих глибинах в земній корі під впливом температури, тиску, а також газів та водних розчинів. Вони характеризуються повнокристалічними структурами.

Отже, метаморфічні породи є вторинними гірськими породами, які утворюються в зоні метаморфізму з осадових і магматичних порід під дією на них високого тиску, температури, гарячих розчинів і газів, які виділяються з магми.

Успадковані від первинних порід структури і текстури називаються реліктовими. Метаморфічні породи, які утворилися за рахунок метаморфізму магматичних утворень називаються ортопородами, осадових порід – парапородами.

Залежно від чинників, що зумовлюють метаморфізм, розрізняють такі види метаморфізму:

- динамометаморфізм - причиною є тиск при гороутворенні;
- пірометаморфізм (термічний) - причиною змін є висока температура;
- піродинамометаморфізм — причиною змін є високі температура і тиск;
- гідротермальний - відбувається за участю гарячих водних розчинів;
- пневматолітовий — відбувається під дією гарячих газів та пари.

За місцем виявлення виділяють такі види метаморфізму:

- регіональний - відбувається на великих територіях у разі опускання частіше осадових порід у глибокі надра земної кори і впливу на них високих температур і тиску;
- контактний (нарколожильний) - спостерігається в місці контакту прониклої магми з гірською породою.

Форми залягання.

Метаморфічні гірські породи, як правило, залягають вище інтрузивних магматичних порід. Форми залягання метаморфічних порід найчастіше повторюють форми залягання тих

порід, з яких вони утворилися. Отже, метаморфічні породи трапляються у формі шарів, штоків, жил, лінз тощо. Найпоширенішими породами є гнейси, сланці, мармури, кварцити.



При метаморфізмі різко змінюється структура, текстура, а часто і мінеральний склад порід.

Мінеральний склад. Хімічний та мінеральний склад метаморфічних порід різноманітний. Вони складаються з мінералів, які стійкі в умовах високого тиску і температури. До них належать мінерали як магматичного (кварц, слюди, плагіоклази, авгіт, рогова обманка, магнетит тощо), осадового походження (кальцит, доломіт), так і суто метаморфічні (талък, хлорит, деякі слюди, графіт, гранат).

Структура. Метаморфічні породи мають повнокристалічну структуру: кристалобластичну, катакластичну, реліктову. Така структура утворюється внаслідок перекристалізації порід у твердому стані, а не в процесі застигання розплавів, як у магматичних породах. Під дією високого тиску на породи всі кристали сплющуються й орієнтуються в одному напрямку, перпендикулярному до дії тиску (кристалобластична структура), або деформуються і подрібнюються (катакластична структура). Для реліктових структур характерні рештки первинної структури, яку порода мала до метаморфізму.

Магматичні гірські породи за походженням належать до первинних, тому що утворюються безпосередньо з магми. **Магма** – тістоподібна розплавлена маса силікатного складу, яка містить гази, пару, воду, гарячі водні розчини. Внаслідок рухів земної кори магма може переміщуватися ближче до поверхні Землі. Підійняті з надр у земну кору, або вилиті на її поверхню розплавлені маси (магма) застигають і утворюють магматичні гірські породи. Якщо магма застигає на глибині, то породи, що утворюються тут при повільному застиганні та під високим тиском, називають **інтрузивними** (глибинними, або плутонічними). Коли магма-лава виливається на поверхню Землі і твердне в умовах низького тиску і температури, то утворюються **ефузивні** (вильвні, або вулканічні) магматичні породи.

Інтрузивні й ефузивні магматичні породи різняться між собою структурою, текстурою та умовами залягання. **Інтрузивні магматичні породи.** - Коли магма застигає в надрах Землі, де процес охолодження відбувається повільно, її атоми і молекули встигають розташуватися у певному порядку, тобто утворити кристали. Тому ці породи мають повно кристалічну (зернисту) структуру. Вона може бути: рівномірно зернистою і нерівномірно зернистою (порфіро подібною).

У повно кристалічних породах всі мінерали знаходяться у формі кристалічних зерен. Різновидом повно кристалічної структури є пегматитова структура. Вона утворюється, коли



великі кристали одного мінералу проростають однаково орієнтованими дрібними кристалами іншого мінералу. У порфіро подібній структурі на фоні загальної рівномірно зернистої маси виділяються великі кристали вкрапель (наприклад, у сієніту).

Форми залягання магматичних порід.

Інтрузивні породи утворюють масивні тіла:

- лаколіти – тіла грибоподібної форми з випуклою поверхнею (діаметром від 100 м до декількох кілометрів; наприклад, гори Машук, Залізна, Аюдаг);
- лополіти – мають вигляд плоского блюда або чаші;
- батоліти – куполоподібні тіла великих розмірів (площею понад 200 км²), вони мають стрімкі боки і розширюються донизу, фундамент батолітів знаходиться на великій глибині;
- штоки - за формою аналогічні батолітам, але менших розмірів, площею менше 200 км²;
- факоліти – сочевице подібні тіла у складках шарів.

У разі заповнення тріщин інтрузивними породами утворюються:

- жили – не мають правильної форми;
- дайки – жили, які перетинають шари вертикально (завдовжки в сотні кілометрів, завширшки 3-12 км);
- нек – застигла лава у жерлі вулкана;
- сіли – горизонтальні інтрузії.

Ефузивні магматичні породи. У разі виливання магми на поверхню Землі у вигляді лави вона швидко охолоджується і кристали утворитися не встигають. Тому ці породи утворюють суцільні аморфні або приховано кристалічні маси.

Ефузивні магматичні породи залягають у формі:

- потоків – заповнені застиглою лавою, подовжені негативні форми рельєфу;
- покривів – виникають у разі великих виливів базальтових лав і займають величезні площі (десятки тисяч квадратних кілометрів, наприклад, Середньосибірське плоскогір'я);
- куполів – в'язка гранітна лава, що виливається із жерла вулкана, не розтікається, а утворює куполоподібне підвищення.


До складу магматичних порід входять усі відомі хімічні елементи. Головними серед них є: О (47 %), Si (28 %), Al (8 %), Fe (5 %), Ca, Na, K, Mg, Ti, H.

Важливим критерієм для характеристики магматичних порід є вміст у них силікатної кислоти. Залежно від ступеня насичення магматичних порід кремнеземом (SiO₂) їх поділяють на:

- ультракислі (SiO₂ > 75 %);
- кислі (65 – 75 %);
- середні (52 – 65 %);
- основні (45 – 52 %);
- ультраосновні (SiO₂ < 45 %).

До головних породоутворювальних мінералів належать польові шпати, кварц, слюди, олівін, піроксени, амфіболи, фельдшпатити. **До другорядних, або акцесорних** (їх вміст незначний), належать апатит, флюорит, рудні мінерали. За забарвленням головні мінерали поділяють на кольорові (амфіболи, олівін, піроксени, біотит) і світлі (польові шпати, кварц, фельдшпатити). Мінерали кварц і олівін є відповідно індикаторами кислотності та основності порід. Разом вони не трапляються. Наявність кварцу дає підставу віднести породи до кислих (за малого його вмісту – до середніх), відсутність кварцу і незначна кількість олівіну - до основних, значна кількість олівіну – до ультраосновних.

Інтрузивні магматичні породи залягають на глибині, але інколи вони можуть виходити на денну поверхню, якщо їх покрівля розмита або коли їх підносять до поверхні тектонічні сили. **Ефузивні породи**, як правило, залягають на поверхні Землі. Проте вони можуть бути занурені під осадові породи, якщо земна кора опускалася внаслідок тектонічних процесів. З інтрузивних магматичних порід найпоширенішими є граніти, з ефузивних – базальти.

	Система менеджменту якості НАВЧАЛЬНО-МЕТОДИЧНИЙ КОМПЛЕКС навчальної дисципліни «Геологія з основами мінералогії»	Шифр документа	СМЯ НАУ РП 10.02.03-01-2023
		Стор. 109 з 131	

Тема № 6

Корисні копалини на території осадового чохла України

План лекції

1. Поняття осадового (платформного) чохла.
2. Характеристика відкладів осадового чохла України.
3. Основні екологічні функції геологічного середовища.
4. Мінеральні ресурси техногенних родовищ.
5. Техногенний вплив на геологічне середовище.

Література:

1. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.
2. Байсарович І.М., Коржнев М.М., Шестопапов В.М. Базові поняття екологічної геології / . – Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії». – 2008. – 124 с.

Зміст лекції

Осадовий чохол, платформний чохол - верхній структурний ярус платформи, складений, як правило, неметаморфізованими осадовими гірськими породами. Магматичні утворення представлені породами трапової формації. В основі осадових чохлів іноді присутні кислі вулканічні утворення. Відклади осадових чохлів характеризуються пологим заляганням і невеликою потужністю.

Донецька складчаста споруда на північному заході обмежена Дніпровсько-Донецькою западиною, на півночі - Воронезьким масивом, на південному заході - Українським щитом, на південному сході виходить за межі України. Рядом дослідників складчастий Донбас розуміється грабеноподібний прогин, закладений у пізньому протерозої на добайкальській основі і деформований герцинською складчастістю. Існують і інші точки зору на природу Донбасу. В будові складчастого Донбасу спостерігається чітка зональність. Центральна зона великих лінійних складок поділяє регіон на дві майже рівні частини: північну і південну зони дрібних складок. У Центральній зоні виділяють Головний антиклінал Донбасу, Головну та Південну синклінали. Складки орієнтовані з північного-заходу на південний схід, в багатьох місцях розірвані і окремі їх частини зміщені по площині розлому. Поперечним Ровеньківським підняттям Головна синкліналь розділяється на Боково-Хрустальську та Довжансько-Садкінську мульди, а Південна - на Чистяківську та Несвітаївсько-Шахтинську улоговини. Характерною особливістю будови північної і південної зон дрібної складчастості є наявність у їх межах асиметричних поперечних складок, які на значній відстані переходять у флексури.

У геологічній будові Донбасу приймають породи від докембрію до кайнозою. Складчасті породи палеозою залягають на кристалічному докембрійському фундаменті, поверхня якого опущена на значні глибини (глибина окремих депресій досягає 20-24 км). Розріз палеозою починається з девону (пісковики, аргіліти, вапняки, гіпси, ангідрити, ефузивні породи), який залягає у центральній і південно-західній частині прогину і досягає потужності 3500м. Відклади кам'яновугільної системи складають основну масу осадової товщі Донбасу, розріз відрізняється виключною повнотою і надзвичайно великою потужністю (15000-18000м), у зв'язку з чим може розглядатись як еталонний для цього віку. Карбон у Донбасі представлений трьома відділами, однак основну частину складають осади середнього і верхнього карбону - безкінечне одноманітне перешарування аргілітів, алевролітів, пісковиків з підпорядкованою кількістю пластів та пропластків кам'яного вугілля і вапняків. Нараховується до 300 прошарків вугілля. Пермські відклади поширені в основному на північному заході території, в Бахмутській



котловині. Це глини, аргіліти, алевроліти, гіпси, кам'яна сіль, загальною потужністю до 3000м. Мезозойські породи залягають по периферії Донбасу: тріасові пісковики та глини потужністю 200-300м, юрські глини, пісковики, алевроліти (300-400м), крейдові осади (писальна крейда, мергелі, піски, пісковики, конгломерати загальною потужністю до 600м). Палеогенові та неогенові породи мають обмежене поширення, а відклади антропогену утворюють майже суцільний покрив (лесовидні суглинки, піски, супіски), потужність іноді до 20-30м. Основні корисні копалини Донбасу: кам'яне вугілля, ртуть, крейда, вогнетривкі глини, будівельні матеріали, кам'яна сіль.

Карпатська складчаста система, яка входить до складу Альпійської (чи Альпійсько-Гімалайської) області Середземноморського геосинклінального поясу в межах України простягається на 270 км з північного заходу на південний схід вздовж західних кордонів держави. Включає в себе Карпатську покривно-складчасту споруду, Передкарпатський прогин та Закарпатський прогин. Складчаста споруда Карпат сформована на докембрійському і палеозойському фундаментах, які залягають на глибинах 9-15 км.


Особливістю тектонічної будови є широкий розвиток гребенеподібних антиклінальних і широких синклінальних складок, витягнутих в північно-західному напрямку на десятки кілометрів і перекинутих та насунутих у північно-східному напрямі в сторону Передкарпатського прогину, який інколи частково перекритий насунутими покривами із складчастої зони. Покриви (чи скиби) групуються у структурно-фаціальні зони різних рангів. О.С.Вялов виділяє такі великі структурно-фаціальні зони з північного сходу на південний захід): Скибова, Кросненська, Дуклянська, Чорногорська, Магурська, Свидовецька і ін.

Всі тектонічні одиниці складчастих Карпат складені крейдово-палеогеновим флішем, давніші породи відомі лише на Закарпатті в районі м.Рахова. Тут відслонюються докембрійські та палеозойські відклади, представлені гнейсами, кристалічними сланцями, мармурами, вапняками, доломітами (Мармароський масив). Тріасові та юрські відклади поширені по периферії Мармароського масиву і представлені вапняками, пісковиками, ефузивами. Площа поширення їх незначна. Крейдові та палеогенові породи потужністю 5-9 км утворюють флішову формацію, тобто ритмічне перешарування декількох різновидностей порід (пісковиків, алевролітів, аргілітів).

Передкарпатський прогин, розміщений між Карпатською складчастою спорудою і Волино-Подільською плитою, виповнений неогеновими моласами. Розрізняють нижні і верхні моласи. Внутрішня зона прогину складена повною серією молас, які залягають на фліші. Вони представлені піщано-глинистою соленосною товщею. З цією зоною пов'язані родовища нафти, кам'яної і калійної солей. До складу Зовнішньої зони прогину входять лише верхні моласи - піщано-глинисті товщі потужністю 1-4,5 км, що залягають на краю платформи. З ними пов'язані родовища газу і самородної сірки.

Закарпатський прогин по поверхні співпадає з площею поширення неогенових та вулканогенних порід і простягається вздовж Карпат смугою завширшки 25-35 км. У ньому виділяють Чопсько-Мукачівську та Солотвинську западини і Вигорлат-Гутинську вулканічну грядку. В будові прогину беруть участь неогенові моласи потужністю 2-3 км, які містять соленосну товщу. Вулканічна гряда також формувалась у неогені і складена потужною товщею базальтів, андезитів, туфів, туфобрекчій тощо. Приурочена до зони глибинного Закарпатського розлому, який проходить по межі складчастих Карпат. З породами прогину пов'язані родовища горючого газу (Солотвинське, Русько-Комарівське), кам'яної солі (Солотвинське), поліметалічних руд (Беганське, Берегівське), бариту (Берегівське), ртуті (Вишківське), мармурів, мінеральних вод, цеолітів, туфів тощо.

Гірський Крим, як і Карпати, входить до складу Альпійсько-Гімалайської геосинклінальної складчастої області Середземноморського поясу. Мезокайнозойські породи,

	Система менеджменту якості НАВЧАЛЬНО-МЕТОДИЧНИЙ КОМПЛЕКС навчальної дисципліни «Геологія з основами мінералогії»	Шифр документа	СМЯ НАУ РП 10.02.03-01-2023
		Стор. 111 з 131	

які складають цю гірську систему, утворюють три гірські гряди, витягнуті паралельно до Південного берега Криму. Найвищою є перша гряда, яка утворює південне узбережжя.

Корисні копалини представлені переважно будівельними матеріалами: цементними мергелями, пильними вапняками, глинами, гравієм, піском тощо.

Чорноморська глибоководна западина - це велика внутрішньоматерикова депресія, північна частина якої розташована на території України. Геофізичними дослідженнями встановлено, що в межах шельфу та континентального схилу продовжуються структури Східно-Європейської платформи, Скільської плити та Гірського Криму. Внутрішня частина западини, тобто обширна абісальна рівнина, також за геофізичними даними, має двоярусну будову. Зверху залягає дуже потужний осадовий шар (8-10 км у східній частині котловини і 12-15 км у західній), під яким знаходиться базальтовий шар з потужностями, відповідно 14-16 і 5-6 км. Тобто кора внутрішньої частини Чорноморської западини позбавлена "гранітного" шару і за будовою може класифікуватись як субокеанічна. Процеси опускання дна западини та заповнення її теригенними осадами продовжуються і зараз.

Металогенія уранових рудних районів в осадовому чохлі Українського щита (УЩ) визначається таким факторами, як історія формування та будова осадового чохла, структурно-тектонічні і гідрогеологічні умови формування гідрогенних уранових родовищ, літологічні та мінералогічні особливості окремих родовищ, можливості видобутку, прогноз нарощування запасів.

Мезо-кайнозойський осадовий чохол УЩ сформований упродовж юрського, крейдового, палеогенового, неогенового та пліоцен-четвертинного тектоно-седиментаційних циклів. Континентальна вуглисто-теригенна формація бучацького віку середнього еоцену, що сформувалася впродовж палеогенового тектоно-седиментаційного циклу, містить гідрогенні інфільтраційні промислові родовища урану. Геолого-структурні особливості формування уранових родовищ визначалися тектонічним режимом УЩ.

Гідрогеологічні умови рудоутворення обумовлені характером області живлення водоносних горизонтів осадового чохла, наявністю сучасної гідрогеохімічної зональності в підземних водах та закономірностями переміщення потоків ґрунтових і пластових підземних вод. Металогенічна урановорудна область в осадовому чохлі УЩ складається з трьох рудних районів – Південно-Бузького, Інгуло-Інгулецького, Саксагансько-Сурського.

Окремі уранові родовища визначаються характерними особливостями. Уранове зруденіння супроводжується концентраціями Re, Se, Sc, TR, придатними для супутнього видобування. Викладена загальна генетична схема гідрогенного рудоутворення. Сформульовано пошукові критерії та надано прогноз пошуків і нарощування урановорудного потенціалу.

Мінеральні ресурси техногенних родовищ. Незаперечність положення про швидке вичерпання окремих видів природних мінеральних ресурсів і необхідність нових крупних капіталовкладень в освоєння нових родовищ ставлять питання про доцільність використання сировини техногенних родовищ.

Під техногенною мінеральною сировиною розуміються відвали покривних і вміщуючих порід відпрацьованих родовищ, а також хвостосховища гірничо-збагачувальних комбінатів, де концентрація компонентів основного видобутку, а також супутніх корисних компонентів менше ніж в промислових скупченнях, що розробляються. Проте, ці компоненти можуть бути вилучені з застосуванням новітніх технологій. Щорічно на земній поверхні нагромаджується техногенна маса, що містить: заліза 350 млн. т, фосфору - 7,4, міді - 5,7, свинцю - 2,8, барію - 2,5 млн. т, урану - 230 тис. т, миш'яку - 190, ртуті - 7,9 тис. т.

Обґрунтування необхідності використання сировини техногенних родовищ - це ще один аспект екологічної ролі геологічного середовища. Утилізація відвалів покривних порід дозволяє скорочувати їх площі і тим самим економити ресурс геологічного простору, а



вилучення корисних компонентів з хвостосховищ, окрім економічної вигоди, сприяє очищенню поверхневої частини літосфери від шкідливих для здоров'я біоти домішок; особливо це торкається важких металів і радіоактивних елементів.

За прогнозними оцінками, розробка техногенних родовищ дозволила б на 15-20% розширити сировинну базу гірничо-металургійної, вугільної і гірсько-хімічної галузей промисловості. Для виробництва різних будівельних матеріалів можлива утилізація до 30% вилучених з надр покривних і вміщуючих порід, а також відходів їх збагачення. Проте фактичне їх використання не перевищує 4%.

Як родовища техногенної сировини слід також розглядати полігони поховання радіоактивних відходів. При більш високому рівні розвитку технологій вони можуть служити джерелом для видобутку радіоактивних елементів.

З деяким наближенням як техногенні родовища можна розглядати полігони складування твердих побутових відходів з метою видобутку метану, свинцю, заліза, скла і інших компонентів. Особливо важливе значення при розробці техногенних родовищ набувають умови складування і тривалість зберігання сировини. Через сумісне складування різних за складом і властивостями порід і побутових відходів, зміни в часі їх якості, гравітаційної диференціації і сегментації (особливо на хвостосховищах) та їх перемішування первинна якість матеріалу істотно змінюється і ускладнюється вилучення корисних компонентів.

Важливою є проблема гідромінеральної сировини. З підземних шахтних вод можливо вилучати у промислових кількостях літій, бор, германій, інші хімічні елементи. Наприклад, підземні води південно-західного Донбасу містять від 0,152 до 0,355 мг/л бром, що перевищують мінімальні промислові значення бром у 20-60 разів (вміст германію – у 5-8 разів, літій – у 2 рази). Необхідно вивчати розповсюдження корисних елементів і компонентів в шахтних водах і розробляти технології їх вилучення.

Чим більше використовується природних ресурсів, тим більше і швидше відхиляються ці параметри від природних. Це і є результатом антропогенного, у більшості випадків техногенного впливу на довкілля, з перетворенням природних або формуванням техногенних потоків енергії, хімічних елементів і сполук.


Наростаюча діяльність людської цивілізації все більше і більше охоплює біотичні і абіотичні ланки природного оточення, поступово переробляючи і деформує його під свої потреби. Видатний геохімік О.Ферсман цей вплив людини на довкілля названо техногенезом.

За пропозицією О.Ферсмана та частина біосфери, атмосфери, гідросфери і літосфери яка знаходиться під техногенним впливом людської цивілізації названа «техносферою».

Під екологічними функціями літосфери розуміється все різноманіття функцій, що визначають і відображають роль і значення літосфери, включаючи підземні води, нафту, газ, геофізичні поля і геологічні процеси, які в ній здійснюються, в життєзабезпеченні біоти і, головним чином, людського співтовариства. Пріоритетне виділення в екосистемі людської популяції обумовлено її активною дією на середовище, причому на глибини, значно перевищуючі вплив решти біоти.

Основне з екологічних позицій «призначення» літосфери - ресурсне і енергетичне життєзабезпечення біоти - реалізується через ресурсну, геодинамічну, геофізичну і геохімічну функції.

Все різноманіття функціональної залежності між природною і техногенно перетвореною літосферою та біотою і людиною (як біологічним видом, так і суспільною соціальною структурою) зводиться до чотирьох екологічних функцій - ресурсної, геодинамічної, геофізичної і геохімічної.

	Система менеджменту якості НАВЧАЛЬНО-МЕТОДИЧНИЙ КОМПЛЕКС навчальної дисципліни «Геологія з основами мінералогії»	Шифр документа	СМЯ НАУ РП 10.02.03-01-2023
		Стор. 113 з 131	

Тема № 7

Вплив геологічного середовища на біоту

План лекції

1. Ресурси, необхідні для життя біоти.
2. Природні геохімічні поля і аномалії.
3. Вплив геохімічних полів на живі організми і людину.
4. Геохімічні критерії оцінки екологічного стану територій.
5. Природні геофізичні поля і аномалії. Вплив геофізичних полів на живі організми і людину.
6. Геофізичні критерії оцінки екологічного стану територій.

Література:

1. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. – Київ.- 2020. – 205 с. з іл.
2. Байсарович І.М., Коржнев М.М., Шестопапов В.М. Базові поняття екологічної геології/. – Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії». – 2008. – 124 с.

Зміст лекції

Ресурси літосфери досить багатогранні і включають наступні основні категорії: мінеральні ресурси літосфери, необхідні для життя біоти; мінеральні ресурси, необхідні для людського співтовариства як соціальної структури; ресурси геологічного простору - площинні і об'ємні ресурси літосфери, необхідні для розселення і існування біоти, включаючи людину як біологічний вигляд і людства як соціальну структуру.

Ресурси, необхідні для життя біоти. Біосфера – складна зовнішня оболонка Землі, населена живими організмами, які у сукупності складають живу речовину нашої планети. Маса останньої в біосфері наближається до $n \cdot 10^{14} - 2 \cdot 10^{16}$ т. Біосфера повністю або частково охоплює інші геосфери: нижню частину атмосфери – тропосферу, гідросферу і верхню частину літосфери (до глибини 2-3 км). Жива і нежива природа мають спільну основу. Їх починають розрізняти десь з молекулярного рівня, а потім вони мають свої рівні організації.


Ресурсна екологічна функція літосфери визначає роль мінеральних, органічних і органомінеральних ресурсів і геологічного простору літосфери для життя і діяльності біоти як біогеоценозу, так і соціальної структури.

Геодинамічна екологічна функція літосфери відображає властивості літосфери впливати на стан біоти, безпеку і комфортність мешкання людини через природні і антропогенні процеси і явища.

Геохімічна екологічна функція літосфери відображає властивості геохімічних полів (неоднорідностей) літосфери природного і техногенного походження впливати на стан біоти в цілому, включаючи людину, зокрема.

Геофізична екологічна функція літосфери відображає властивості геофізичних полів (неоднорідностей) літосфери природного і техногенного походження впливати на стан біоти, включаючи людину.

Елементи і їх з'єднання, потрібні біоті у великих кількостях, називають макробіогенними (вуглець, кисень, азот, водень, кальцій, фосфор, сірка), а в малих кількостях - мікробіогенними. Для рослин - це Fe, Mg, Cu, Zn, B, Si, Mo, Cl, V, Ca, які забезпечують функції фотосинтезу, азотного обміну і метаболічну функцію. Для тварин потрібні як перераховані елементи (окрім бору), так і додатково селен, хром, нікель, фтор, йод і олово. Не дивлячись на малі кількості, всі

	Система менеджменту якості НАВЧАЛЬНО-МЕТОДИЧНИЙ КОМПЛЕКС навчальної дисципліни «Геологія з основами мінералогії»	Шифр документа	СМЯ НАУ РП 10.02.03-01-2023
		Стор. 114 з 131	

ці елементи необхідні для життєдіяльності біосистем, для реалізації біогеохімічних функцій живою речовиною.

Для нормального розвитку і функціонування живих організмів потрібно біля 27 хімічних елементів. З них 11 відносяться до макроелементів (С, Н, О, N, Ca, S, P, Na, K, Mg, Cl) і 16 до мікроелементів і важких металів, або, як їх ще називають, до біогенних компонентів (I, Cu, Zn, Mn, Co, Ni, Mo, As, B, Se, Cr, Fe, V, Si). В організмі людини набір цих елементів зростає до 30, хоча форми їх з'єднань, а головне - їх фізіологічна роль, ще мало вивчені.

Поведінка хімічного елементу в будь-якій геохімічній системі значним чином визначається формами його знаходження, кожному з яких вирізняє специфічний стан атомів. Домінуючим, безумовно, є мінеральний вид знаходження. Окремо виділяється біогенний стан хімічних елементів, який передбачає знаходження їх в живих організмах - як у вигляді складних органічних сполук, так і у вигляді неорганічних сполук. При мінеральному виді знаходження елементу його здатність до міграції визначається не лише хімічними властивостями елементу а й стійкістю мінералу в умовах системи.

Не менш різноманітним за формами реалізації є безмінеральний (розсіяний) вид знаходження елементів, який охоплює всі агрегатні стани речовини. Дуже важливе геохімічне значення має те, що розсіяні елементи не беруть участі в побудові кристалічних решіток. Відтак, при будь-яких впливах розсіяні елементи значно легше виносяться з мінералів, оскільки для їх мобілізації не потрібно витратити енергію на руйнацію зв'язків в решітці.

Ступінь захоплення речовиною якого-завгодно елементу зручно характеризувати з використанням коефіцієнтів розподілу (k), який визначається як відношення масової концентрації елементу в речовині (мінералі, організмі) до вмісту цього елементу в середовищі (ландшафті, атмосфері) чи агенті переносу (повітрі, водному розчині, магмі тощо).

Механічна міграція обумовлена транспортуючою і руйнівною діяльністю водних та атмосферних потоків, льоду, вулканів, тектонічних сил, сил кристалізації тощо. Механічна міграція залежить переважно від розміру часток мінералів і порід, їх густини, швидкості руху вод, вітру. Хімічні властивості елементів практично не мають значення. Характерними рисами механічних ореолів розсіяння є зростання дисперсності часток і накопичення стійких в умовах зони гіпергенезу мінеральних форм. В стані завису переноситься понад 90% маси Al, Ti, Ga, Th, Sc, Pb, Si, Fe, Mn, P, Ba, Zr, Rb, Cr, Co, Ni, а також значні кількості всіх інших елементів з низькими коефіцієнтами водної міграції.

Фізико-хімічна міграція здійснюється завдяки процесам в верхній частині літосфери, якими є: гідроліз, окислення та відновлення, іонний обмін, утворення та руйнування колоїдів, карбонатизація, гідратація і дегідратація, комплексоутворення, кристалізація і просте хімічне розчинення тощо. Для кожної групи мінералів є свій, провідний, тип хімічної реакції: гідроліз, гідратація і дегідратація - для пороудоутворюючих силікатів; окислення та відновлення - для сульфідів та залізовмісних силікатів; розчинення - для солей тощо. Найкраще вивчена міграція речовин у водних розчинах у вигляді іонів (іонна міграція), яка залежить від розчинності солей, рН, окислювально-відновного потенціалу.

Геохімічне поле є інтегрованим виразом розділення хімічних елементів в геологічних утвореннях і визначається внутрішніми (властивості атомів та іонів) та зовнішніми (параметри середовища) чинниками. Враховуючи поширеність елементів в земній корі, можна зробити висновок що геохімічні поля літосфери сформовані обмеженим переліком типоморфних елементів (O, Si, Fe, Ca, Mg, Na, K, Ti, P, H, C, Mn, S), які власне й визначають перебіг хімічних реакцій та фізико-хімічні умови середовища, формуючи таким чином склад порід, геологічних тіл, тектонічних блоків тощо. Решта елементів розсіяні в сформованому мінеральному каркасі і мігрують в тій обстановці, що створена головними елементами.

Геохімічний фон є одним з базових понять для застосування геохімічних методів, як при пошуках корисних копалин, так і при екологічних дослідженнях. Саме визначення фонового



діапазону концентрацій дозволяє виділяти області мобілізації та накопичення елементів. Фон відповідає «нормальному» розподілу елементів сформованому за відсутності збурюючих чинників (*оскільки фоновим рівнем концентрацій для земної кори в цілому є кларк, то області мобілізації звичайно вважають об'єкти з $KK < 0,5$, а області накопичення - $KK > 1,5$*).

Геохімічна аномалія є областю в якій вміст хімічного елементу або значення іншого геохімічного параметру (E_h , рН тощо) значимо (на обумовлену величину) відрізняється від геохімічного фону. Аномалії можуть бути позитивними – значення вищі за фонові, або від'ємними – значення нижчі за фонові: дуже малі і дуже високі рівні концентрацій елементів, згідно закону загального розсіяння, є маловірогідними. Тому аномалії відповідають менш вірогідним (порівняно з фоновим) станам системи і можуть утворюватись лише за умови, як мінімум, енергетичного впливу на неї. Аномальні ділянки є областю розвитку невластивих фоновому геохімічному полю процесів, асоціацій елементів та форм їх знаходження. Аномалії можуть бути глобальними, регіональними, локальними, точковими тощо (рудні тіла, родовища та рудні поля також є геохімічними аномаліями).

Позитивні геохімічні аномалії, як правило, приурочені до геохімічних бар'єрів. Геохімічний бар'єр є ділянкою, в межах якої на малій відстані відбувається різке зменшення інтенсивності міграції хімічних елементів і, як наслідок, їх концентрація. Головні особливості бар'єру - різка зміна умов і концентрації елементів. Це зона, де одна геохімічна обстановка замінюється іншою. Розміри бар'єрів можуть бути самими різними - виділяють макро-, мезо- і мікробар'єри.

Виділяється два основні типи бар'єрів - природні і техногенні, кожен з яких поділяються на 3 підтипи: *механічні, фізико-хімічні та біогеохімічні*. Найпростішими є механічні бар'єри які є ділянками різкого зниження інтенсивності механічної міграції. До них приурочені різноманітні продукти механічної диференціації осадів. У місцях різкого зменшення інтенсивності фізико-хімічної міграції формуються фізико-хімічні бар'єри. Вони виникають у місцях зміни температури, тиску, окислювально-відновних, лужно-кислотних та інших умов. Біогеохімічні бар'єри пов'язані із зменшенням інтенсивності біогенної міграції (вугільні поклади, торф, концентрації елементів у тілах організмів тощо).

Геохімічні бар'єри характерні як для сингенетичних так і для епігенетичних родовищ, для родовищ що руйнуються та їх ореолів. До таких бар'єрів часто приурочені вторинні геохімічні аномалії, які є важливою прямою пошуковою ознакою родовищ. Водночас геохімічні бар'єри можуть бути причиною виникнення сильно контрастних позірних геохімічних аномалій, які не мають жодного відношення до рудних родовищ.

Геохімічна дірка є поняттям протилежним до геохімічного бар'єру, яке використовується для характеристики зон в яких на короткій відстані різко змінюються гідрогеологічні умови, посилюється рухливість елементів, що призводить до різкого зниження концентрацій - нижче рівня чутливості методів включно.

Техногенні геохімічні поля і аномалії. Самою складною формою міграції є техногенна, яка пов'язана з суспільними процесами (наприклад, відпрацювання родовищ корисних копалин, експлуатація нафтопроводів, внесення хімічних добрив тощо), визначається соціальними закономірностями, і, водночас, включає усі більш прості форми міграції. Можна говорити, що в районі розташування будь-якого підприємства в результаті зміни енергетики, кругообігу речовин, тощо, формується природно-промисловий комплекс, активним компонентом якого є головна технологічна лінія. Техногенна міграція обумовлює зміни в характері обміну речовиною, енергією та інформацією між абіотичними та біотичними компонентами.

Для техногенних систем характерне зменшення біологічної інформації (зменшення біологічного розмаїття) і збільшення техногенної. В залежності від виду і характеру технологічних процесів, їх взаємозв'язок з природними процесами може відбуватися в формі взаємодії, впливу і дії.



Процеси техногенезу можуть призводити як до вилучення речовини з геохімічних систем (із зміною системи зв'язків чи без зміни), так і до забруднення, тобто привнесення геохімічно-активних (токсичних та нетоксичних) та геохімічно-інертних речовин в систему. Найчастіше саме забруднення викликає найбільшу стурбованість і є основним об'єктом досліджень екологічної геохімії.

Техногенні впливи визначають виникнення своєрідних геохімічних полів різної інтенсивності і складу, які можуть суттєво відрізнятися від природних геохімічних полів даної території. Як наслідок, властивості довкілля значною мірою зумовлені характером взаємодії природних та техногенних потоків речовини. Велика кількість техногенних джерел в великих промислових центрах, а також нерівномірність їх розміщення створюють складну структуру геохімічних полів і формують складні аномальні зони. Тож ідентифікація техногенних джерел в великих містах є набагато складнішим завданням ніж у випадку окремо збудованих вузькоспеціалізованих підприємств.

Під впливом техногенезу природні геохімічні бар'єри часто руйнуються чи перебудовуються, крім того виникають власне техногенні бар'єри: штучні - спеціальні фільтри тощо; новоутворені, зокрема вбудовані, які виникають при введенні в природне середовище нових компонентів; вторинні – у випадку штучної зміни характеру природних процесів (заміна глейових бар'єрів на окислювальні при осушенні територій, окислювальних на відновні – при утворенні водосховищ тощо). Можуть також формуватися геохімічні бар'єри взагалі нехарактерні для даної території.

Стійкість природних систем є ще одним фундаментальним поняттям, яке використовується для прогнозування стану довкілля. Стійкість середовища - це не тільки здатність протистояти навантаженню, але й здатність систем нормалізувати своє функціонування після припинення дії зовнішнього впливу. Жодна з природних систем, включаючи глобальні геохімічні поля океану чи атмосфери, не володіє абсолютною стійкістю до техногенезу, незважаючи навіть на великий запас буферності.

Виявлення техногенних аномалій належить до числа найважливіших еколого-геохімічних завдань при оцінці стану довкілля. Ці аномалії є певним простором, в межах якого концентрації елементів вищі фонових значень за рахунок надходження речовин з техногенних джерел. Виділення техногенних аномалій здійснюється за тими ж принципами, що й природних. Виключення складають штучно створені речовини, аномальні концентрації яких визначаються за санітарногігієнічними критеріями. Якщо техногенна аномалія має чіткий просторовий і генетичний зв'язок з конкретним джерелом забруднення, то така аномалія називається техногенним ореолом розсіяння. Техногенні ореоли розсіяння фіксуються переважно в депонуючих середовищах – ґрунтах, донних відкладах, рослинному покриві тощо. Прояви техногенних аномалій в транзитних середовищах (повітря, води) називають техногенними потоками розсіяння.

Геохімічні критерії оцінки екологічного стану територій. Необхідною умовою здійснення оцінки стану довкілля є виконання комплексної оцінки забруднення регіону і суміжних територій, яка, зокрема, має включати: встановлення і детальну характеристику (номенклатура речовин, обсяги, режим дії, перспективи розвитку тощо) джерел забруднення; механізмів і шляхів міграції токсикантів (з шляхами надходження шкідливих речовин до організму людини включно); визначення так званих депонуючих середовищ; встановлення існуючих механізмів самоочищення і визначення буферних ємностей тощо. Достовірний прогноз змін стану довкілля навіть на короткострокову перспективу вимагає здійснення екологічного моніторингу, невід'ємною складовою є геохімічний моніторинг.

Енергетичний вплив навколишнього середовища на живі організми реалізується через *геофізичні поля різної природи* – природні (космічного і земного походження) і техногенні.



Природні геофізичні поля та їх аномалії.

Гравітаційне поле і його аномалії. Тільки завдяки сильному гравітаційному полю на Землі утримуються гідросфера і атмосфера, що забезпечує існування життя.

Останніми роками все більшу увагу звертає на себе прояв тих чинників зміни сили тяжіння на поверхні літосфери, які обумовлені зміною сили тяжіння у зв'язку із інженерною діяльністю людини. Адже вилучення з надр Землі значної кількості корисних копалин, штучне зниження або підвищення рівня підземних вод, створення великих водосховищ, будівництво крупних міських агломерацій може до певної міри відобразитися на протіканні багатьох екологічно значущих процесів, таких, наприклад, як сейсмотектонічні переміщення, обвальні явища, зсуви, карстоутворення, просідання та опускання земної поверхні, абразія, переробка берегів великих водосховищ тощо.

Геомагнітне поле і його аномалії. Магнітне (геомагнітне) поле Землі в значно більшій мірі залежить від будови і властивостей літосфери ніж гравітаційне, оскільки багато джерел магнітного поля, що вносять свій внесок в загальне геомагнітне поле, розташоване саме в літосфері. Сама історія формування літосфери найтіснішим чином пов'язана з магнітними властивостями порід, з магнітним полем Землі. При цьому магнітне поле, що спостерігається на поверхні планети, на 95 % зобов'язане своїм існуванням відносно стабільним джерелам, що знаходяться в ядрі Землі. І лише 5 % обумовлені струмами, що ініціюються сонячною активністю, і пов'язаними з ними магнітними полями в іоносфері і земній корі.

Земля є гігантським магнітним диполем, поле якого проявляється на поверхні планети і виходить далеко в навколосезний простір, створюючи так звану магнітосферу. Магнітне поле, що спостерігається на земній поверхні або поблизу неї, обумовлено сукупним впливом безлічі джерел і у тому числі джерел, розташованих в об'ємі літосфери – залізородних тіл і гірських порід, властивості яких залежать від змісту і розподілу в них феромагнітних мінералів, таких як магнетит, титаномагнетит, піротин, гематит, ільменіт і інших.

На фоні нормального геомагнітного поля, напруженість якого становить величину 39,8–49,2 А/м, виділяються аномалії, обумовлені різними причинами: в одних випадках – скупченням в межах верхніх шарів літосфери гірських порід з яскраво вираженими магнітними властивостями, в інших – як наслідок дії зовнішніх по відношенню до Землі джерел на оточуючу її магнітосферу.

Температурне поле і його аномалії. Тепловий стан Землі і закономірності його зміни визначаються загальним тепловим балансом масивів гірських порід, залежним від розподілу енергії, що надходить. Розподіл енергії, у свою чергу, обумовлений рядом глобальних, регіональних і локальних особливостей будови планети і приповерхневих її частин. Температурний режим верхньої частини земної кори встановлюється при енергетичній взаємодії Землі з Сонцем і космічним простором, з одного боку, і, з другого боку, з джерелами теплової енергії у внутрішніх сферах планети. Сукупність джерел теплової енергії формує не тільки тепловий режим ґрунтової товщі, що залягає поблизу поверхні Землі, але і клімат, а також умови, придатні для існування живих організмів.

Для самої верхньої частини літосфери набувають все більшого значення техногенні джерела теплової енергії. Потужність такого роду джерел на декілька порядків менше потужності планетарних джерел і потужності сонячного випромінювання. Але вони, як правило, зосереджені в обмеженому об'ємі літосферного простору – в субстраті промислово-міських агломерацій і інших територій, що інтенсивно використовуються. Тому тепловий потік, який генерується ними, може бути не менше теплового потоку, обумовленого наявністю більш могутніх планетарних джерел тепла.

Електричні і електромагнітні поля і їх аномалії. За генетичною ознакою джерела, які створюють поля електричних струмів, підрозділяються на природні і штучні (техногенні), а по відношенню до літосферного простору, як до середовища-носія – на зовнішні і внутрішні.



Природа електричних полів різноманітна. Це, з одного боку, природні поля природних електронних провідників, фільтраційні і термо-фільтраційні, дифузійні, телуричних струмів і грозових розрядів. З другого боку, існують поля електричних струмів штучного походження, що створюються людиною внаслідок техногенної діяльності.

Особливості геологічної будови більшою мірою відображаються у поведінці електричної складової електромагнітного поля як більш чутливої до гетерогенності будови літосфери, але, хоча і слабше, виявляються також в поведінці магнітної складової. Максимуми інтенсивності варіацій природного електромагнітного поля приходяться на роки сонячної активності.

Електрична складова електромагнітного поля будь-якого генезису вельми чутлива до геологічних неоднорідностей будови земної кори, пов'язаних із зміною електропровідності гірських порід. Як наслідок цього, всі без виключення тектонічні елементи виявляються відображеними в аномаліях електричної складової природних електромагнітних полів. Оскільки аномалії електромагнітних полів, супутні структурним елементам літосфери, можуть удвічі і більше перевищувати фоновий рівень, інтерес до них з екологічних позицій як до чинника, що може впливати на умови життя людини, достатньо великий.

Поле іонізуючого випромінювання (частіше його називають радіаційним полем, або полем радіоактивності), яке спостерігається на поверхні Землі, має подвійну природу. У формуванні нормального радіаційного фону, з одного боку, велику, хоча і не найголовнішу, роль грає випромінювання, що приходить до поверхні планети ззовні, з далекого Космосу і навколосемного простору. З другого боку, основна частина радіаційного фону поблизу поверхні Землі зобов'язана своїм походженням наявності у верхній частині літосфери (в земній корі) радіоактивних речовин і процесу дегазації планети, в ході якого на поверхню її виноситься велика кількість радіоактивних газів – радону–222 і торону (радону– 220).

Нормальна радіоактивність гірських порід обумовлена кларковим вмістом в ній радіонуклідів (радіоактивних елементів). До зон підвищеного ризику відносяться регіони, де на поверхню Землі виходять граніти, гнейси, вулканічні туфи, фосфорити і інші породи, вміст урану і торію в яких може досягати 10–4 кг/кг (100 кларків) і більше. Еманції радону істотно підвищуються там, де гірські породи дезінтегровані, тобто в зонах розломів, вивітрювання, тріщинуватості. Підвищене виділення радону з ґрунту спостерігається також в сейсмічно активних областях.

Техногенні геофізичні поля, як правило, обумовлені «відходами» промислового виробництва, побічним продуктом сучасних технологій, техногенними аваріями. Літосфера по відношенню до полів такого роду є середовищем–носієм і передавачем енергії від джерела поля до об'єкта впливу. Механізм реалізації техногенного впливу і передачі його від джерела до об'єкта впливу через антропогенні геофізичні поля простежується в трьох видах взаємодії, що є трьома етапами «переміщення» енергії на шляху від джерела до об'єкта, на кожному з яких літосфера відіграє певну роль.

Перший з них є передачею енергії від діючого джерела до середовища (у тому числі до літосфери). На цьому етапі літосфера виступає як об'єкт впливу і сприймає енергію, що поступає від джерела.

Другий вид взаємодії припускає взаємодію окремих компонентів середовища (геологічної компоненти, а також біоти і об'єктів техносфери) між собою. Саме на цьому етапі виявляються властивості літосфери бути носієм, акумулятором або транслятором енергії, що надійшла. При цьому середовище зазнає певні (іноді вельми істотні) зміни і одночасно накопичує потенціал вторинного впливу, тобто готується бути вже сама джерелом впливу на об'єкти, які генетично або технологічно пов'язані з нею.

Третій вид взаємодії представляє собою передачу надмірної енергії від зміненого середовища, яке тепер грає роль джерела, до об'єктів техносфери або біосфери. На цьому етапі



накопичені в середовищі кількісні енергетичні зміни переходять в якісні зміни об'єктів, що піддаються вторинному впливу з боку середовища.

Вплив геофізичних полів на живі організми і людину. Неоднорідності геофізичних полів є, в переважній більшості випадків, дратівливим чинником, що не приводить, як правило, до серйозних екологічних наслідків. Проте досягши певного рівня інтенсивності (наприклад, в модифікації техногенних геофізичних полів) вони можуть ставати також і вражаючим чинником. Сприйняття людським організмом їх впливу стає помітним при рівні інтенсивності сигналу будь-якого походження в межах від 10^{-12} до 10^{-2} Вт/м. Є комфортні для мешкання біоти і людини межі параметрів геофізичних полів. Перевищення цих параметрів веде к дискомфорту, а потім – к виникненню загрози для життя.

Енергетичний вплив геофізичних полів на живі організми можна представити у вигляді суперпозиції двох складових – квазіпостійної, (вона, якщо і змінюються, то у відносно невеликих межах і з великими періодами циклічності), яка обумовлена дією геофізичних природних полів, і змінної, залежної від ритміки Всесвіту і пов'язаної з обертанням Землі навколо своєї осі, обертанням її навколо Сонця і взаємодією зі своїм супутником – Місяцем і іншими планетами Сонячної системи. Вплив геофізичних ритмів на живі організми, який супроводжує їх протягом всієї історії існування біосфери, привів до того, що життєві процеси в біоті виявилися цілком підлеглими цим ритмам. З екологічних позицій великий інтерес викликають періодичні варіації геофізичних полів, частотний спектр яких співвідноситься з біоритмами живих організмів.

Часовий спектр коливальних процесів життєдіяльності достатньо широкий і тягнеться від періодів в одиниці мілісекунд до багатьох років, утворюючи систему взаємопов'язаних річних, сезонних, місячних, добових, годинних, хвилинних і секундних біоритмів. Для біоти і людини добре вивчений цілий ряд ритмічних фізіологічних процесів, які протікають як на клітинному рівні, так і на рівні окремих органів і організму в цілому.

Відповідно до загальних принципів вибору показників оцінки, *слабим* геофізичним впливом (перший рівень) можна вважати такий вплив, при якому зміни полів різного вигляду і генезису не виходять за рамки природних варіацій і не приводять до помітних порушень звичних умов існування живих організмів і людини.

Помірний геофізичний вплив (другий рівень) – є впливом, при якому можуть виникати помітні, що виходять за рамки фонових, зміни навколишнього середовища і умов існування живих організмів, які не вимагають спеціальних заходів для усунення наслідків таких змін.

Сильний геофізичний вплив (третій рівень) припускає такий вплив, при якому зміни, що виникають в навколишньому середовищі і умовах існування живих організмів, вимагають спеціальних заходів, спрямованих на запобігання можливих негативних наслідків впливу.

Небезпечний геофізичний вплив (четвертий рівень) – є таким, при якому можливі руйнівні і катастрофічні зміни в навколишньому середовищі, деградація і загибель представників тваринного і рослинного світу, поява патологічних змін в організмі людини.

Як граничні значення при розділенні рівня геофізичного впливу або еколого-геофізичного стану навколишнього середовища, у тому числі і літосфери, вибираються кількісні показники, які визначаються на основі даних експериментальних медико-біологічних досліджень та діючих на даний час санітарно-гігієнічних і технічних нормативних документів. Ці показники повинні відповідати певному стану середовища, сукупності умов існування живих організмів і, в першу чергу, умов життєдіяльності людей.



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
НАЦІОНАЛЬНИЙ АВІАЦІЙНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет екологічної безпеки, інженерії та технологій
КАФЕДРА ЕКОЛОГІЇ



Перелік тем лабораторних занять

з дисципліни «ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ МІНЕРАЛОГІЇ»

Освітньо-професійна програма: «Екологія та охорона навколишнього середовища»
Галузь знань: 10 «Природничі науки»
Спеціальність: 101 «Екологія»

Укладачі:

Дудар Т.В., д.т.н., проф.,
завідувач кафедри екології

Гай А.Є., к.ф.-м.н., доц.,
доцент кафедри екології

Методичні рекомендації до лабораторних
занять розглянуті та
схвалені на засіданні кафедри екології

Протокол № ___ від « ___ » _____ 202__ р.

Завідувач кафедри _____ Тамара ДУДАР



Модуль №1. «Ендогенні процеси внутрішньої геодинаміки Землі. Магматичні та метаморфічні породи. Породоутворюючі мінерали»

Лабораторне заняття №1.

Тема. Методи визначення віку гірських порід. Геохронологічна та стратиграфічна шкала. Умовні позначення на інженерно-геологічних картах.

Лабораторне заняття №2.

Тема. Вивчення головних породоутворюючих мінералів.

Лабораторне заняття №3.

Тема. Форми знаходження мінералів у природі.

Лабораторне заняття №4.

Тема. Діагностичні властивості мінералів. Шкала твердості мінералів (шкала Мооса)

Лабораторне заняття №5

Тема. Класифікація та загальна характеристика мінералів.

Лабораторне заняття №6.

Тема. Вивчення основних типів гірських порід. Класифікація гірських порід.

Лабораторне заняття №7.

Тема. Магматизм. Магматичні гірські породи.

Лабораторне заняття №8.

Тема. Метаморфізм. Метаморфічні гірські породи.



Модуль №2. « Екзогенні процеси зовнішньої геодинаміки. Осадіві породи»

Лабораторне заняття №1.

Тема. Вивчення геохімічних особливостей земної кори.

Лабораторне заняття №2.

Тема. Визначення та вивчення геологічної діяльності поверхневих текучих вод.

Лабораторне заняття №3.

Тема. Визначення та вивчення геологічної діяльності підземних вод.

Лабораторне заняття №4.

Тема. Оцінка впливу геологічного середовища на біоту.

Лабораторне заняття №5.

Тема. Класифікація і характеристика головних типів осадових гірських порід.

Лабораторне заняття №6.

Тема. Оцінка поширення зсувних процесів на території України.

Лабораторне заняття №7.

Тема. Оцінка поширення карстових процесів на території України.

Лабораторне заняття №8.

Тема. Оцінка запасів корисних копалин на території України (робота з картами корисних копалин).



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
НАЦІОНАЛЬНИЙ АВІАЦІЙНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
Факультет екологічної безпеки, інженерії та технологій
КАФЕДРА ЕКОЛОГІЇ



**Методичні рекомендації до виконання контрольних робіт для заочної
форми навчання**

з дисципліни «ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ МІНЕРАЛОГІЇ»

Освітньо-професійна програма: «Екологія та охорона навколишнього
середовища»
Галузь знань: 10 «Природничі науки»
Спеціальність: 101 «Екологія»

Укладачі:

Дудар Т.В., д.т.н., проф.,
завідувач кафедри екології
Гай А.Є., к.ф.-м.н., доц.,
доцент кафедри екології

Методичні рекомендації до виконання
контрольних робіт (ЗФН) розглянуті та
схвалені на засіданні кафедри екології


Протокол № ___ від «___» _____ 202__р.

Завідувач кафедри _____ Тамара ДУДАР



Тематика контрольних робіт для заочної форми навчання

1. Геологія, її предмет, об'єкт, завдання розділи та методи.
2. Походження Землі і сонячної системи.
3. Ендогенні процеси, класифікація, їх характеристики.
4. Екзогенні процеси, класифікація, їх характеристики.
5. Геологічна діяльність вітру.
6. Геологічна діяльність атмосферних опадів.
7. Геологічна діяльність річок.
8. Геологічна діяльність морів і океанів.
9. Геологічна діяльність озер і боліт.
10. Геологічна діяльність льодовиків.
11. Геологічна діяльність підземних вод.
12. Процеси утворення мінералів у природі.
13. Фізичні властивості мінералів.
14. Форми існування мінералів у природі.
15. Процеси утворення мінералів у природі.
16. Гірські породи та їх класифікація.
17. Хімічний склад земної кори.
18. Тектонічні процеси. Види землетрусів.
19. Сейсмічне районування й прогнозування землетрусів.
20. Основні структурні елементи земної кори і літосфери.
21. Загальні закономірності розвитку Землі.
22. Етапи еволюції земної кори.
23. Особливості формування атмосфери й гідросфери Землі.
24. Загальні відомості про корисні копалини. Типи корисних копалин.
25. Геологічна будова території України.
26. Корисні копалини України.
27. Раціональне використання та охорона геологічного середовища.
28. Геологічне середовище як складова довкілля.
29. Природні геохімічні поля і аномалії.
30. Геофізичні критерії оцінки екологічного стану територій.

	Система менеджменту якості НАВЧАЛЬНО-МЕТОДИЧНИЙ КОМПЛЕКС навчальної дисципліни «Геологія з основами мінералогії»	Шифр документа	СМЯ НАУ РП 10.02.03-01-2023
		Стор. 125 з 131	

Методичні рекомендації до виконання Контрольної роботи з дисципліни «Геологія з основами мінералогії»

У вступі загальним обсягом 1-2 сторінок тексту, визначити актуальність обраної тематики, сформулювати об'єкт і предмет дослідження, мету Контрольної роботи та обґрунтувати використані методи дослідження.

Основна частина Контрольної роботи складається з окремих самостійних розділів. Зазвичай, перший розділ включає огляд опрацьованих літературних джерел з обраної теми. Другий розділ включає результати дослідження (розрахунки за обраним методом або аналітичне дослідження проблеми).

Як правило, кожен розділ необхідно завершувати короткими висновками, що узагальнюють викладений матеріал. На основі висновків до розділів формулюється загальний висновок до Контрольної роботи, що включає результати проведеного дослідження та обґрунтовані рекомендації на основі висновків. Обсяг загальних висновків – 1-2 сторінки.

Список використаної літератури за тематикою досліджень, що використовувалися в Контрольній роботі і на які є посилання в тексті, складає 10-15 джерел. Переваги повинні надаватися сучасним виданням.

При необхідності, додатки до Контрольної роботи розміщуються в кінці роботи і можуть включати: таблиці, схеми, рисунки, діаграми тощо.

Виконання, оформлення та захист Контрольної роботи здійснюється здобувачами вищої освіти в індивідуальному порядку відповідно до методичних рекомендацій у встановлений термін.

Тему Контрольної роботи здобувач обирає самостійно. Здобувач вищої освіти за узгодженням з керівником має право запропонувати свою тему Контрольної роботи з обґрунтуванням зацікавленості обраної теми та з подальшим її затвердженням на засіданні кафедри.

Контрольна робота оформлюється у вигляді пояснювальної записки обсягом 15-20 сторінок та презентації (10-12 слайдів).

Контрольна робота виконується в одному примірнику, текст друкується з одного боку окремих аркушів формату А4.

Всі сторінки Контрольної роботи підлягають нумерації.

Контрольна робота друкується за допомогою комп'ютерного набору.

Комп'ютерний набір тексту повинен передбачати:

- текстовий редактор – MS WORD, вирівнювання – по ширині;
- шрифт Times New Roman;
- розмір шрифту – 14;
- міжрядковий інтервал – 1,5;

- абзацний відступ повинен бути однаковим по всьому тексту роботи і має становити 1,25 см.

Поля тексту: ліве – 30 мм, праве – 10 мм, верхнє та нижнє – 20 мм.

Виступ здобувача - 5-7 хвилин, супроводжується презентацією, містить актуальність обраної теми, мету, завдання, основні результати дослідження та загальні висновки.

Результати виконання та захисту Контрольної роботи оцінюються відповідно до рейтингової системи та робочої програми.



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
НАЦІОНАЛЬНИЙ АВІАЦІЙНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет екологічної безпеки, інженерії та технологій
КАФЕДРА ЕКОЛОГІЇ



Перелік завдань для підготовки до модульної контрольної роботи

з дисципліни «ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ МІНЕРАЛОГІЇ»

Освітньо-професійна програма: «Екологія та охорона навколишнього середовища»
Галузь знань: 10 «Природничі науки»
Спеціальність: 101 «Екологія»

Укладачі:

Дудар Т.В., д.т.н., проф.,
завідувач кафедри екології
Гай А.Є., к.ф.-м.н., доц.,
доцент кафедри екології

Перелік завдань для підготовки до модульної контрольної роботи розглянутий та схвалений на засіданні кафедри екології

Протокол № ___ від «___» _____ 202__ р.

Завідувач кафедри _____ Тамара ДУДАР



Модуль №1. «Ендогенні процеси внутрішньої геодинаміки Землі. Магматичні та метаморфічні породи. Породоутворюючі мінерали»

1. Назвати основні положення теорії «Великого вибуху».
2. Склад і будова Всесвіту.
3. Складові частини Сонячної системи.
4. Чим планети земної групи відрізняються від планет-велетів?
5. Гіпотези утворення Сонячної системи.
6. Яка форма Землі?
7. Назвати зовнішні геосфери Землі.
8. Які складові внутрішньої будови планети?
9. Що таке геотермічний градієнт і геотермічна сходинка?
10. Що зумовлює магнітні аномалії?
11. Чим земна кора континентального типу відрізняється від океанічного?
12. Що таке границя Конрада?
13. Що таке абсолютній і відносний вік гірських порід?
14. Що лежить в основі визначення абсолютного і відносного віку гірських порід?
15. Назвати методи абсолютної і відносної геохронології.
16. Назвіть основні положення теорії «Тектоніки літосферних плит».
17. В чому полягає механізм руху літосферних плит.
18. Які існують типи границь літосферних плит?
19. Які типи тектонічних рухів є на Землі?
20. Назвіть основні типи розломів.
21. Як утворюються магматичні породи.
22. Які два типи магматизму існують?
23. Назвіть основні типи інтрузивних тіл.
24. Які типи вулканічних вивержень існують на Землі?
25. Назвіть основні вулканічні пояси на Землі?
26. Як поширюються сейсмічні хвилі, що виникають у епіцентрі землетрусу?
27. Що таке сила та енергія землетрусів?
28. Який механізм утворення землетрусів?
29. Які існують передвісники землетрусів?
30. Що таке явище метаморфізму?
31. Які геологічні фактори приводять до метаморфізму гірських порід?
32. Назвіть основні типи метаморфізму.
33. Що таке мінерал?
34. Чим відрізняються мінерали кристалічної й аморфної будови?
35. Як визначається відносна твердість мінералів за шкалою Мооса?
36. Процеси утворення мінералів у природі.
37. Гірські породи та їх класифікація.
38. Магматичні гірські породи.
39. Метаморфічні гірські породи.
40. Назвіть найпоширеніші мінерали.



Модуль №2. « Екзогенні процеси зовнішньої геодинаміки. Осадіві породи»

1. Назвати стадії екзогенного процесу.
2. Що таке вивітрювання гірських порід?
3. Що таке кора вивітрювання, які бувають?
4. Назвати складові руйнівної роботи вітру.
5. Які особливості еолового транспортування?
6. Характерні ознаки еолових відкладів.
7. Які бувають поверхневі води?
8. Що таке делювій?
9. Що таке ерозія?
10. Умови виникнення карсту?
11. Який буває карст?
12. Навести приклади печерних відкладів.
13. Що таке фірн?
14. Які бувають типи льодовиків?
15. Рух льодовиків.
16. Особливості руйнівної роботи льодовиків.
17. Основні причини гравітаційних процесів.
18. Основні чинники гравітаційних процесів.
19. Які бувають гравітаційні процеси?
20. В чому полягає небезпека при формуванні зсувних процесів?
21. В чому проявляється геологічна діяльність озер?
22. Які відклади формуються в озерах?
23. Як формуються болота?
24. Назвати основні типи боліт.
25. Назвіть основні геоморфологічні елементи дна Світового океану?
26. У чому полягає руйнівна та акумулятивна діяльність океанів та морів?
27. Які процеси відносять до фізичного вивітрювання гірських порід і мінералів?
28. Які процеси відносять до хімічного вивітрювання гірських порід і мінералів?
29. В чому полягає геологічна діяльність підземних вод?
30. Які типи корисних копалин ви знаєте?
31. Як відбувається формування осадових гірських порід?
32. Класифікація осадових гірських порід.
33. Які основні структурні елементи земної кори і літосфери ви знаєте?
34. Які найголовніші породоутворюючі мінерали ви знаєте?
35. Які основні екологічні функції геологічного середовища?
36. Охарактеризуйте природні геохімічні поля і аномалії.
37. Які форми рельєфу утворюються внаслідок карстових процесів?
38. Яким чином здійснюється техногенний вплив на геологічне середовище?
39. Охарактеризуйте природні геофізичні поля і аномалії.
40. Охарактеризуйте запаси корисних копалин на території України.



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
НАЦІОНАЛЬНИЙ АВІАЦІЙНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
Факультет екологічної безпеки, інженерії та технологій
КАФЕДРА ЕКОЛОГІЇ



Перелік питань для підготовки до диференційованого заліку

з дисципліни «ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ МІНЕРАЛОГІЇ»

Освітньо-професійна програма: «Екологія та охорона навколишнього середовища»
Галузь знань: 10 «Природничі науки»
Спеціальність: 101 «Екологія»

Укладачі:

Дудар Т.В., д.т.н., проф.,
завідувач кафедри екології
Гай А.Є., к.ф.-м.н., доц.,
доцент кафедри екології

Перелік питань для підготовки до
диференційованого заліку розглянутий та
схвалений на засіданні кафедри екології

Протокол №__ від «__» _____ 202__р.

Завідувач кафедри _____ Тамара ДУДАР



Перелік питань для підготовки до диференційованого заліку

1. Геологія як наука, її предмет, задачі та методи.
2. Історія розвитку геології як науки та зв'язки з іншими природничими науками.
3. Положення Землі і сонячної системи у світовому просторі.
4. Методи відносного літочислення. Методи абсолютного літочислення.
5. Геохронологічна і стратиграфічна шкали.
6. Ендогенні геологічні процеси, їх значення у формуванні рельєфу та еколого-геологічних умов.
7. Землетруси.
8. Магматизм.
9. Вулканізм.
10. Структурні елементи земної кори.
11. Поняття про мінерали, первинні і вторинні мінерали, їх роль у ґрунтоутворенні.
12. Фізичні властивості мінералів.
13. Мінерали як хімічні сполуки.
14. Твердість мінералів (Шкала Мооса).
15. Агрегатний стан мінералів та їх внутрішня будова.
16. Екзогенні процеси та їх вплив на геологічне середовище.
17. Геологічна діяльність поверхневих та морських (океанічних) вод.
18. Геологічна діяльність підземних вод.
19. Поширення зсувів на території України.
20. Форми рельєфу, що утворюються внаслідок карстових процесів.
21. Класифікація і характеристика головних типів осадових гірських порід.
22. Склад осадових порід. Будова осадових порід.
23. Характеристика відкладів осадового чохла України.
24. Основні екологічні функції геологічного середовища.
25. Мінеральні ресурси техногенних родовищ. Техногенний вплив на геологічне середовище.
26. Вплив геохімічних полів на живі організми і людину.
27. Геохімічні критерії оцінки екологічного стану територій.
28. Вплив геофізичних полів на живі організми і людину.
29. Природні геофізичні поля і аномалії.
30. Геофізичні критерії оцінки екологічного стану територій.

	Система менеджменту якості НАВЧАЛЬНО-МЕТОДИЧНИЙ КОМПЛЕКС навчальної дисципліни «Геологія з основами мінералогії»	Шифр документа	СМЯ НАУ РП 10.02.03-01-2023
		Стор. 131 з 131	

(Ф 03.02 – 01)

АРКУШ ПОШИРЕННЯ ДОКУМЕНТА

№ прим.	Куди передано (підрозділ)	Дата видачі	П.І.Б. отримувача	Підпис отримувача	Примітки

(Ф 03.02 – 02)

АРКУШ ОЗНАЙОМЛЕННЯ З ДОКУМЕНТОМ

№ пор.	Прізвище ім'я по-батькові	Підпис ознайомленої особи	Дата ознайомлення	Примітки

(Ф 03.02 – 04)

АРКУШ РЕЄСТРАЦІЇ РЕВІЗІЇ

№ пор.	Прізвище ім'я по-батькові	Дата ревізії	Підпис	Висновок щодо адекватності

(Ф 03.02 – 03)

АРКУШ ОБЛІКУ ЗМІН

№ зміни	№ листа (сторінки)				Підпис особи, яка внесла зміну	Дата внесення зміни	Дата введення зміни
	Зміненого	Заміненого	Нового	Анульованого			

(Ф 03.02 – 32)

УЗГОДЖЕННЯ ЗМІН

	Підпис	Ініціали, прізвище	Посада	Дата
Розробник				
Узгоджено				
Узгоджено				
Узгоджено				