

В. А. Іщенко

**ГЕОЛОГІЯ
З ОСНОВАМИ
ГЕОМОРФОЛОГІЇ**

Міністерство освіти і науки України
Вінницький національний технічний університет

В. А. Іщенко

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

Електронний конспект лекцій
комбінованого (локального та мережного) використання

Вінниця
ВНТУ
2020

УДК 55
I-98

Рекомендовано до видання Вченою радою Вінницького національного технічного університету Міністерства освіти і науки України (протокол № 12 від 24.06.2020 р.)

Рецензенти:

В. Г. Петрук, доктор технічних наук, професор

А. П. Ранський, доктор хімічних наук, професор

О. О. Ткачук, кандидат біологічних наук, доцент

Іщенко, В. А.

I-98 Геологія з основами геоморфології : електронний конспект лекцій комбінованого (локального та мережного) використання [Електронний ресурс] / Іщенко В. А. – Вінниця : ВНТУ, 2020. – 68 с.

ISBN 978-966-641-821-3 (PDF)

В конспекті лекцій викладено основи курсу геології, зокрема закономірності розвитку та існування земної кори, роль геологічних процесів в історичному розвитку Землі, а також особливості гірських порід і мінералів, антропогенний вплив на геологічне середовище, питання його охорони і раціонального використання. Конспект лекцій призначений для студентів, аспірантів і викладачів екологічних спеціальностей та для широкого загалу фахівців, пов'язаних з проблемами раціонального природокористування, охорони довкілля й екологічної безпеки.

УДК 55

ISBN 978-966-641-821-3 (PDF)

© ВНТУ, 2020

ЗМІСТ

ВСТУП.....	5
ЛЕКЦІЯ 1 ПРЕДМЕТ ГЕОЛОГІЇ. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ	6
1.1 Наукові основи геології.....	6
1.2 Історія розвитку геології	7
1.3 Формування Землі та її будова	8
1.4 Хімічний склад Землі.....	11
1.5 Еволюція земної кори	12
ЛЕКЦІЯ 2 МІНЕРАЛИ	13
2.1 Форми мінералів	13
2.2 Фізичні властивості мінералів	16
2.3 Класифікація мінералів	19
ЛЕКЦІЯ 3 ГІРСЬКІ ПОРОДИ.....	19
3.1 Поняття гірських порід.....	19
3.2 Магматичні гірські породи	20
3.3 Осадові гірські породи	22
ЛЕКЦІЯ 4 ПРИРОДНІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ	24
4.1 Ендогенні процеси	24
4.1.1 Магматизм	24
4.1.2 Вулканізм	25
4.2 Екзогенні процеси	26
4.2.1 Вивітрювання.....	26
4.2.2 Геологічна діяльність вітру	26
4.2.3 Геологічна діяльність поверхневих вод	27
4.2.4 Геологічна діяльність підземних вод у воді	27
4.2.5 Геологічна діяльність озер і боліт	28
4.2.6 Геологічна діяльність морів та океанів	28
ЛЕКЦІЯ 5 ГЕОЛОГІЧНІ СТРУКТУРИ. ТЕКТОНІКА	29
5.1 Рухи земної кори	29
5.2 Тектонічні деформації	29
5.3 Літосферні плити.....	32
5.4 Землетруси	35
ЛЕКЦІЯ 6 ГІДРОГЕОЛОГІЯ.....	37
6.1 Поняття підземних вод.....	37
6.2 Класифікація підземних вод	38
6.3 Хімічний склад підземних вод.....	40

ЛЕКЦІЯ 7 ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ. КОРИСНІ КОПАЛИНИ.....	42
7.1 Особливості земної кори, на якій розташовується територія України.....	42
7.2 Тектонічне районування території України.....	42
7.3 Геологічна будова Вінницької області.....	44
7.4 Корисні копалини.....	45
7.5 Геолого-розвідувальні методи.....	47
ЛЕКЦІЯ 8 ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ.....	48
8.1 Завдання історичної геології.....	48
8.2 Методи відносної геохронології.....	49
8.3 Методи абсолютної геохронології.....	50
8.4 Методи відтворення рухів земної кори.....	52
8.5 Геологічна історія Землі.....	53
ЛЕКЦІЯ 9 ОСНОВИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ.....	54
9.1 Поняття і структура геоморфології.....	54
9.2 Чинники і процеси формування рельєфу.....	56
9.3 Класифікація рельєфу.....	57
9.4 Закономірності формування планетарних форм рельєфу Землі.....	60
9.5 Рельєф материкових платформ і підводних окраїн материків.....	61
ЛЕКЦІЯ 10 РАЦІОНАЛЬНЕ ВИКОРИСТАННЯ ТА ОХОРОНА ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА.....	63
10.1 Антропогенний вплив на геологічне середовище.....	63
10.2 Вплив гірничо-добувної промисловості.....	64
10.3 Вплив землеробства.....	65
10.4 Вплив будівництва і експлуатації різноманітних промислових, комунальних та інженерних споруд.....	65
10.5 Будівництво і експлуатація лінійних комунікацій.....	66
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ.....	67

ВСТУП

Метою дисципліни «Геологія з основами геоморфології» є дослідження будови, складу та історії верхньої твердої оболонки Землі – земної кори, а також вивчення основних груп гірських порід і мінералів, різноманітних явищ та процесів, які відбуваються в надрах нашої планети.

Головне завдання дисципліни «Геологія з основами геоморфології» полягає в тому, щоб надати студентам знання про закономірності розвитку та існування земної кори, про роль геологічних процесів в історичному розвитку Землі, а також особливості гірських порід і мінералів. Зважаючи на те, що сьогодні дедалі збільшується антропогенний вплив на геологічне середовище, питання його охорони і раціонального використання стає все більш важливим.

Необхідність вивчення цієї дисципліни зумовлена тим, що майбутні екологи повинні розуміти важливість вивчення геологічних процесів для збереження безпечного навколишнього середовища, а також знати закономірності розвитку Землі для гармонійного співіснування з природою.

Курс базується на знаннях з географії, ландшафтної екології, біогеохімії, ґрунтознавства, загальної екології та ін.

Знання з дисципліни «Геологія з основами геоморфології» необхідні при вивченні в подальшому дисциплін «Екологічна безпека», «Ресурсоенергозбереження», «Моделювання і прогнозування стану довкілля», «Нормування антропогенного навантаження на навколишнє середовище».

Після вивчення дисципліни «Геологія з основами геоморфології» студенти повинні знати:

- основні етапи розвитку Землі;
- властивості мінералів;
- основні групи гірських порід та їх особливості;
- головні геологічні процеси, які відбуваються на планеті;
- поширення та особливості залягання корисних копалин;
- методи визначення віку гірських порід;
- рельєфоутворювальні фактори.

ЛЕКЦІЯ 1 ПРЕДМЕТ ГЕОЛОГІЇ. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ

1.1 Наукові основи геології

Термін «геологія» походить від грецьких слів: «geo» – Земля і «logos» – поняття, вчення, наука. Отже, геологія – це комплекс наук про будову і розвиток Землі. Однак, Землю також вивчають геодезія, географія, астрономія, геохімія, геофізика. Відмінність геології полягає в тому, що вона досліджує надра Землі. Основне завдання геології – вивчення будови і складу та історії розвитку Землі, насамперед її верхньої оболонки – літосфери.

З накопиченням відомостей про Землю геологія поклала початок багатьом близьким наукам: петрографії, мінералогії, геоморфології, динамічній геології, геотектоніці, історичній геології, палеонтології, геохімії, геофізиці тощо.

Основні геологічні науки:

- *петрографія* – вивчає склад, будову, походження і умови залягання гірських порід;
- *мінералогія* – вивчає фізичні властивості і хімічну природу мінералів, тобто природних хімічних сполук, які містяться в земній корі;
- *геотектоніка* – вивчає рухи і будову земної кори, форми залягання шарів гірських порід;
- *історична геологія* – вивчає геологічну історію Землі від найдавніших часів до сучасної епохи, виявляє послідовність змін, які відбувалися протягом існування планети;
- *динамічна геологія* – вивчає процеси, які змінюють земну кору і вигляд Землі в цілому;
- *палеонтологія* – наука про давні викопні організми, їх будову, розвиток, географічне поширення в різні періоди історії Землі;
- *геоморфологія* – вивчає форми рельєфу земної поверхні, його виникнення і розвиток;
- *палеогеографія* – вивчає фізико-географічні умови, які були на поверхні Землі в минулі геологічні епохи;
- *вчення про корисні копалини* – дослідження походження, закономірностей поширення та форм залягання корисних копалин;
- *інженерна геологія* – вивчає гірські породи земної кори, придатність їх для будівництва різних споруд;
- *гідрогеологія* – вивчає умови залягання води в земній корі, її склад, походження і властивості.

Геологія має зв'язок з хімією, географією, ботанікою, зоологією та іншими природничими науками. Вона є базою для спеціальних географічних дисциплін: фізичної географії, загального землезнавства,

геоморфології тощо. Геологія має велике значення у вивченні еволюції географічної оболонки. Дослідження родовищ різних видів корисних копалин є необхідним для глибокого розуміння економічної географії. Взаємозв'язок геології і хімії полягає у вивченні хімічного складу земної кори, властивостей, походження, використання природних хімічних сполук – мінералів. Дослідження мінералів розкриває суть хімічних процесів, що відбуваються в природі і їх можна відтворити в лабораторних умовах. Крім того, надрові багатства є основним джерелом сировини для хімічної промисловості. Палеонтологія, окремий розділ геології, що вивчає історію виникнення та розвитку органічного світу за скам'янілими рештками, пов'язаний з біологією. З іншого боку, дослідження умов життя сучасних рослинних і тваринних організмів допомагає геологам точніше відтворювати палеогеографічні умови минулих періодів історії Землі.

1.2 Історія розвитку геології

Накопичення відомостей про Землю і виникнення геології як науки зумовлене практичною діяльністю людини, пошуками корисних копалин. Зростання потреб у корисних копалинах змушувало людей вести їх пошуки. Так поступово люди набували досвіду, збагачувалися геологічними знаннями. Проте як самостійна наука геологія виникла порівняно недавно, близько 250 років тому. Розглянемо етапи розвитку геології.

Перший етап – донауковий (до 14 ст.). Він характеризується поступовим накопиченням спостережень і фактів, першими спробами їх аналізу та узагальнень.

Другий етап (15–17 ст.) у розвитку геології починається в епоху Відродження і пов'язаний з іменами видатних учених цієї епохи Леонардо да Вінчі, Георго Аґріколи та ін. Перший, працюючи на будівництві іригаційних споруд, дійшов висновку, що ділянки суходолу, на яких ведеться будівництво, в минулому були морським дном, оскільки в гірських породах, з яких вони складаються, є чимало решток морських організмів, – тобто на поверхні Землі відбуваються зміни. Аґрікола склав перші посібники з мінералогії, гірничої справи та металургії. Закінчення 17 та початок 18 ст. є часом значного зростання попиту на різні корисні копалини, а, відповідно, і розвитку гірничої справи, нагромадження нових наукових фактів про будову земної кори.

Третій етап (18 – перша половина 19 ст.) визначається становленням геології як науки. Вирішальну роль у розвитку геології на цьому етапі відіграла розробка палеонтологічного методу визначення відносного віку гірських порід англійським вченим В. Смітом. До цього часу належить також зародження палеонтології та історичної геології як самостійних наук.

Четвертий етап (від другої половини 19 ст.) розвитку геології ознаменувався виникненням і розвитком вчення про платформи. На підставі цього вчення та інших наукових досягнень геологія остаточно формується як наука. З геології виділяється низка самостійних наук: історична геологія, тектоніка тощо; вдосконалюються старі та виникають нові методи досліджень.

Починаючи з 50-60-х рр. 20 ст. геологія характеризується новим етапом свого розвитку. Науково-технічний прогрес надав геології набагато більше можливостей для пізнання будови і розвитку земної кори.

1.3 Формування Землі та її будова

За найпоширенішою гіпотезою із згустків газових туманностей сформувалося Сонце, а під дією його гравітації і обертання матеріал, який обертася навколо нього, перетворювався на планети, однією з яких є Земля. Наша планета має форму геоїду (сплюснута на полюсах, і менше – на екваторі), середній радіус – 6371 км.

Планета Земля складається із земної кори, мантії та ядра. *Земна кора* – верхня тверда оболонка Землі. Вона має неоднакову товщину.

Розрізняють два типи кори: континентальний та океанічний. Континентальний тип характеризується середніми потужностями близько 35–40 км, максимальним значенням потужностей відповідають високі гірські райони (понад 70 км під Гімалаями).

Континентальна кора складається з гірських порід осадового, магматичного або метаморфічного походження. Осадкові породи утворилися шляхом відкладання речовини на суші або осадження її у водному середовищі. Вони лежать шарами, що змінюють один одного. Під осадковими породами знаходиться шар граніту. Він утворився внаслідок виверження і застигання магми у товщі земної кори в умовах високих температур і тиску. Це – магматична порода. Наступний за гранітом шар земної кори – базальтовий. Базальт також магматичного походження. Метаморфічні породи формуються внаслідок перетворення осадових і магматичних порід під дією високих температур і тиску на великих глибинах. Шари гірських порід часто бувають переплутані, зім'яті у складки, розірвані. Це відбулося в результаті зсувів земної кори, тому далеко не скрізь можна спостерігати строгу послідовність, при якій за молодшим шаром розташовується більш давній.

Океанічна кора, як і континентальна, також характеризується тришаровою будовою, проте вона різко відрізняється від континентального типу як за загальною потужністю, так і за складом. Перша суттєва відмінність полягає у тому, що в розрізі океанічної кори відсутній гранітно-гнейсовий шар, а її потужність змінюється від 5 до 12 км, становлячи в середньому 6–7 км проти 33–40 км континентальної кори.

Взаємодія двох основних типів кори відбувається по-різному. Для узбереж Атлантичного, Індійського, Північного Льодовитого океанів характерне поступове виклинювання в межах континентального схилу. У цьому випадку океанічна кора контактує з континентальною в зоні підніжжя континентального схилу. Такий тип перехідних зон називають *атлантичним*. Зовсім іншу картину спостерігають на західному узбережжі Тихого океану. Тут виділяють субконтинентальний і субокеанічний перехідні типи кори.

Субконтинентальний тип кори відрізняється від континентального меншою потужністю і нечітко вираженою поверхнею Конрада. Цей тип кори пов'язують з островними дугами і окраїнами материків. Потужність кори становить 20–30 км. *Субокеанічний тип* земної кори приурочений до улоговинних частин окраїнних та внутрішньоконтинентальних морів з глибиною понад 2 км. За складом він схожий на океанічний тип, але відрізняється від останнього потужнішим осадовим шаром (до 10 км і більше). Має потужність до 25 км. Субконтинентальні і субокеанічні ділянки дна океанів зчленовані між собою зонами розломів.

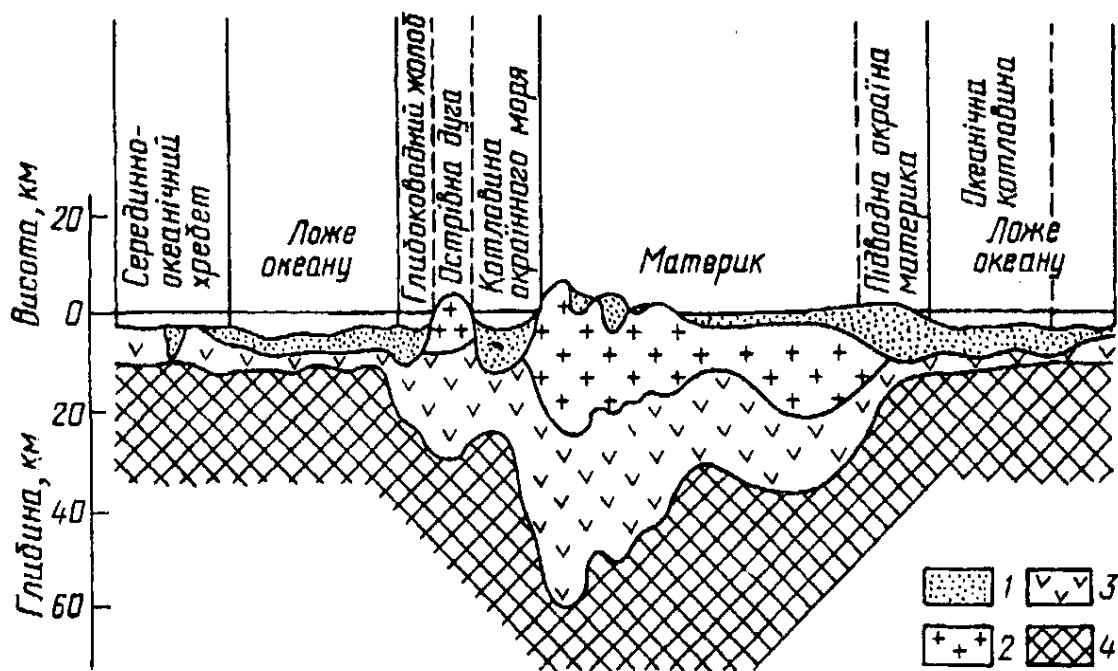


Рисунок 1.1 – Будова земної кори:

1 – осадовий шар, 2 – гранітний шар, 3 – базальтовий шар, 4 – мантія

Під земною корою, до глибини майже 3000 км, лежить *мантія*. Ніхто ніколи не бачив її. Учені припускають, що вона складається переважно з магнію, заліза та свинцю і має дуже високу температуру – від 1000 °C на поверхні до 3500 °C у нижній частині. Мантія складається із 3 частин – верхньої, середньої і нижньої.

Верхня мантія простягається до глибини від 410 до 650 км. Вважають, що речовина в цьому шарі перебуває в стані часткового розплавлення, має знижену в'язкість, пластичність. Цей шар називають *астеносферою*. Астеносфера відіграє вирішальну роль у тектонічних процесах, в цій зоні спостерігають осередки землетрусів, зароджуються магматичні розплави. Земна кора разом із надастеносферним шаром верхньої мантії становлять *літосферу* Землі – єдиний жорсткий шар, який ніби «плаває» в пластичній астеносфері. Її товщина сягає 50–70 км під океанами, 100–200 км під материками.

Середня мантія простягається до глибини 1000 км, за складом вона принципово не відрізняється від верхньої. *Нижня мантія* (кам'яна) має потужність майже 2000 км.

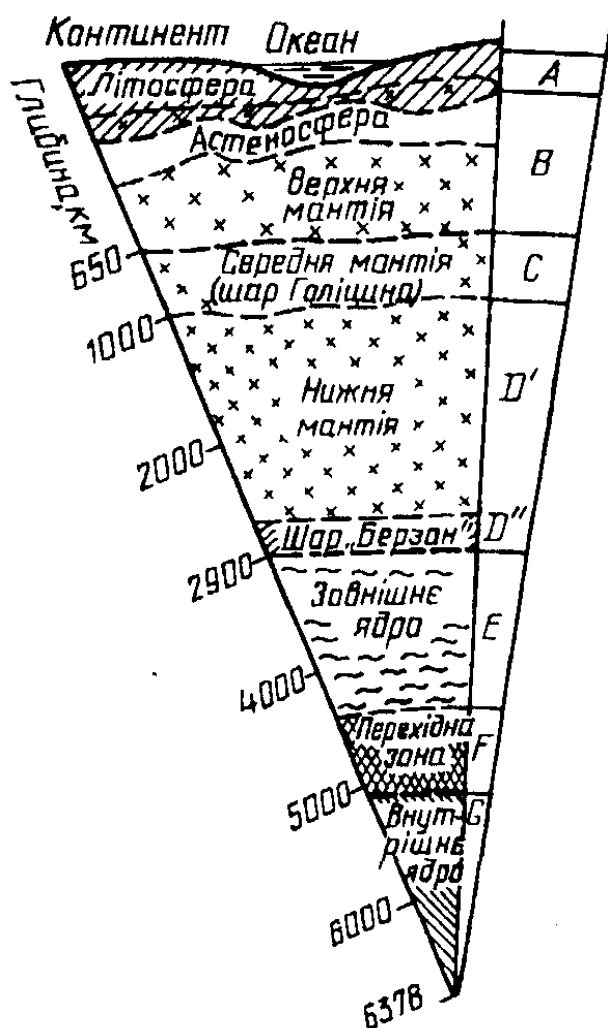


Рисунок 1.2 – Будова Землі

Ядро Землі – поки що загадка для науки. З певною ймовірністю можна говорити про його радіус – 3500 км, температуру – 4000–5000 °С, хімічний склад – переважно залізо та нікель. Ядро складається із зовнішнього і внутрішнього. Речовина у зовнішньому ядрі перебуває в розплавлено-

рідкому стані. Нижня межа його становить 4980 км. Внутрішнє ядро відповідає серцевині Землі і має радіус 1250 км. Вважають, що речовина перебуває тут у твердому стані, напевно, близькому до розплаву.

Встановлено, що температура гірських порід із глибиною зростає. В середньому на кожні 33 м вглиб Землі стає тепліше на 1 °С. Збільшення температури відбувається, головним чином, за рахунок розпаду радіоактивних елементів, що входять до складу ядра.

1.4 Хімічний склад Землі

Найпоширенішими елементами в земній корі є кисень, силіцій та алюміній, на їх частку припадає 82,58 % маси всієї земної кори. Залізо, натрій, калій, магній і кальцій становлять ще 15,16 %. Частка решти елементів у земній корі становить лише 2,26 % (табл. 1.1). Крім дев'яти основних хімічних елементів, десятими частками процента обчислюється вміст у земній корі Ti (0,52 %), C (0,46 %), Mn (0,12 %), S (0,11 %), Cl (0,2 %). Решта елементів представлена в земній корі сотими, тисячними та мільйонними частками процента

Таблиця 1.1 – Хімічний склад земної кори

Елемент	Вміст хімічних елементів, %		
	за Кларком (1924 р.)	за Виноградовим (1962 р.)	за Роновим і Ярошевським (1976 р.)
Кисень	49,52	49,13	46,50
Силіцій	25,75	26,00	25,70
Алюміній	7,51	7,45	7,65
Залізо	4,70	4,20	6,24
Кальцій	3,29	3,25	5,79
Натрій	2,64	2,40	1,81
Магній	1,94	2,35	3,23
Калій	2,40	2,35	1,34
Водень	0,88	1,00	0,16

Елементи, що становлять мізерну частку земної кори, тобто трапляються в природі нечасто, називають *рідкісними*.

Середній склад Землі (табл. 1.2) в цілому оцінюють переважно за аналізами метеоритів, використовуючи також геофізичні дані, зокрема щодо змін щільності із глибиною. Допускається подібність хімічного складу планет земної групи, а отже, і можливість оцінити на підставі складу метеоритів хімічний склад внутрішніх геосфер Землі.

Таблиця 1.2 – Хімічний склад Землі

Елемент	Вміст хімічних елементів, %	
	за Ферсманом (1930 р.)	за Мейсоном (1978 р.)
Кисень	27,71	29,50
Залізо	39,76	34,60
Силіцій	14,53	15,20
Магній	8,69	12,70
Сірка	0,64	1,93
Нікель	3,46	2,39
Кальцій	2,32	1,13
Алюміній	1,79	1,09
Решта	1,10	1,49

Порівняння даних стосовно хімічного складу земної кори і Землі в цілому виявляє, насамперед, різке підвищення в другому випадку частки важких елементів – заліза та нікелю, що може вказувати на залізо-нікелевий склад ядра Землі.

1.5 Еволюція земної кори

Існують кілька гіпотез еволюції земної кори:

1. Гіпотеза зміни об'єму Землі. На ранніх стадіях відбувалось періодичне розширення і стиснення Землі. В епохи розширення утворюються розломи, інтенсивно проявляється магматизм, переважають вертикальні рухи кори. В епохи стиснення формуються складчасті гірські системи.

2. Концепція фіксизму. Вважається незмінним, зафіксованим взаємне розташування континентів протягом геологічної історії Землі. Для пояснення розвитку планети фіксисти надають перевагу вертикальним рухам, майже відкидаючи можливість більш-менш суттєвих горизонтальних переміщень блоків кори чи літосфери.

3. Гіпотеза мобілізму. На дні рифтових долин у серединно-океанічних хребтах періодичні виверження базальтової лави призводять до розсування блоків літосфери, постійного формування нових ділянок океанічного дна. Відбувається це таким чином: порція базальтової лави, виливаючись через центральну тріщину на дні рифтової долини, розтікається по дну долини і застигає. Нова порція лави розламує застиглу пластину базальту, розсуваючи дно по обидва боки від осі рифту, і також застигає в тріщині, утворюючи нову базальтову пластину. Процес багаторазово повторюється, нарощуючи в такий спосіб океанічну кору по обидва боки від рифту. Тому зрозуміло, що наймолодша кора має бути на дні рифтової долини і поступово старіти в напрямку континентів.

ЛЕКЦІЯ 2 МІНЕРАЛИ

Мінералами називаються природні хімічні сполуки або самородні хімічні речовини, утворені внаслідок складних фізико-хімічних процесів у надрах Землі чи на її поверхні. Це саме ті первісні «цеглинки», з яких побудована Земля. Їх налічують понад 2000, а з різновидами – понад 6000, хоча найбільше поширення мають лише декілька сотень так званих «породоутворювальних» мінералів. У природі мінерали трапляються найчастіше в твердому вигляді, хоча відомі також рідкі та газоподібні мінерали.

Переважає більшість твердих мінералів – це кристалічні утворення і лише незначна кількість їх – аморфні. Кристалічні форми мінералів вивчає наука кристалографія. Як відомо, будова кристалів характеризується закономірним розташуванням у просторі складових частинок (атомів, іонів, молекул), в аморфних речовин елементарні частинки розташовуються хаотично. Елементарні частинки в кристалічних мінералах утворюють так звані кристалічні решітки, які визначають їхні основні властивості.

Більшість мінералів у породі утворюють мікрокристалічні агрегати, зернисті маси тощо. І лише в деяких випадках, за сприятливих умов рівномірного надходження однорідної речовини до кристала, що росте, можуть утворюватися правильні багатогранники.

2.1 Форми мінералів

У природі мінерали перебувають у найрізноманітніших формах. Потрібно зазначити, що поодинокі кристали (монокристали), трапляються порівняно нечасто. Набагато частіше мінералогія має справу зі зростками кристалів. Скупчення кристалів називають агрегатами. За формою мінеральні агрегати поділяються на кристалічні, секреції, конкреції, дендрити, натічні форми, зернисті і землясті.

Серед кристалічних агрегатів виділяють друзи і щітки.

Друзи – це скупчення кристалів різного розміру на спільній основі. Виникають при кристалізації мінеральної речовини із розчинів, що циркулювали по тріщинах чи в пустотах гірських порід.

Щітки – зростки дрібних кристалів на спільній основі.



Рисунок 2.1 – Друзи мінералу



Рисунок 2.2 – Щітки мінералу

Секреції утворюються при заповненні мінералами порожнин у породі. Для них часто характерною є концентрична будова, яка відбиває стадійність мінералоутворення. Процес заповнення порожнини мінеральною речовиною іде від периферії до центра. Дрібні секреції (до 10 мм у діаметрі), повністю заповнені мінералами, називають *мигдалинами*.



Рисунок 2.3 – Секреція

Конкреції – це сферичні чи більш-менш округлі тіла з радіально-променевою будовою всередині. Формуються внаслідок відкладання мінеральної речовини навколо будь-якого центра кристалізації. На відміну від секрецій, відкладання речовини спрямоване від центра до периферії. Дрібні конкреції зі шкаралупчастою будовою називаються *оолітами*. Оолітова будова характерна для руд алюмінію, заліза, марганцю (боксит, сидерит, лімоніт), для деяких вапняків.



Рисунок 2.4 – Конкреція мінералу

Дендрити – деревоподібні, плоскі, у вигляді плівок агрегати, які утворюються на стінках тріщин порід чи мінералів. Такі форми утворюють самородні елементи – срібло, мідь, золото. Характерні також для оксидів марганцю, заліза. Яскравий приклад – дендрити льоду на вікнах у мороз.



Рисунок 2.5 – Дендрити мінералу

В печерах часто трапляються *натічні форми* мінеральних агрегатів – *сталактити* і *сталагміти*. Утворюються вони при повільному стіканні розчинів, які швидко кристалізуються. Сталактити ростуть згори донизу (звисають зі стелі печери), сталагміти – назустріч їм, наростаючи на дні порожнини).



Рисунок 2.6 – Сталактити і сталагміти

Зернисті агрегати – це скупчення зерен одного чи кількох мінералів. Залежно від розміру зерен виділяють грубозернисті (з діаметром зерен понад 5 мм), середньозернисті (1–5 мм) і дрібнозернисті агрегати (до 1 мм). Зернисті агрегати властиві багатьом мінералам – піриту, галеніту, апатиту.

Землисті агрегати – це пухкі борошністі маси приховано-кристалічної структури, легко розтираються руками, їх кристали розрізняються лише за допомогою мікроскопа. До них належать такі мінерали як каолін, лимоніт тощо.

2.2 Фізичні властивості мінералів

Для визначення мінералів у польових чи лабораторних умовах потрібно навчитися чітко встановлювати їхні основні діагностичні ознаки – фізичні та деякі хімічні властивості. Це дає змогу з достатньою достовірністю визначити найпоширеніші мінерали не тільки у великих зразках, але й у разі наявності їх у породах у вигляді невеликих вкраплень, уламків тощо. Основними діагностичними фізичними ознаками мінералів є їх колір, блиск, прозорість, твердість, спайність, злам, густина. Рідше використовують магнітність, смак, запах тощо.

Колір мінералів визначається їх хімічним складом, кристалічною структурою, домішками. Розрізняють колір мінералів у суцільному стані і в порошок. Оскільки лише порівняно невелика кількість мінералів має постійне забарвлення, а багато мінеральних видів різнобарвні, надійнішою ознакою є колір порошку мінералу, або його *риска*. Колір rischi визначають, потерши мінералом об поверхню фарфорової пластинки. Наприклад,

колір rischi різнобарвного флюориту завжди білий. Колір rischi можна визначити лише для порівняно м'яких мінералів. Отже, для кожного мінералу встановлюють, за можливості, дві характеристики – колір його в суцільному стані, який визначається візуально, і колір rischi.

Блиск мінералів зумовлений відбиттям світла від їхньої поверхні. За блиском мінерали поділяються на дві групи. До першої належать мінерали з металічним чи напівметалічним (металоподібним) блиском. Металічний блиск нагадує блиск поверхні металу. Так блищать самородні метали, сульфіді, деякі оксиди (пірит, галеніт, золото, магнетит тощо). Напівметалічний блиск (тьмянний металічний) характерний, наприклад, для графіту. Другу, численнішу, групу утворюють мінерали з неметалічним блиском:

- *алмазний блиск* – дуже сильний, характерний, для прозорих та напівпрозорих мінералів (алмаз, сфалерит);
- *скляний блиск* нагадує блиск поверхні скла, дуже поширений (кальцит, галіт, кварц на гранях кристалів);
- *жирний блиск* – поверхня мінералу здається ніби змащеною жиром, чи покритою жирною плівкою (нефелін, кварц на зламі);
- *перламутровий блиск* нагадує блиск внутрішніх поверхонь черепашок деяких молюсків (слюда, гіпс);
- *шовковистий блиск* буває в мінералів, які утворюють голчасті чи волокнисті агрегати (азбест, селеніт);
- *восковий блиск* мають деякі мінерали з аморфною будовою (кремій).

Окремі мінерали, зокрема ті, що утворюють землісті агрегати, взагалі не блищать, у цьому разі їх блиск характеризують як матовий (піролюзит, лимоніт).

Крім здатності відбивати світло, мінерали мають і здатність пропускати світло – *прозорість*. За цією ознакою виділяють мінерали прозорі, напівпрозорі (як матове скло) і непрозорі. До останніх належать мінерали з металічним блиском. Однак майже всі мінерали, за винятком самородних, прозорі або просвічуються у дуже тонких зрізах.

Твердість залежить від особливостей кристалічної структури мінералів. Німецький мінералог Моос запропонував десятибальну шкалу, в якій мінерали групуються відповідно до їх відносної твердості. Шкалу назвали його ім'ям – шкалою Мооса або мінералогічною шкалою твердості (табл. 2.1). Вона складається з 10 мінералів-еталонів, з яких кожний наступний, тобто мінерал з вищим порядковим номером, завдає подряпин кожному попередньому. Мінерали з однаковими значеннями твердості не дряпають один одного.

Мінерали з твердістю 1–2 за шкалою Мооса умовно вважаються м'якими, з твердістю від 3 до 6 – середньої твердості і вище 6 – твердими.

Таблиця 2.1 – Твердість мінералів за шкалою Мооса

Мінерал-еталон твердості	Твердість	Додаткові діагностичні ознаки
Тальк	1	Дряпається нігтем
Гіпс	2	Те саме
Кальцит	3	Дряпається мідною монетою
Флюорит	4	Легко дряпається ножом
Апатит	5	Важко дряпається ножом
Ортоклаз	6	Дряпається напилем
Кварц	7	Дряпає віконне скло
Топаз	8	Легко дряпає кварц
Корунд	9	Легко дряпає топаз
Алмаз	10	Не дряпається нічим

Спайністю називають здатність мінералів розколюватися чи розщеплюватися уздовж певних площин, паралельних граням кристала, які називають площинами спайності. Вони здебільшого гладенькі, блискучі, утворюються внаслідок неоднакових сил зчеплення між певними плоскими сітками кристалічної решітки кристала.

Розрізняють такі ступені спайності:

- *цілком досконала* – мінерал розщеплюється пальцями на окремі гладенькі пластини (слюди, гіпс, тальк);
- *досконала* – мінерал від легкого удару розколюється в одному чи кількох напрямках з утворенням рівних гладеньких поверхонь (кальцит, галіт, галеніт);
- *середня* – внаслідок удару утворюються окремі уламки, обмежені рівними і нерівними поверхнями (польові шпати);
- *недосконала* – в разі розколювання переважають уламки з нерівними поверхнями (апатит, берил, олівін);
- *цілком недосконала* – всі уламки мають нерівні поверхні (кварц, магнетит), тобто в цьому разі спайності немає зовсім.

Для мінералів з недосконалою чи цілком недосконалою спайністю важливою діагностичною ознакою може слугувати *злам*, тобто характер поверхні уламків, на які мінерал розколюється внаслідок удару. Найпоширенішими видами зламу є:

- *раковинистий* – гладенька випукла поверхня з концентричною ребристістю, що нагадує черепашку деяких моллюсків (кварц);
- *занозливий* – характерний для стовпчастих чи волокнистих агрегатів деяких мінералів на поперечному сколі (рогова обманка, азбест);
- *землистий* – нагадує поверхню ґрунту (лимоніт);
- *східчастий (рівний)* – з характерними східцеподібними виступами (галеніт);
- *зернистий*.

Деяким мінералам властиві також такі ознаки, як *магнітність* – здатність діяти на магнітну стрілку (магнетит), *смак* (галіт – солоний, сильвін – гіркуватий), *запах* (фосфорити при терті, сірка при горінні), *жирність на дотик* (тальк), *гнучкість* (слюди), *горючість* (слюди).

З хімічних ознак діагностичне значення має реакція з 10 %-им розчином хлоридної кислоти і розчинність у воді. Реакцію з 10 %-им розчином HCl (або зі столовим оцтом) дають мінерали групи карбонатів (скипання). Деякі мінерали (галіт, сильвін) можуть повністю або частково розчинятися в дистильованій воді.

2.3 Класифікація мінералів

Всі мінерали поділяються на такі групи за хімічним складом:

- *силікати*: кварц, халцедон, опал, олівін, тальк, мусковіт, каолініт, лабрадор;
- *карбонати*: кальцит, магнезит, доломіт, сидерит, малахіт;
- *фосфати*: апатит, фосфорит;
- *сульфати*: ангідрид, гіпс, барит;
- *сульфіди*: пірит, галеніт, халькопірит;
- *оксиди*: гематит, магнетит, лимоніт;
- *галогеніди*: галеніт, флюорит;
- *самородні елементи*: сірка, графіт, алмаз.

ЛЕКЦІЯ 3 ГІРСЬКІ ПОРОДИ

3.1 Поняття гірських порід

Гірські породи – це мінеральні агрегати, які утворюють самостійні геологічні тіла, що становлять земну кору. Породи, складені багатьма мінералами, називають *полімінеральними* – це більшість гірських порід. Породи, складені одним мінералом – *мономінеральні*. Наприклад, вапняк, складений кальцитом; кварцит, складений кварцем. Полімінеральні породи – це, наприклад, граніт, складений кварцем, польовими шпатами, біотитом та іншими мінералами. Серед мінералів, які формують породи, прийнято виділяти основні, або породоутворювальні (найчастіше польові шпати, кварц, рогова обманка, олівін, слюди) і другорядні, або акцесорні, тобто ті, що містяться в породах у невеликих кількостях у вигляді домішок (найчастіше апатит, хроміт, магнетит, циркон, ільменіт тощо).

Будову породи характеризують поняття структури і текстури.

Структура породи визначається її внутрішніми особливостями і характеризується ступенем кристалічності, розмірами зерен, їхньою формою, співвідношеннями між ними.

Текстура – це зовнішні ознаки породи, зумовлені взаємним розміщенням її складових частин і способом заповнення простору.

За походженням всі гірські породи поділяються на магматичні, осадові і метаморфічні.

Магматичні породи утворюються внаслідок кристалізації природних силікатних розплавів (магми).

Осадові породи утворюються на поверхні Землі за рахунок руйнування раніше утворених порід.

Метаморфічні породи формуються з магматичних чи осадових під дією різних глибинних чинників: високих температур і тисків, гідротермальних розчинів і газів, які виділяються з магматичного розплаву.

В земній корі магматичні і метаморфічні породи займають 90 %, а осадові породи розташовуються безпосередньо на поверхні землі.

3.2 Магматичні гірські породи

Утворення великої різноманітності магматичних гірських порід є наслідком, по-перше, охолодження і кристалізації магми в товщі земної кори, а також, по-друге, охолодження і застигання лави в умовах земної поверхні. Породи, які утворюються в першому випадку, називають *глибинними (інтрузивними)*, в другому – *виверженими (ефузивними)*. Різні умови утворення спричиняють різну будову цих порід. Умови вистигання магми на глибині і на поверхні Землі дуже відрізняються. Глибинні породи формуються в умовах високого тиску, повільного і рівномірного вистигання. У цьому випадку утворюються щільні, масивні породи типу граніту або габро. Вивержені породи формуються при низьких тиску і температурі, швидкій віддачі тепла. При цьому часто виникають породи із високою пористістю (базальт, пемза).

У кожної інтрузивної породи є її ефузивний аналог, тобто порода, тотожна за хімічним і мінералогічним складом і відмінна від неї лише за структурою та текстурою, які визначаються швидким застиганням магми на поверхні Землі чи на невеликій глибині.

В магматичних породах розрізняють такі структури: 1) зернисті (на фоні однорідної нерозкристалізованої основної маси виділяються окремі зерна мінералів, типові для глибинних порід); 2) напівкристалічні (складені дрібними зернами мінералів, які не розрізняються неозброєним оком); 3) склуваті (виникають внаслідок швидкого застигання лави, подібні до скла, типові для вивержених порід).

Типовими текстурами магматичних порід є:

- пориста – характеризується наявністю пор і виникає внаслідок швидкого застигання лави, з якої виділяються газоподібні продукти;

- смугаста – утворюється в тих випадках, коли пори чи порожнини в породі заповнюються вторинними мінералами;
- флюїдальна – виділяються чітко виражені сліди течії лавового потоку тощо.

Всі магматичні породи за вмістом кремнезему поділяються на кислі, середні, основні та ультраосновні (табл. 3.1).

Таблиця 3.1 – Класифікація магматичних порід

Ступінь кислотності породи (вміст SiO ₂ , %)	Характерні мінерали	Колір	Породи	
			інтрузивні	ефузивні
Кислі (65–70)	Польового шпату і кварцу багато. Темноколірних мінералів (рогова обманка, біотит) – 5–10 %.	Світлий	Граніт	Ліпарит (ріоліт)
Середні (52–65)	Кварцу немає або його дуже мало; основний мінерал – польовий шпат. Темноколірних мінералів – до 15 %.	Світлий	Сіеніт	Трахіт
	Кварцу немає або його мало. Основний мінерал – ортоклаз. Темноколірних мінералів – до 25 %.	Сірий	Діорит	Андезит
Основні (40–52)	Кварцу немає. Основні мінерали – польовий шпат, піроксен. Темноколірних мінералів – 35–40 %.	Темний	Габро	Базальт
	Складається з одного мінералу – лабрадору.		Лабрадорит	
Ультра-основні (35–40)	Кварцу, польового шпату немає. Основні мінерали – олівін, піроксен.	Темний	Перидотит	
	Переважно складені олівіном.		Дуніт	

Кислі магматичні породи характеризуються світлим забарвленням внаслідок переважання в їхньому складі польових шпатів і кварцу. Найпоширенішими породами цієї групи є граніт та його ефузивний аналог – ліпарит.

Середні магматичні породи, як і кислі, характеризуються переважно світлим забарвленням. До цієї групи порід належать пари діорит–андезит та сієніт–трахіт.

Основні магматичні породи завдяки наявності в них великої кількості темноколірних мінералів вирізняються темним забарвленням.

Ультраосновні магматичні породи представлені переважно інтрузивними відмінами, темно-забарвлені. Легко піддаються вивітрюванню. Найпоширенішими серед них є перидотит і дуніт.

3.3 Осадові гірські породи

Осадові породи утворюються з відкладів морського і континентального походження. Вони становлять 10 % усіх гірських порід земної кори, але земна поверхня на 75 % покрита саме цими породами. В утворенні осадових порід виділяють кілька стадій:

- утворення вихідного осадового матеріалу;
- перенесення осадового матеріалу;
- накопичення відкладів (седиментогенез);
- перетворення відкладів на осадову породу (діагенез);
- зміна осадової породи до початку метаморфізму або початку вивітрювання (катагенез).

Утворення вихідного осадового матеріалу відбувається внаслідок вивітрювання, ерозії тощо. Основна маса продуктів руйнування виникає внаслідок фізичного і хімічного вивітрювання.

Чинниками *перенесення і відкладання продуктів руйнування* є поверхневі і підземні води, вітер та лід. Найбільша кількість відкладів накопичується в кінцевих водоймах стоку – морях і озерах.

Діагенез – це сукупність процесів перетворення відкладів на гірську породу. Він супроводжується розчиненням і винесенням нестійких мінералів з відкладів; формуванням нових мінералів, стійких в цих умовах; перерозподілом речовин і утворенням конкрецій; ущільненням та зневодненням; цементуванням і перекристалізацією. Інтенсивність процесу діагенезу залежить від складу відкладів та умов, в яких вони перебувають. Стадією діагенезу закінчується процес формування осадової породи, далі настає стадія катагенезу.

Катагенез – сукупність процесів, які змінюють осадову породу в період її існування до початку метаморфізму або вивітрювання.

Осадові породи залягають пластами. Деколи для них характерні *лінзи* – шари, які займають малу площу із зменшенням потужності до краю пласта.

Хімічний склад осадових порід близький до хімічного складу магматичних порід. Основними компонентами є оксиди силіцію, алюмінію та заліза. Однак у магматичних породах більше закисів заліза, а в осадових

– більше оксидів, бо вони зазнали впливу кисню. Крім того, в осадових породах зменшений вміст нестійких і розчинних сполук – Na_2O і K_2O .

Мінералогічний склад осадових порід дуже різноманітний і визначається складом материнських порід, внаслідок руйнування яких вони утворилися, та фізико-хімічними особливостями середовища, в якому вони накопичувались. Найпоширенішими мінералами материнських порід є кварц, польові шпати, слюди та деякі інші мінерали. Типовими осадовими мінералами, яких немає в магматичних породах, є сульфати, глинисті мінерали тощо.

В складі осадових порід бувають рештки рослин і тварин. Часто вони є основною складовою породи (органогенні вапняки, діатоміти, торф, вугілля тощо).

Осадові породи можуть мати рихлу або зцементовану структуру. Найхарактернішими текстурами осадових порід є сланцева, однорідна (з хаотичним, безладним розміщенням мінеральних зерен) і пориста.

Існує декілька класифікацій осадових порід. Однак найвідомішою є класифікація, за якою осадові породи поділяють на групи: уламкові, хемогенні та біогенні (органогенні).

Уламкові породи утворилися внаслідок механічного руйнування інших порід. Їх поділяють на грубоуламкові (уламки розміром більше 1 мм), піщані (уламки розміром 0,1–1 мм), пилюваті (уламки розміром 0,01–0,1 мм). Крім того, вони бувають необкатані та обкатані, розсипчасті і зцементовані.

Хемогенні породи утворюються внаслідок осадження речовин з водних розчинів, а *біогенні* – перетворенням органічних речовин.

Хемогенні осадові породи класифікуються на:

- карбонатні: вапняк оолітовий, вапнистий туф, доломіт;
- кременисті: гейзерит, кремій, опока;
- залізисті: бурій залізняк, сидерит;
- марганцеві: піролюзит, манганіт, псиломелан, родохрозит;
- галоїдні: кам'яна сіль, калійні солі;
- сульфатні: гіпс, ангідрит, мірабіліт;
- алітні (глиноземисті): латерит, боксит;
- фосфатні: фосфорити.

Органогенні породи поділяються на:

- карбонатні: вапняк (черепашковий, кораловий, серпуловий, водоростевий тощо), крейда, мергель;
- кременисті: діатоміт, трепел;
- каустобіоліти: торф, буре вугілля, кам'яне вугілля, антрацит, сапропеліт, горючі сланці, нафта, озокерит.

ЛЕКЦІЯ 4 ПРИРОДНІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ

Деякі геологічні процеси відбуваються надзвичайно швидко на обмежених територіях, спричиняючи катастрофічні явища в природі (вулканічні виверження, селі, гірські обвали, землетруси тощо). Інші процеси тривають десятки і сотні мільйонів років, поширюються на величезних площах і наслідки їх дії, на перший погляд, непомітні, а насправді призводять до глобальних змін як на поверхні, так і в надрах планети.

Джерелами енергії геологічних процесів є сонячна радіація, гравітаційні процеси, тепло надр Землі, взаємодія Землі з Сонцем і Місяцем, осьове обертання Землі тощо. Залежно від джерел енергії та зон прояву всі геологічні процеси звичайно поділяють на зовнішні, або екзогенні, та внутрішні – ендегенні.

Екзогенні геологічні процеси відбуваються на поверхні Землі чи у верхніх частинах літосфери і зумовлені переважно сонячною радіацією, гравітацією, життєдіяльністю організмів та ін. Це процеси взаємодії літосфери із зовнішніми оболонками планети – гідросферою, атмосферою, біосферою. Вони змінюють рельєф земної поверхні, беруть участь у руйнуванні гірських порід, транспортуванні уламків. Екзогенними процесами вважають вивітрювання, геологічну діяльність вітру, поверхневих текучих вод, озер, боліт, вод морів та океанів, підземних вод, льодовиків.

Ендегенні геологічні процеси спричиняються переважно внутрішніми силами Землі і відбуваються здебільшого всередині планети, в глибоких шарах кори та у верхній мантії. До них належать тектонічні процеси, магматизм, метаморфізм, вулканізм.

4.1 Ендегенні процеси

Дія ендегенних процесів спрямована на формування земної кори, гірських систем, вулканічних конусів, океанічних котловин тощо. Провідна роль належить тектонічним рухам (горизонтальним і вертикальним, повільним і катастрофічним), які й формують нерівності рельєфу земної кори.

4.1.1 Магматизм

Магма – вогняно-рідкий силікатний розплав, який утворюється у верхній мантії (переважно в астеносфері). За хімічним складом магма – складний силікатний розплав, головну роль у якому відіграє кремнезем (SiO_2), а також оксиди Al, Fe, Mg, Ca, K тощо.

Під *магматизмом* розуміють сукупність усіх геологічних процесів, рушійною силою яких є магма та її похідні. Магматизм поділяють на два типи: інтрузивний та ефузивний. У першому випадку магма застигає і кристалізується в надрах Землі, в другому – виливається на земну поверхню, звільняється від газів і застигає без розкристалізації. Наслідком таких процесів є утворення магматичних порід. Температури магматичних

розплавів у надрах земної кори за останніми даними становлять 700–1100 °С.

Внаслідок переміщення магми в холодні гірські породи вона охолоджується і в ній починаються процеси магматичної диференціації – розділення на розплави: важкий, збагачений оксидами заліза, кальцію, магнію, і легкий, насичений оксидами силіцію та алюмінію. Потім починається кристалізаційна диференціація, якій відповідає послідовна кристалізація мінералів від тугоплавких до легкоплавких. Під час кристалізації важкі мінерали занурюються на дно розплаву і накопичуються там, утворюючи після застигання гірські породи ультраосновного складу (дуніти, перидотити). Верхня частина розплаву послідовно збагачується на кремнезем. Таким чином, у верхніх шарах розплаву формуються породи середнього і навіть кислого складу (діорити, сієніти, граніти).

При подальшому охолодженні магми починаються процеси утворення так званих пегматитів – мінералів із залишкового силікатного розплаву, збагаченого леткими компонентами. Через це розплав стає набагато рухомішим і проникає по тріщинах на значні відстані. Це відбувається на глибині в декілька кілометрів від поверхні Землі при високих тисках і в інтервалі температур 500–700 °С. З пегматитами пов'язані родовища таких порід, як смарагд, топаз, берил, гірський кришталь.

4.1.2 Вулканізм

Магма, виливаючись на поверхню Землі за умов понижених тисків, звільняється від розчинених у ній газоподібних продуктів і перетворюється на лаву. Лава відрізняється від магми лише вмістом розчинених у ній газів. Виверження лави та інших вулканічних продуктів відбувається або по тріщинах у земній корі (такі вулкани називають тріщинними), або по підвідних трубоподібних каналах, прокладених у земній корі магмою (вулкани центрального типу). При тріщинних виливах лава, витікаючи у великих кількостях, затоплює величезні території, знищуючи все на своєму шляху. Це призводить до утворення великих лавових плато, які формують специфічний рельєф.

Найпоширеніші основні базальтові лави мають переважно темне забарвлення, характеризуються низькою в'язкістю і зумовленою цим високою рухомістю. Температура їх на виході становить близько 1200 °С. Такі лави під час виверження розтікаються по схилах зі швидкістю кілька метрів на хвилину на значні відстані.

Зовсім інакше відбувається виверження лав кислого і середнього складу. Через їхню високу в'язкість течуть вкрай повільно, вихід газів із них ускладнений. Тому виверження таких лав часто спричиняє закупорення кратера і супроводжується вибухами. Майже всі катастрофічні виверження були пов'язані з вулканізмом кислого та середнього складу. Температура кислих і середніх лав дещо нижча і становить 800–1000 °С.

4.2 Екзогенні процеси

4.2.1 Вивітрювання

Вивітрювання – це складний комплекс фізико-хімічних процесів, які відбуваються у зовнішній частині літосфери і призводять до зміни та руйнування гірських порід. Розрізняють фізичне і хімічне вивітрювання.

Фізичне вивітрювання відбувається під впливом сезонних і добових коливань температури, дії замерзаючої води, зростання кристалів, кореневої системи рослин тощо і є механічним руйнуванням (подрібненням, розпушуванням) гірських порід та перетворенням їх на уламковий матеріал.

Температурне вивітрювання спричиняють різкі перепади температур, які призводять до нерівномірного нагрівання та охолодження гірських порід. Особливо інтенсивно відбуваються ці процеси в полімінеральних породах. Різні мінерали, з яких складаються породи, мають неоднакові коефіцієнти теплового розширення та стиснення. Внаслідок багаторазових розширень та стиснень окремих мінеральних зерен їх взаємне зчеплення порушується, порода розтріскується і розсипається на окремі уламки.

При морозному вивітрюванні руйнівну дію здійснює вода, що замерзає в тріщинах і порах. Відомо, що вода, переходячи в твердий стан (лід), збільшує свій об'єм на 8–10 %. Тиск у тріщинах, який виникає при цьому, розширює їх, руйнуючи породу.

Таку саму механічну дію на породи, як і замерзаюча вода, здійснюють коренева система дерев, що, розростаючись у тріщинах, розсуває їх за принципом дії клину, а також кристалізація солей.

Головними чинниками *хімічного вивітрювання* є вода і розчинені в ній солі, кислоти, гази, органічні сполуки.

Процеси, що відбуваються під час хімічного вивітрювання, можна звести до чотирьох основних хімічних реакцій: окиснення, розчинення, гідратації та гідролізу. Так, при окисненні піриту утворюється лимоніт (обидва мінерали – сполуки заліза). При гідролізі (розкладання мінералу під дією води) польовий шпат перетворюється на каолініт.

З процесами вивітрювання гірських порід пов'язане і утворення ґрунтів. Ґрунти – це елювій (продукти вивітрювання, які залишаються на місці утворення), збагачений продуктами життєдіяльності організмів і частково перероблений ними.

4.2.2 Геологічна діяльність вітру

Геологічна діяльність вітру пов'язана із руйнуванням, подрібненням гірських порід, шліфуванням, поліруванням їхньої поверхні, транспортуванням уламків і відкладенням уламкового матеріалу на певних ділянках суходолу. За швидкості 4–7 м/с вітер може переносити пил, за швидкості близько 20 м/с – гравій. Під час буревіїв і ураганів (20–60 м/с) можуть переноситися галька, дрібні уламки порід. Велику геологічну

роботу здійснюють не стільки тимчасові сильні, скільки постійні вітри. Надто інтенсивну роботу такі вітри виконують в областях, де відсутній або слабо розвинутий рослинний покрив.

Геологічну діяльність вітру визначають такі процеси, як дефляція і коразія. *Дефляцією* називають видування, розвіювання, винесення пухких гірських порід на поверхні Землі повітряними потоками. В місцях, де постійно дмуть вітри, мінеральні частинки, захоплені повітряними потоками, постійно вдаряються об поверхню скель, обточуючи їх, поліруючи. Внаслідок цього на поверхні порід утворюються борозни, подряпини. Таке явище називають *коразією*.

4.2.3 Геологічна діяльність поверхневих вод

Руйнування гірських порід текучими водами називають *ерозією*.

Сила таких схилових потоків невелика, тому їх геологічна діяльність виражається в змиванні лише дрібних частинок пухких продуктів вивітрювання і ґрунту та перенесенні їх униз схилом. Цей процес називають площинним змивом або площинною ерозією. Він завдає великої шкоди ґрунтам, бо змиває їхній найбільш родючий поверхневий шар, збагачений на гумус. Внаслідок площинного змиву колишні підвищені місця поступово знижуються, а схили виположуються і набувають плавних обрисів.

У гірських районах з тимчасовими водними потоками пов'язане періодичне виникнення короточасних грязекам'яних потоків, які називають *селями*.

Геологічна робота річок виражається в ерозії, транспортуванні продуктів руйнування та їх відкладенні. Річкова ерозія є двох типів: глибинна, або донна, спрямована вглиб річки; бічна, яка призводить до підмивання берегів і розширення долини. На стадії молодості в річковій долині найінтенсивніше проявляється глибинна ерозія. В нижній течії річки затухає глибинна ерозія і переважає бічна ерозія. Русло починає блукати, звиватися серед власних наносів, утворюючи петлеподібні вигини – меандри. В гірських районах, де глибина ерозії проявляється особливо інтенсивно, молоді річки прокладають глибокі долини з прямовисними схилами, які називають каньйонами або ущелинами.

Водночас із ерозійною діяльністю річки здійснюють велику переносну і акумулятивну роботу. Перенесення продуктів руйнування гірських порід здійснюється кількома способами: в розчиненому стані; перенесенням дрібних частинок у завислому стані; перекочуванням грубих уламків по дну річки.

4.2.4 Геологічна діяльність підземних вод

Переміщуючись у гірських породах, підземні води виконують іноді досить значну геологічну роботу: руйнують гірські породи і мінерали, переносять та відкладають розчинені в них речовини у тріщинах, порах гірських порід та в місцях виходу підземних вод на поверхню.

Найвиразніше руйнівна робота підземних вод проявляється у розчиненні і вилуговуванні гірських порід і мінералів, внаслідок чого в гірських породах утворюються різноманітні порожнини, часто – великих розмірів. Сукупність геологічних явищ, пов'язаних з частковим розчиненням і розмиванням водою гірських порід та утворенням у них порожнин різного розміру, називають *карстовими процесами* або карстом.

Дуже близькою до карсту є *суфозія* – процес механічного вимивання дрібних частинок гірських порід підземними водами. Особливо часто цей процес розвивається на вододілах, складених лесами і лесоподібними суглинками. Внаслідок суфозії ці породи просідають, а на їх поверхні утворюються провалля і неглибокі западини, часто заповнені водою,

Руйнівна робота підземних вод проявляється також в утворенні зсувів, розвинених переважно на схилах річкових долин та берегах озер і морів, де підземні води виходять на поверхню.

4.2.5 Геологічна діяльність озер і боліт

Геологічна діяльність озер, як і морів, виявляється в руйнуванні (абразії) берегів, транспортуванні уламкового матеріалу і формуванні озерних відкладів. Озерна абразія пов'язана, насамперед, з рухом води, спричиненим вітром: чим більша за розміром водойма, тим вищі хвилі та інтенсивніші процеси руйнування берега.

Геологічна діяльність боліт зводиться переважно до утворення торфу. У разі занурення торфовищ на великі глибини в умовах підвищених тисків і температур починаються процеси вуглефікації, які спричиняють перетворення торфу спочатку на буре вугілля, потім – на кам'яне і, нарешті, на антрацити.

4.2.6 Геологічна діяльність морів та океанів

Руйнівна робота моря здійснюється під впливом безперервного руху води. Найбільше вона виражена біля крутих берегів. Внаслідок численних ударів хвиль біля підніжжя берегу утворюється заглиблення – прибійна ніша, яка поступово занурюється вглиб берегу. Згодом частина берегу, яка нависає над нішею, обвалюється, хвилі підхоплюють уламки і бомбардують ними новоутворений береговий виступ, руйнуючи його із ще більшою інтенсивністю.

Руйнування берегів морськими водами називають *абразією*. Одночасно із руйнівною відбувається і акумулятивна діяльність моря. Морські хвилі не тільки руйнують, а й переносять уламковий матеріал і відкладають його. Особливо інтенсивно ці процеси відбуваються у вузькій прибережній смузі – шельфі.

ЛЕКЦІЯ 5 ГЕОЛОГІЧНІ СТРУКТУРИ. ТЕКТОНІКА

5.1 Рухи земної кори

Земна кора постійно перебуває в русі, однак рухи ці дуже повільні і недоступні для безпосереднього спостереження, про них можна говорити лише за їх наслідками. Тектонічні рухи є основним чинником формування рельєфу земної поверхні.

Наука, яка вивчає рухи земної кори і створені ними структури (складки, розриви тощо), називається *геотектонікою*, або *тектонікою*, а самі рухи земної кори називають *тектонічними*.

За спрямованістю тектонічні рухи бувають вертикальними і горизонтальними.

Вертикальні рухи поділяються на незворотні (спрямовані в один бік) і зворотні, або коливні.

Колівні рухи – це переважно вертикальні рухи, які проявляються у вертикальних підняттях та опусканнях певних ділянок земної кори. Вони відбуваються зараз і відбувалися в усі попередні епохи геологічної історії Землі. Колівні рухи відбуваються всюди, але з різною швидкістю. Крім того, коливні рухи на одному й тому самому місці періодично змінюють свій напрям, тобто підняття змінюються опусканнями і навпаки. Наприклад, північна частина Подільської височини піднімається зі швидкістю 2,8–4,9 мм/рік, північне узбережжя Чорного моря опускається зі швидкістю 0,8–0,9 мм/рік, а місцями (поблизу Одеси) і більше. Максимальні (8,7 мм/рік) швидкості підняття на території України помічені в районі м. Знам'янки Кіровоградської області, у північній частині Житомирської області та в інших місцях.

Характер сучасних рухів тієї чи іншої ділянки земної кори можна оцінити на підставі особливостей геоморфологічної будови та складу сучасних відкладів. Наприклад, ділянки, які інтенсивно піднімаються в сучасну епоху, характеризуються переважно більшими абсолютними позначками та інтенсивною розчленованістю поверхні молодими ярами і потоками, а ділянки, які опускаються, – більш рівною, часто заболоченою поверхнею.

5.2 Тектонічні деформації

Тектонічні рухи проявляються не тільки в підняттях і опусканнях великих ділянок земної кори, а й у порушенні умов залягання гірських порід. Особливо чітко це спостерігається в осадових гірських породах. Переважна більшість осадових порід формується на рівній поверхні дна морів і океанів, тому спочатку вони залягають горизонтально або майже горизонтально. Під дією тектонічних рухів пласти гірських порід деформуються, первинні умови їх залягання порушуються, і виникають нові вторинні структурні форми.

Тектонічні порушення є двох типів:

- складчасті, суцільність пластів яких не порушується, а змінюється лише форма їх залягання;
- розривні, коли суцільність пластів порушується і утворюються різні розриви.

Найпростішою формою нерозривних порушень у гірських породах є нахилене залягання пластів, коли всі шари досить одноманітно нахилені в один бік. Така форма залягання називається *монокліналлю*. *Складки* – це хвилеподібні згини пластів гірських порід різних розмірів. Є два типи складок: випуклі (антикліналі) та ввігнуті (синкліналі).

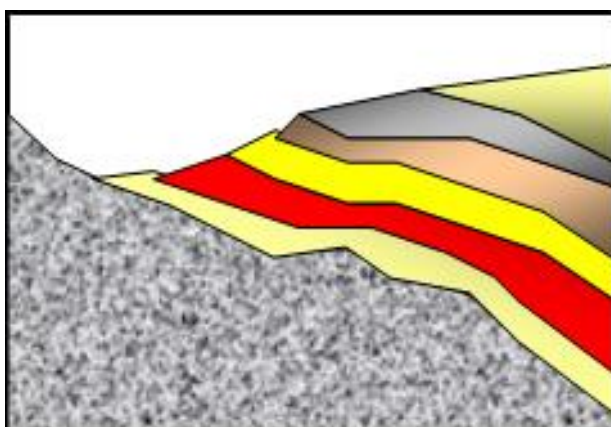


Рисунок 5.1 – Монокліналь



Рисунок 5.2 – Антикліналь

Розривні тектонічні порушення утворюються в разі, коли напруження, які виникають у земній корі, досягають значень, що перевищують межу міцності гірських порід. Виділяють дві групи розривних порушень: без зміщення гірських порід; зі зміщенням гірських порід.

До розривів без зміщення належать лінійно витягнуті та радіальні на куполоподібних підняттях тектонічні тріщини. До розривних тектонічних порушень зі зміщенням належать скиди, підкиди, насуви, зсуви та складніші порушення – скидо-зсуви, східчасті скиди, грабени і горсти (рис. 5.3).

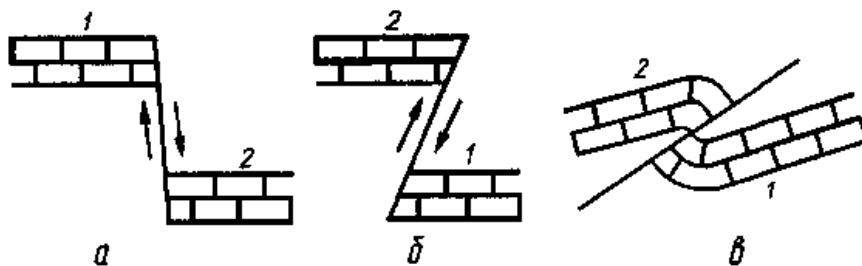


Рисунок 5.3 – Типи розривних деформацій:

a – скид; *б* – підкид; *в* – насув; 1 – лежаче крило; 2 – висяче крило

Глибинні розломи в сучасному розумінні – це зони рухомого зчленування великих блоків земної кори і підстильної верхньої мантії протяжністю в сотні і тисячі кілометрів, завширшки в десятки кілометрів.



Рисунок 5.4 – Глибинний розлом

Особливостями глибинних розломів є їх планетарна протяжність, значна глибина закладення та тривалість розвитку. Стосовно глибинності,

то виявлено, що деякі з них поширюються у верхню мантію. Час існування окремих розломів вимірюється десятками і сотнями мільйонів років.

За глибиною проникнення розломи поділяють на три групи:

- *корові розломи* – в межах земної кори;
- *літосферні розломи* перетинають земну кору, верхню мантію і затухають у астеносфері. Це найпоширеніші глибинні розломи;
- *мантійні (надглибинні) розломи* визначають за глибиною розташування осередків землетрусів.

Геологічну позицію глибинних розломів у загальній структурі земної кори можна подати таким чином. Розломи першого порядку визначають межі головних літосферних плит. Розломи другого порядку розмежовують плити і мікроплити; в рельєфі вони приурочені зазвичай до континентального підніжжя. Розломи третього порядку – це решта розломів всередині континентів та океанів.

5.3 Літосферні плити

Згідно з сучасними уявленнями, основними структурними елементами земної кори і літосфери є континенти і океани, точніше – континенти та океанічні западини. Крім того, літосферу можна поділити не за структурним, а за геодинамічним принципом на окремі плити, які називають *літосферними*.

У сучасній структурі Землі виділяють 7 основних плит: Північноамериканську, Південноамериканську, Євразійську, Африканську, Індо-Австралійську, Антарктичну і Тихоокеанську. Ці плити, за винятком Тихоокеанської, охоплюють як континентальні, так і океанічні ділянки. Розташовуючись на пластичній поверхні астеносфери, літосферні плити переміщуються, ніби плавають у ній з різною швидкістю.

Більша частина площі плит у межах континентів і океанів відповідає стійким блокам кори і літосфери – *платформам*, континентальним і океанічним; останні частіше називають *океанічними плитами*.

Континентальні платформи – це відносно стабільні, жорсткі ділянки земної кори, які мають двоярусну будову. Вони характеризуються значною потужністю земної кори, слабозреченованим рельєфом, незначними сейсмічністю і вулканічною активністю.

Платформи складаються з двох ярусів: 1) кристалічного фундаменту з магматичних та метаморфічних порід, розбитих тріщинами, зібраними в складки; 2) товщі осадових гірських порід з майже горизонтальним заляганням шарів потужністю до кількох десятків метрів, які перекривають кристалічний фундамент з великою кутовою розбіжністю.

За віком порід фундаменту платформи поділяють на давні і молоді.

До давніх докембрійських платформ належать Північно-Американська, Південно-Американська, Східноєвропейська, Сибірська, Африкано-Аравійська, Індостанська, Австралійська, Антарктична та кілька дрібніших платформ. Ці платформи становлять ядра сучасних материків і оточені молодими платформами. Давні платформи охоплюють близько 40 % площі сучасних материків. Від сусідніх молодих платформ вони відділяються глибинними розломами. Фундамент молодих платформ менш кристалічний, ніж у давніх, породи їх менш метаморфізовані, містять менше гранітів.

Найбільшими структурними елементами платформ є щити і плити. *Щит* – це ділянка платформи, де на поверхню виступає фундамент. Щити характерні для давніх платформ і є наслідком тривалого підняття. *Плити* – ділянки платформ, де фундамент перекритий осадовим чохлам.

В океанах межі між літосферними плитами збігаються із рифтовими зонами серединно-океанічних рухомих поясів, виражених хребтами. Основні території океанічного ложа відповідають океанічним плитам, які простягаються від підніжжя материкового схилу до серединних хребтів.

В зоні стику океану з континентом океанічна кора вигинається і занурюється у мантию під кутом 45° під плиту континентальної літосфери, яка рухається їй назустріч (рис. 5.6). Таке занурення відбувається до глибини 700 км. Таким чином, відбувається поступова переробка і навіть переплавлення океанічного дна, яке затягується униз. Через це на краю материка формується гірський сейсмічний пояс (наприклад, Кордільєри, Анди).

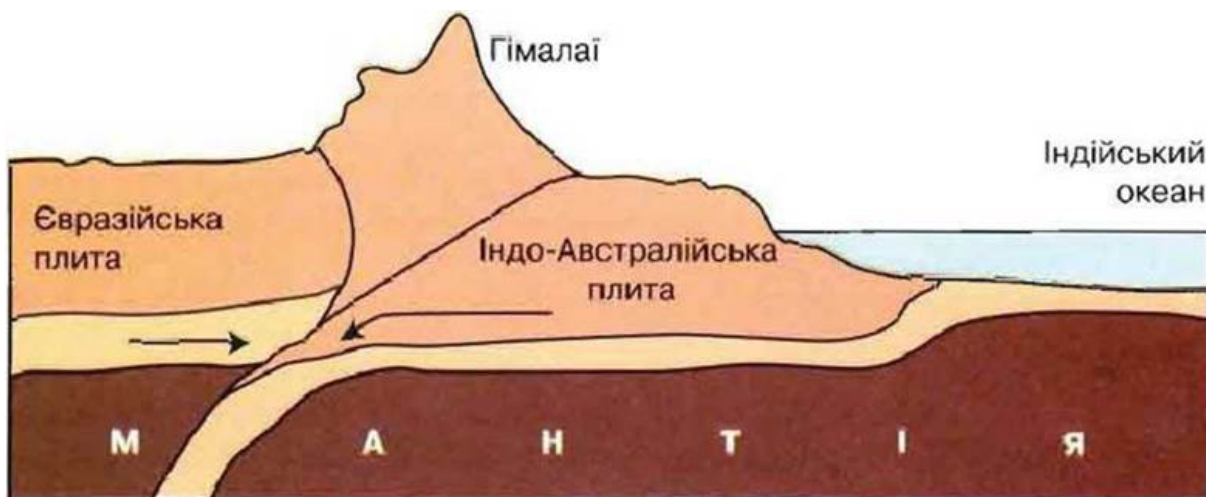


Рисунок 5.6 – Контакт океанічної і континентальної кори

Середня товщина плит в океанах становить 70–80 км, а на континентах – 120–140 км, тобто до їхнього складу входить не тільки земна кора континентального та океанічного типів, але і верхня частина астеносфери.

5.4 Землетруси

Землетруси – це раптові коливання земної кори. Наука, яка вивчає землетруси, називається сейсмологією.

За походженням землетруси бувають нетектонічні і тектонічні.

До нетектонічних землетрусів належать обвальні, вулканічні та штучні, спричинені діяльністю людини (наприклад, штучними вибухами). Нетектонічні землетруси охоплюють невеликі площі, трапляються зрідка і мають незначну силу.

Тектонічні землетруси тривають переважно кілька секунд. Це підземні поштовхи певної сили, які супроводжуються поштовхами та коливаннями земної поверхні. Тектонічні землетруси виникають на різних глибинах. Причиною їх виникнення є раптове, стрибкоподібне вивільнення великої кількості енергії з надр Землі, спричинене пересуванням мас гірських порід, найчастіше – вздовж розломів. Розрядження цих напружень зумовлює сейсмічні коливання у вигляді хвиль, які, досягнувши земної поверхні, спричиняють руйнування. Місце в земній корі або верхній мантії, де виникає землетрус, називають *осередком землетрусу*. В центрі осередка – *гіпоцентр*, проекцію якого на поверхню Землі називають *епіцентром*.

Під час тектонічних рухів, коли напруження перевищує міцність гірських порід, у гіпоцентрі звільняється велика кількість енергії, яка переходить з потенційної форми в кінетичну і зумовлює сейсмічні коливання, що поширюються від осередку в усі боки.

Сейсмічні хвилі бувають двох типів: поздовжні і поперечні. *Поздовжні хвилі* відповідають коливним рухам частинок від осередку або до осередку. Вони призводять до поперечного стискання і розрідження речовини. Поздовжні хвилі поширюються в усіх середовищах, але з різною швидкістю: у повітрі – 330 м/с, воді – близько 1500 м/с, гірських породах земної кори – до 5–7 км/с.

Поперечні хвилі відповідають коливним рухам частинок речовини перпендикулярно до поширення самої хвилі. Вони поширюються тільки у гірських породах.

Крім того, на поверхні Землі виникають *поверхневі хвилі*. Вони поширюються з невеликою швидкістю, але в епіцентрі можуть завдавати великої шкоди.

Інтенсивність землетрусу – це його зовнішній ефект на поверхні Землі, визначається візуально через зіставлення між собою ступеня пошкодження підземними поштовхами будівель, кількості жертв, деформацій ґрунту тощо. Інтенсивність виражається в балах. Для визначення сили землетрусів застосовують різні шкали, але найпоширенішою є 12-бальна шкала Ріхтера.

Осередки землетрусів можуть виникати на різних глибинах – від кількох до 600–700 км. Однак найбільша кількість їх – в інтервалі до 100–200 км.

У географічному поширенні землетрусів спостерігається певна закономірність – усі вони пов'язані з зонами високої сучасної тектонічної активності, тобто з молодими гірськими системами, в яких проявляються інтенсивні диференційовані тектонічні рухи. В цих регіонах безперервно накопичуються тектонічні напруження, які періодично розряджаються у вигляді землетрусів.

Зони найінтенсивнішого прояву землетрусів утворюють два сейсмічні пояси – Середземноморський (широтний) і Тихоокеанський (меридіональний). Перший з них простягається від Гібралтару на схід через Піренеї, Апенніни, Балкани, Карпати, Крим, Кавказ, Малу Азію, Копетдаг, Гіндукуш, Гімалаї до островів Індонезії. Другий охоплює гірські споруди, які оточують Тихий океан, а також островні дуги Тихого океану та Індонезії (рис. 5.7).

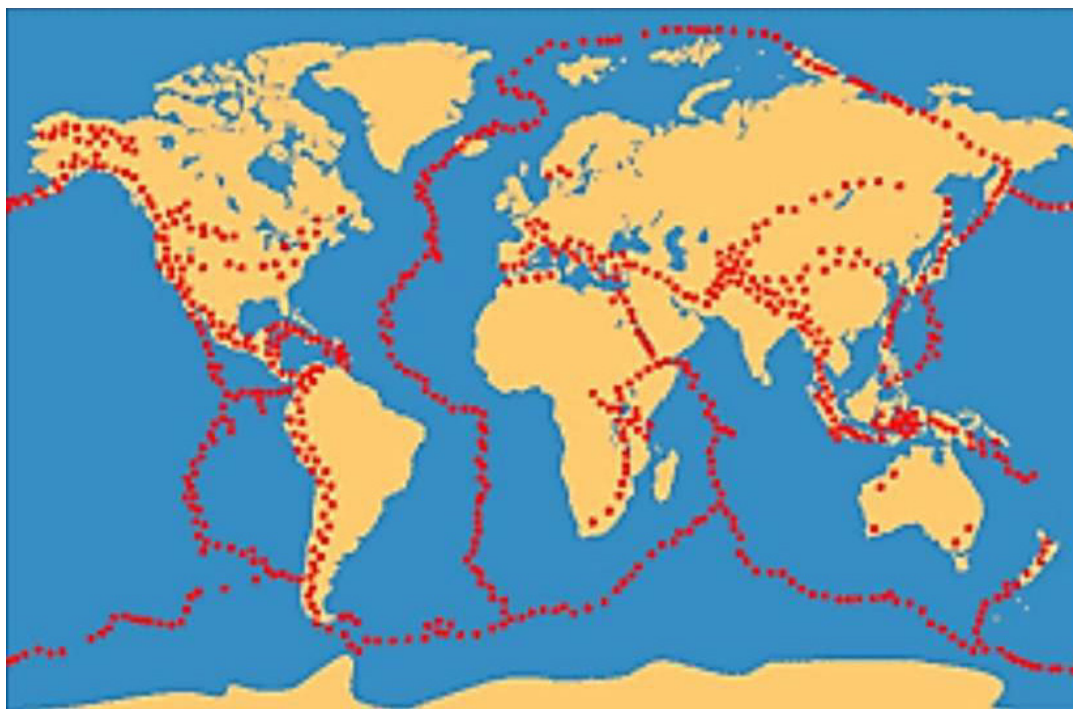


Рисунок 5.7 – Сейсмічні регіони Землі

На території України сейсмічно найактивнішими регіонами є Карпати і Крим. У Карпатському регіоні переважна більшість осередків землетрусів зосереджена в Закарпатському внутрішньому прогині. Інтенсивність місцевих землетрусів тут досягає 9 балів. У Кримському регіоні більша частина епіцентрів землетрусів зосереджена у Чорному морі вздовж південного берега півострова. Поштовхи землетрусів на півострові досягають сили 5–7 балів.

Якщо епіцентр землетрусу знаходиться на дні моря або на суходолі поблизу морського берега, то трапляються *моретруси*. На поверхні моря моретруси проявляються інакше, ніж землетруси на суходолі. В морі

навіть у випадку дуже сильних поштовхів не спостерігається великого хвилювання. Лише окремі сильні моретруси, які супроводжуються швидкими опусканнями великих ділянок морського дна по розривах, спричинюють великі хвилі, які називають *цунамі*. Переважно цунамі – це серія хвиль (5–7), які котяться одна за одною. Висота хвиль досягає 20 м.

Одним із найактуальніших завдань сейсмології є прогноз землетрусів. Сучасна наука дає змогу більш-менш достовірно передбачати район прояву і силу землетрусів. Однак передбачити початок землетрусу поки що не вдається, хоча деякі успіхи на шляху до вирішення цієї проблеми досягнуті. Накопичення напружень у гірських породах відбувається протягом тривалого часу, і коли настане момент розриву порід та їх вивільнення, визначити складно. Однак помічено, що перед землетрусом часто змінюється магнітне поле, акустичні властивості середовища і електричний потенціал атмосфери, гідрохімічні параметри вод, поведінка тварин тощо.

ЛЕКЦІЯ 6 ГІДРОГЕОЛОГІЯ

6.1 Поняття підземних вод

Підземними називають усі типи вод, які містяться в товщах гірських порід земної кори. Наука, яка вивчає підземні води, називається *гідрогеологією*. Підземні води тісно пов'язані з водою атмосфери і наземної гідросфери – океанами, морями, озерами, ріками. У природі відбувається безперервна взаємодія таких вод, так званий гідрологічний кругообіг.

Виділяють кілька видів води в гірських породах:

- у формі пари (разом із повітрям заповнює порожнини і тріщини гірських порід, вільні від рідкої води);
- фізично зв'язана вода:
 - гігроскопічна – утворюється безпосередньо на поверхні частинок гірських порід внаслідок процесів адсорбції молекул води з пари і міцно утримується силами зчеплення;
 - плівчаста – утворює на поверхні частинок ніби другу плівку над гігроскопічною водою і може переміщуватися від ділянок з більшою товщиною плівки до ділянок з меншою товщиною;
- вільна вода:
 - капілярна – частково або повністю заповнює тонкі капіляри і тріщини в гірських породах і утримується в них силами поверхневого натягу;
 - гравітаційна – утворюється в породах у разі повного насичення нею всіх пор і тріщин. Вона вільно переміщується по тріщинах і порах гірських порід під дією сили ваги до зони розвантаження – долин річок, озер, морів);

- у твердому стані (у вигляді окремих кристалів, лінз і прошарків у гірських породах найхарактерніша для зон багатовікової мерзлоти);
- кристалізаційна і хімічно зв'язана вода (входить до кристалічної решітки мінералів. Вона притаманна багатьом мінералам, наприклад, гіпсу).

Підземні води розташовуються в земній корі залежно від вологомісткості та водопроникності гірських порід та умов їх залягання.

Вологоємністю називають здатність гірських порід вміщувати або утримувати воду. Найбільш вологоємними породами є торф, глини, суглинки. До невологоємних порід належать грубоуламкові породи – галька, гравій, а також масивні магматичні і метаморфічні гірські породи.

Водопроникність – це здатність гірських порід пропускати крізь себе воду. Вона залежить від розміру пор, діаметра частинок, тріщинуватості гірських порід. За ступенем водопроникності гірські породи поділяють на: водопроникні (пісок, гравій, дуже тріщинуваті масивні породи), слабопроникні (супіски, легкі суглинки, масивні породи з великою кількістю дрібних тріщин тощо), водонепроникні породи (глини, важкі суглинки, масивні нетріщинуваті породи).

Шари гірських порід, які містять воду і пропускають її крізь себе, називають *водоносними шарами*, або *горизонтами*, а ті, що не пропускають, – *водоупорними шарами*.

6.2 Класифікація підземних вод

За походженням підземні води поділяють на інфільтраційні, конденсаційні, магматогенні, або ювенільні; метаморфогенні і седиментогенні.

Інфільтраційні підземні води утворюються за рахунок просочування (інфільтрації) вглиб Землі дощових і талих атмосферних опадів, а також вод річок, озер, водосховищ і каналів. Випавши на поверхню Землі, атмосферні опади частково стікають її схилом у річки і моря, частково випаровуються і частково просочуються крізь пори та тріщини в породах, поповнюючи запаси підземних вод. Кількість дощових і снігових вод, що просочуються, залежить від водопроникності порід, складу рослинності, розчленування поверхні, експозиції схилів, розподілу опадів за сезонами року в цій місцевості.

Конденсаційні підземні води утворюються внаслідок конденсації водяної пари, яка з повітрям проникає в пори та тріщини гірських порід і там охолоджується. Чим вища температура повітря, тим більшу кількість вологи в пароподібному стані воно може містити. Вночі, внаслідок зниження температури, повітря стає перенасиченим вологою. Надлишок її випадає на поверхню ґрунту у вигляді роси. Конденсація пари відбувається як на поверхні ґрунту і скель, так і безпосередньо в порожнинах гірських порід. Проте конденсаційних вод набагато менше, ніж інфільтраційних.

Магматогенні підземні води – це води, що утворюються внаслідок конденсації водяної пари, яка виділяється з магми. Їх ще називають *ювенільними (юними)*, бо вони ще не брали участі в колообігу води в природі. Кількість магматогенних вод незначна. На поверхню вони виходять у змішаному вигляді, оскільки під час підняття стикаються з інфільтраційними та конденсаційними водами.

Метаморфогенні (дегідратаційні) підземні води утворюються внаслідок дегідратації (зневоднення) мінералів, які містять кристалізаційну воду, під впливом високого тиску і температури, що відбувається під час метаморфізму (наприклад, при утворенні гіпсу).

Седиментогенні підземні води – це поховані води колишніх морських басейнів, їх ще називають *реліктовими* або *залишковими*.

За умовами залягання і гідродинамічним режимом підземні води поділяють на верховодку, ґрунтові і міжпластові води. Останні поділяються на безнапірні та напірні, або артезіанські води.

До *верховодки* належать підземні води, які залягають на незначній глибині і мають обмежене поширення за площею. Верховодка накопичується на поверхні невеликих лінзоподібних тіл водотривких гірських порід, переважно глин. Потужність порід, насичених верховодкою, невелика, найчастіше вона становить 0,5–1 м. Найбільших значень вона досягає навесні під час танення снігу і восени, коли випадає велика кількість опадів. У випадку малої кількості опадів верховодка інколи зникає зовсім до наступних дощів.

Ґрунтові води – це води першого від поверхні постійного водоносного горизонту, який залягає на суцільному водотривкому шарі. У ґрунтових водах розрізняють верхню поверхню, або *рівень ґрунтових вод*, який називають *дзеркалом*, і *водотривке ложе*, складене водонепроникною породою.

Ґрунтові води є безнапірними, з вільною поверхнею. Якщо їх розкрити колодязем або свердловиною, то вода в них буде на такому самому рівні, як у водоносному горизонті, тобто не буде підніматися вгору.

Ґрунтові води рухаються порами і вузькими тріщинами у вигляді окремих тонких струминок, паралельних одна одній. Такий рух називають *ламіна́рним*. Швидкість руху води в пісках становить від 0,5 до 1–5 м/добу, в грубозернистих гравійних пісках – до 15–20 м/добу, а в дуже тріщинуватих вапняках може досягати 100 м/добу і більше.

Режим ґрунтових вод – їх рівень, кількість і якість – змінюються в часі і тісно пов'язані з кількістю атмосферних опадів.

Міжпластові води – це води, які залягають між двома водонепроникними шарами, тобто, на відміну від ґрунтових вод, вони завжди мають над собою водотривкий пласт. Завдяки цьому поверхневі води не можуть просочуватися до міжпластових вод на всій площі їх поширення.

Безнапірні міжпластові води характерні переважно для ділянок земної кори з горизонтальним або слабо нахиленим заляганням пластів гірських порід. Оскільки води не повністю заповнюють водоносний шар, вони не перебувають під високим тиском і переміщуються до зон розвантаження так само, як і ґрунтові води.

Напірні міжпластові води розташовані переважно на великих глибинах, нижче врізу гідрографічної мережі, «зв'язані» з вгнутими складками гірських порід прогинами, тому перебувають під тиском. У свердловинах і колодязях ці води можуть підніматися вище водоносного шару і фонтанувати. Такі води називають *артезіанськими* (від назви провінції Артуа у Франції, де їх вперше було виявлено). Артезіанські води переважно утворюють великі за площею артезіанські басейни, в яких є по кілька водоносних горизонтів. В Україні є Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн, Волино-Подільський та ін.

Температура підземних вод коливається в широких межах залежно від глибини залягання водоносного шару, особливостей геологічної будови, кліматичних умов і т. д. Розрізняють води *холодні* (температура від 0 до 20 °С), *теплі*, або *субтермальні* (20–37 °С), *термальні* (37–100 °С), *перегріті* (понад 100 °С). Дуже холодні підземні води циркулюють у зоні багаторічної мерзлоти, у високогірних районах; перегріті води характерні для районів молоді вулканічної діяльності. На ділянках діючих водозаборів, здебільшого, поширені холодні води з температурою від 5 до 20 °С.

6.3 Хімічний склад підземних вод

Хімічний склад підземних вод дуже мінливий – від майже дистильованих з вмістом солей різних елементів у частках відсотка до розсолів з повним насиченням. Хімічний склад залежить від умов утворення і складу порід, через які протікають води. Загальний вміст розчинених у підземних водах речовин називають *загальною мінералізацією*, виражають її в г/л (мг/л).

За загальною мінералізацією води поділяються на 4 групи:

- прісні – із загальною мінералізацією до 1 г/л;
- солонуваті – від 1 до 10 г/л;
- солоні – від 10 до 50 г/л;
- розсоли – понад 50 г/л.

Найпоширенішими в підземних водах є іони HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} і катіони Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Різні співвідношення цих елементів зумовлюють властивості води: твердість, солоність і лужність.

За вмістом аніонів виділяють три типи вод: гідрокарбонатні; сульфатні; хлоридні.

За вмістом катіонів підземні води можуть бути кальцієвими, магнієвими, натрієвими або змішаними кальцієво-магнієвими тощо.

Крім того, в підземних водах розчинені кисень, вуглекислий газ, іноді сірководень, метан тощо. Для того щоб охарактеризувати гідрохімічний тип, по-перше, визначають переважний аніон, а потім – переважний катіон. Наприклад, прісні води здебільшого гідрокарбонатно-кальцієві або гідрокарбонатно-кальцієво-магнієві.

Якщо підземні води мають певні фізико-хімічні властивості, які дають змогу використовувати їх для лікувальних потреб, то їх називають *мінеральними*. Найвідоміші типи мінеральних вод – вуглекислі, сірководневі, радонові тощо.

Хімічний склад підземних вод формується під впливом комплексу факторів: геологічних, геоморфологічних, кліматичних та ін.

Вирішальний вплив на формування складу підземних вод виявляє загальна геологічна і гідрогеологічна обстановка, приуроченість водовмісних порід до тієї або іншої зони водообміну. Встановлено, що мінералізація підземних вод зазвичай збільшується із глибиною, у цьому напрямку змінюється і їх хімічний склад. Ця загальна закономірність у формуванні хімізму підземних вод обумовлена погіршенням умов їх циркуляції і водообміну.

У зоні активного водообміну підземні води інтенсивно циркулюють, вони переважно слабомінералізовані (прісні), у двох нижніх зонах залягають сильномінералізовані (аж до розсолів) застійні води, з великим вмістом газів.

Хімічний склад підземних вод неглибокого залягання, що мають важливе значення для водопостачання, формується під помітним впливом клімату. При великій кількості атмосферних опадів і незначному випаровуванні, в умовах гарного промивання порід формуються переважно прісні гідрокарбонатно-кальцієві води. У районах з невеликою кількістю опадів, інтенсивним випаровуванням і слабким промиванням порід формуються солонуваті і солоні води хлоридного і сульфатного складів.

Активно впливає на умови водообміну і рельєф, тому він також є важливим чинником у формуванні хімічного складу підземних вод. Чим вище піднята місцевість (вододіл, передгір'я та ін.), тим краще промивання порід, активніший водообмін, а отже, більш сприятливі умови для формування прісних вод.

Для порід з високою водопроникністю, що залягають у верхніх шарах земної кори, зазвичай характерні прісні гідрокарбонатно-кальцієві води. Геологічні структури тут розкриті, водоносні горизонти добре промиті, водообмін протікає інтенсивно. На ділянках, складених слабководопроникними породами або з більшою кількістю водотривких пластів, водообмін ускладнений, промивання порід слабке, мінералізація вод підвищена, а склад вод – сульфатний і хлоридно-натрієвий.

ЛЕКЦІЯ 7 ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ. КОРИСНІ КОПАЛИНИ

7.1 Особливості земної кори, на якій розташовується територія України

Територія України знаходиться в межах поширення кори континентального типу. При цьому спостерігається чітка закономірність між потужністю кори, глибиною залягання її фундаменту, тобто гранітного і базальтового шарів, і рельєфом території.

Так, у Карпатському регіоні потужність кори змінюється від 45 до 55 км, досягаючи максимальних значень під високогірними хребтами. В межах Волино-Подільської височини вона зменшується до 40–45 км. Під Українським щитом, який займає територію Придніпровської та Приазовської височин, потужність кори знову зростає до 45–50 км, а в районі м. Канів вона досягає 52 км. В центральній частині Придніпровської низовини, де розташована Дніпровсько-Донецька западина, потужність кори зменшується до 35–40 км, а під Донецьким кряжем вона дещо зростає до 40–45 км. На півдні України під Причорноморською низовиною її потужність знаходиться в межах 25–35 км. В акваторії Чорного моря спостерігається зменшення потужності кори зі сходу на захід від 25–30 до 15–20 км.

В акваторії Чорного моря, яке належить до внутрішньоконтинентальних улоговинних морів, земна кора характеризується рисами кори субокеанічного типу. Тут відсутній гранітний шар і кора представлена осадовим та базальтовим шарами.

З наведеного випливає, що за характером будови земна кора під територією України відповідає типовій моделі кори континентального типу з ознаками переходу до субокеанічної кори під водами Чорного моря.

7.2 Тектонічне районування території України

В основу виділення великих геологічних регіонів (тектонічного районування) покладено принцип районування за часом прояву головної чи завершальної складчастості, після чого регіон припиняє свій геосинклінальний розвиток. За цим принципом у межах України більшу частину території займають Східноєвропейська платформа (містить Український кристалічний щит – складається з 3-х блоків, Дніпровсько-Донецьку западину і Волино-Подільську плиту), також виділяють молоду Західно-Європейську платформу, молоду Скіфську платформу, а також складчасті утворення, що обмежують платформи – Карпати, гірський Крим, Донбас, Чорноморську глибоководну западину (рис. 7.1).



Рисунок 7.1 – Схема тектонічного районування України

Фундамент *Східно-Європейської платформи* складений різною мірою древніми метаморфізованими осадовими, осадово-вулканогенними та інтрузивними породами. Відшаровуються вони в межах Українського щита, а на територіях, що належать до Руської та Волино-Азовської плит, занурюються під осадовий чохол на глибину від кількох сотень метрів до 5–10 км, а місцями – 20–22 км. Осадовий чохол платформи – це неметаморфізовані відклади різних епох.

Нині структуру Українського кристалічного щита подають двоярусною, складчасто-блоковою. Виділяють шість великих мегаблоків (Волинський, Подільський, Білоцерківській, Кіровоградський, Придніпровський і Приазовський), розділених складно-побудованими міжблоковими зонами. Нижній ярус утворений найдавнішими архейськими породами, вік яких перевищує 2,6 млрд років, верхній – нижньопротерозойськими (вік 1,9–2,6 млрд років). Архейські породи становлять майже весь Придніпровський блок і значну частину Подільського та Приазовського блоків. У межах Придніпровського блоку встановлені одні із найдавніших порід планети, вік яких сягає 3,7 млрд років. Подільський блок утворений кристалічними сланцями і гнейсами різного складу, а також діоритами та гранодіоритами.

7.3 Геологічна будова Вінницької області

Більша частина території Вінницької області розташована в межах Українського кристалічного щита, на його південно-західній окраїні. Геологічна історія території області складна. Вона вплинула і на формування рельєфу.

Фундамент території становлять гірські породи, утворення яких відноситься до докембрійського часу (більше 1 млрд років тому). Вони представлені здебільшого гранітогнейсами. Виходи докембрійських порід на поверхню Землі мають місце в глибоких ярах, балках та у вигляді порогів на річках (особливо на Південному Бузі та його притоках і Дністрі в районі Ямполья). Червонуваті та сірі граніти докембрійського походження трапляються у відшаруваннях за течією р. Марківка та Русава. Найбільше виходів кристалічних порід на поверхню спостерігається в смузі між умовними лініями м. Козятин – м. Погребище і м. Могилів-Подільський – м. Ямпіль.

Частина Українського кристалічного щита, яка знаходиться в межах Вінницької області, має загальний нахил на захід – південний захід. Тому в Придніпров'ї кристалічні породи перекриті потужною товщею осадових відкладів палеозойського і мезозойського віку (вік 200–400 млн років). У Придніпров'ї досить поширені морські відклади силурійського періоду (вік близько 400 млн років). Вони представлені грубозернистими пісковиками, зеленими, сірими та фіолетовими сланцями, вапняками. Силурійські відклади поширені в районі, обмеженому умовною лінією, що проходить через с. Жван (Муровано-Куриловецький район), станцію Немерчі до с. Чернівці. Далі, на південний схід силурійські відклади поширені в нижній течії р. Русави, Яланки, до місця впадіння р. Марківки в р. Дністер. Подекуди силурійські відклади мають товщину від 250 до 350 м.

Досить поширені в Придністров'ї відклади крейдового періоду (мезозойська ера, вік 60–135 млн років). Так само як і силурійські відклади, крейдові породи простягаються широкою смугою вздовж р. Дністер, від р. Жван і Караєць до басейну р. Кам'янки. Товщі відкладів крейдового періоду досягають 40 м, іноді 60 м.

Порівняно з палеозойськими і мезозойськими відкладами, на значно більшій частині території області поширені неогенові відклади (вік 1–20 млн років), зокрема, сарматського і балтського ярусів.

Східна межа поширення відкладів сарматського ярусу проходить приблизно через м. Вінницю, станцію Гуменне, с. Юрківці (Немирівський район), селище Дашів (Іллінецький район), с. Кузьминці (Гайсинський район), м. Ладижин (Тростянецький район), с. Соболівка (Гайсинський район), по лівому берегу р. Південний Буг до м. Гайворон (Кіровоградська область). Сарматські відклади представлені здебільшого оолітовими і черепашковими вапняками і мають товщину від 5 до 100 м. Ці відклади добре збереглися на вододілах, а в річкових долинах вони розмиті.

Вапнякові відклади сарматського моря поширені в усьому Придністров'ї. Так, у басейні р. Русави оолітові вапняки мають потужність пластів 80–85 м, а по р. Кам'янці – 25 м. Вапняки поблизу с. Джугайстри та с. Кукули відзначаються великим (до 93%) вмістом CaCO_3 і тому є цінною сировиною для випалювання вапна.

Відклади балтського ярусу здебільшого поширені у лівобережній частині р. Південний Буг, в центральній і південній частинах Вінницької області, переважно на вододілах. У балтських відкладах чергуються білі сипучі піски, крихкий пісковик, червоні, бурі глини і галька. Потужність відкладів – від 5 до 120 м (найбільша у південно-східній частині області).

Антропогенні відклади поширені по всій території області. Вони представлені бурими глинами, лесом і лесовидними суглинками, алювієм на річкових терасах. У північно-східній частині Вінницької області дуже поширені піщано-галькові відклади, які, як вважають, принесли сюди талі льодовикові води останнього зледеніння (Дніпровського).

7.4 Корисні копалини

Корисною копалиною називають природне мінеральне утворення, яке використовують у господарській діяльності людини безпосередньо або після певної переробки. У вченні про корисні копалини широко використовується поняття «*руда*» – твердий мінеральний агрегат з певним вмістом корисних компонентів. Найчастіше рудами називають металічні корисні копалини.

Розрізняють такі типи корисних копалин: металічні, неметалічні і горючі.

Серед *металічних корисних копалин* виділяють шість груп:

- руди чорних і легувальних металів (заліза, марганцю, хрому, титану, нікелю, кобальту, вольфраму, молібдену, цирконію);
- руди кольорових металів (міді, свинцю, цинку, олова, ртуті, стибію, арсену тощо);
- руди легких металів (алюмінію, магнію, літію, берилію);
- руди благородних металів (золота, срібла, платини);
- руди рідкісних і розсіяних металів (індію, кадмію, селену, талію, германію);
- руди радіоактивних металів (радію, торію, урану).

Встановлено, що кожен із тектонічних циклів геологічної історії Землі характеризується певними умовами рудоутворення. Відповідно виділяють цілу низку металогенічних епох, під час яких переважало формування тих чи інших груп родовищ. Протягом металогенічних епох рудоутворення охоплювало різні структурні елементи земної кори – геосинклінальні області, платформи. Такі дуже великі рудоносні площі називають металогенічними провінціями.

Неметалічні корисні копалини поділяють на:

- хімічну і агрономічну сировину (мінеральні солі, сірка, фосфорити, апатити, гіпс);
- технологічну сировину – флюси і вогнетриви (вапняк, доломіт, кварцит, вогнетривкі глини, флюорит, магнезит);
- будівельні матеріали (глини, піски, гіпс, магматичні і метаморфічні породи);
- індустриальну сировину (алмази, азбест, графіт, слюди, ісландський шпат, тальк);
- дорогоцінні та декоративні камені (агат, гранати, аметист, опал, смарагд тощо).

Для неметалічних корисних копалин характерні ті самі закономірності формування і розташування, що і для металічних родовищ – у певні геологічні епохи утворювалися ті чи інші групи неметалів.

Горючі корисні копалини – це торф, буре і кам'яне вугілля, горючі сланці, нафта і газ.

Важливою корисною копалиною є вода (питна, технічна, мінеральна).

Родовище корисних копалин – це ділянка земної кори, на якій внаслідок певних геологічних процесів відбулося накопичення мінеральної речовини, що за кількістю, якістю та умовами залягання придатна для промислового використання.

За запасами родовища поділяють на дуже великі (унікальні), великі, середні, дрібні і дуже дрібні.

Процеси магматизму, особливо інтрузивного, надзвичайно продуктивні з точки зору утворення родовищ корисних копалин. Всі родовища, формування яких пов'язане з діяльністю магми, називаються магматогенними. Родовища корисних копалин можуть утворюватися практично на всіх стадіях еволюції магматичних розплавів. На стадії кристалізації магматичного розплаву утворюються власне магматичні родовища, пов'язані зазвичай з магмою, а, відповідно, і з гірськими породами ультраосновного, основного і лужного складів. Прикладами можуть бути родовища алмазів, мідно-нікелевих руд, металів групи платини, а також родовища апатитів. На стадії кристалізації залишкових магматичних розплавів, багатих на леткі компоненти, утворюються пегматитові родовища таких важливих корисних копалин як слюда, дорогоцінні камені, олово, вольфрам, молібден, літій, берилій, уран та ін.

Формування найбільших родовищ багатьох металічних корисних копалин пов'язане із діяльністю гідротермальних розчинів. Це – родовища міді, золота, срібла, свинцю, цинку, ртуті, вольфраму, урану тощо.

Всі родовища корисних копалин, формування яких пов'язане із процесами метаморфізму, називають метаморфогенними. Серед них розрізняють метаморфізовані і метаморфічні.

Метаморфізовані родовища виникають за рахунок зміни раніше існуючих родовищ. При цьому, як правило, зростає процентний вміст корисних металів (наприклад, в залізняка зменшується вміст фосфору, що є другорядною домішкою).

Метаморфічні родовища є зміненими гірськими породами, які внаслідок процесів метаморфізму набули нових корисних якостей і перетворилися на родовища корисних копалин. Ці родовища представлені переважно неметалічними корисними копалинами: родовища мармурів, кварцитів, покрівельних сланців, графіту, яшми та ін.

В процесі осадонакопичення на дні водоймищ формуються осадові родовища корисних копалин. Вони мають величезне промислове значення. Серед них відомі великі родовища будівельних гірських порід (гравій, пісок, глини, вапняк, мідь, доломіт, мергель, трепел), фосфоритів, руд заліза, марганцю і алюмінію, деяких кольорових і рідкісних металів, а також всі родовища горючих копалин (вугілля, горючі сланці, нафта).

7.5 Геолого-розвідувальні методи

Суть *геологічних методів* полягає в тому, що пошуки руд здійснюють через уважне обстеження уламків гірських порід, які накопичуються в руслах і на берегах річок та схилах гір, оскільки, руйнуючись разом із гірськими породами, шматки руди розсипаються на схилах, зносяться в ріки і переміщуються по дну на великі відстані. Ці методи використовують лише для пошуків хімічно стійких і твердих мінералів.

Мінерали м'які або легкорозчинні, потрапляючи в річку, розчиняються або розтираються в порошок. У цьому разі використовують *геохімічні і біохімічні методи пошуків*. Зокрема, здійснюють хімічний аналіз підземних вод аби виявити в них ті чи інші метали. Висока концентрація їх у розчині може вказувати на те, що десь поблизу в породах є скупчення цих металів.

Геофізичні методи ґрунтуються на вивченні фізичних властивостей гірських порід. Найважливішими з цих методів є магнітометричний, гравіметричний, електрометричний, сейсмометричний і радіометричний. Магнітометричний метод застосовують для пошуку тих порід, які мають сильні магнітні властивості (наприклад, залізних руд). Гравіметричний метод базується на вимірюванні зміни прискорення сили тяжіння в різних точках Землі. Руди металів переважно важчі, ніж звичайні гірські породи, які їх оточують. Відповідно вони притягують до себе сильніше, ніж ці породи.

ЛЕКЦІЯ 8 ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

8.1 Завдання історичної геології

Наука, яка вивчає геологічну історію Землі, називається *історичною геологією*. Історична геологія є синтезуючою наукою – вона використовує фактичний матеріал, зібраний цілою низкою дисциплін: стратиграфією, літологією, петрографією, геотектонікою, палеонтологією, палеогеографією тощо, систематизує його, виявляючи загальні закономірності еволюції Землі.

Серед основних завдань, які вирішуються історичною геологією, такі:

- встановлення відносного та абсолютного віку гірських порід;
- відтворення рухів земної кори та історії розвитку її структури;
- відтворення умов минулих геологічних епох (поділ суходолу, моря; рельєф; кліматичні умови; органічний світ тощо);

Для реконструкції геологічного минулого за документи слугують гірські породи і скам'янілі органічні рештки, що містяться в них. Більшість гірських порід складається з шарів (верств). Вік верств, послідовність їх формування, зіставлення одновікових верств на великих площах вивчає *стратиграфія* – розділ геології, на якому базується вся історична геологія. Стратиграфія нерозривно пов'язана із геохронологією, яка вивчає тривалість і послідовність основних етапів розвитку земної кори і Землі.

При стратиграфічних дослідженнях здійснюють 2 послідовні операції:

- 1) розчленування розрізу на окремі стратиграфічні підрозділи (шари, горизонти, яруси і т. д.) на підставі відмінностей складу гірських порід і викопних органічних залишків;
- 2) зіставлення виділених в різних розрізах шарів, горизонтів.

Фактичною основою стратиграфічних досліджень слугують конкретні геологічні об'єкти – природні або штучні оголення гірських порід і kern свердловин, а також зміни фізичних властивостей гірських порід в свердловинах.

Після узагальнення ряду геологічних розрізів складається стратиграфічна колонка, в якій всі шари гірських порід розташовуються в послідовності свого походження і залягання, тобто в певному хронологічному порядку, зазвичай від більш давніх внизу до молодших вгорі.

Під фізико-географічними умовами минулого розуміються розподіл суші і моря, рельєфу суші і Світового океану, глибин, солоності, температур, динаміки клімату, біологічних і геохімічних умов. Це завдання – одне із найважчих в історичній геології. Відновлення фізико-географічних умов минулих епох є основним завданням науки палеогеографії. Палеогеографічні

дослідження неможливо проводити без вивчення речовинного складу, структурної і текстурної будови осадових гірських порід.

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.

8.2 Методи відносної геохронології

Всі методи визначення відносного віку порід, якими оперує історична геологія, можна об'єднати у дві групи: непалеонтологічні і палеонтологічні.

Непалеонтологічні методи застосовують у разі, коли гірські породи позбавлені скам'янілих органічних решток. Одним із таких методів є *стратиграфічний метод*, який використовує закон послідовності нашарування осадових гірських порід, згідно з яким усі шари, що залягають нижче, давніші, тобто утворилися раніше від шарів, що залягають вище. Метод дуже простий і дає змогу визначати відносний вік осадових верств на невеликих ділянках. Якщо ж доводиться зіставляти осадові товщі, розташовані на певних (невеликих) відстанях одна від одної, в різних відшаруваннях, то користуються *мінерало-петрографічним*, або *літологічним, методом*, який ґрунтується на вивченні і порівнянні складу гірських порід. У цьому разі виходять із припущення, що однакові чи близькі за складом, структурними і текстурними особливостями породи на обмеженій площі можуть бути одновіковими.

Втім навіть шари одного віку, які формувалися в близьких умовах, на значних відстанях можуть відрізнитися за складом через варіації умов осадонакопичення. У цьому разі надійна паралелізація осадових верств досягається поєднанням зазначених методів із *палеонтологічними методами*, які ґрунтуються на вивченні скам'янілих решток організмів, похованих у шарах осадових порід. Справа в тому, що протягом тривалої геологічної історії Землі органічний світ пережив складну еволюцію – певні групи організмів у ті чи інші періоди населяли окремі території. Багато організмів, а точніше – їх тверді рештки (панцирі, черепашки, зуби, скелети та їх фрагменти), захоронювалися в одновікових шарах осадових порід, піддавалися процесам скам'яніння.

На підставі стратиграфічного та деяких палеонтологічних методів було складено **стратиграфічну шкалу**, яка відбиває послідовність нашарування пластів осадових порід різного віку.

Вся геологічна історія Землі поділена на природні інтервали, кожному з яких відповідає певний етап у розвитку органічного світу (*еони, ери,*

періоди, епохи). Рубежі між цими інтервалами знаменувалися суттєвими змінами в органічному світі Землі – вимирали одні великі групи організмів і з'являлись інші. Кожному з виділених геохронологічних етапів відповідає певна товща осадових порід зі своїм комплексом викопних організмів,

Найбільшими одиницями шкал є *еони*: архейський, протерозойський, фанерозойський. Часто проміжок часу, що охоплює архей і протерозой, називають докембрієм. У складі фанерозойського еону виділяють три ери і відповідні їм групи систем: палеозойська – ера давнього життя, мезозойська – ера середнього життя і кайнозойська – ера нового життя. Ери поділяють на 12 періодів. Епохи називають за положенням у періоді чи системі: рання, середня, пізня – для геохронологічної шкали. В геологічній практиці використовують і дрібніші підрозділи: епохи поділяють на віки, яким відповідають яруси в стратиграфічній шкалі, віки діляться на часи, яруси на зони.

Тривалість ер різна: архейської – 1400 млн р., протерозойської – 2030 млн р., палеозойської – 340 млн р., мезозойської – 165 млн р. і кайнозойської – 65 млн р. (незавершена), періоди тривали 20–100 млн р. (в середньому близько 50 млн р.), епохи – 6–30 млн р., віки – 8–10 млн р. і часи – сотні тисяч років.

8.3 Методи абсолютної геохронології

Методи визначення абсолютного віку гірських порід набули розвитку лише після того, як було відкрите явище природної радіоактивності (радіоактивні ізотопи в незначних кількостях є в багатьох мінералах). Радіоактивний розпад їх відбувається самовільно, з постійною швидкістю і не залежить від зміни умов зовнішнього середовища. Найпоширенішими є *радіологічні, або ізотопні, методи*: уран-свинцевий, калій-аргоновий, вуглецевий та деякі інші.

Уран-свинцевий метод. Метод ґрунтується на врахуванні співвідношення нерозщеплених атомів урану і утворених внаслідок радіоактивного розпаду атомів свинцю. Уран входить до складу більш ніж 200 мінералів, проте використовують лише мінерали, що містять понад 1 % урану (уранініт, циркон, монацит, ортит тощо), які трапляються переважно в магматичних породах, рідше в метаморфічних. Період напіврозпаду ^{238}U становить 4,51 млрд р., тому метод придатний для визначення віку гірських порід, утворених протягом усієї геологічної історії Землі. А, отже, метод дає можливість визначати вік порід, для яких палеонтологічні методи застосувати неможливо.

Калій-аргоновий метод ґрунтується на визначенні співвідношення в досліджуваному мінералі ізоотопів ^{40}Ar і ^{40}K (аргон утворюється внаслідок радіоактивного розпаду ^{40}K). Метод має ту перевагу, що калій є дуже поширеним у земній корі хімічним елементом – входить до складу понад 100 мінералів, як магматичних, так і осадових порід. Період напіврозпаду ^{40}K становить 1,3 млрд р., тому за допомогою вказаного методу визначають вік молодших порід, а також лише тих, які не піддавались сильному нагріванню (більше 300 °С) і великому тиску.

Вуглецевий (радіовуглецевий) метод застосовують для визначення віку наймолодших порід (віком до 60 тис. р.) – період напіврозпаду ^{14}C становить всього 5,5 тис. р. Радіоактивний ізоотоп ^{14}C безупинно утворюється в атмосфері з азоту ^{14}N під дією космічного випромінювання і засвоюється рослинами. Коли вони відмирають, засвоєння припиняється і починається розпад ізоотопу з утворенням азоту. За кількістю вуглецю, що розпався, і періодом його напіврозпаду обчислюють час захоронення рослин у гірській породі.

Найбільш зручними для радіометричного датування є магматичні породи. Менше підходять метаморфічні породи, оскільки вони часто пройшли не один, а два – три етапи метаморфізму, кожен з яких міг супроводжуватися втратою радіогенних ізоотопів. Вік осадових порід зазвичай визначають побічно, за віком магматичних порід, які проривають їх або перекриваються ними. Найбільший сенс має комплексне застосування різних методів до однієї і тієї ж породи.

Результати радіологічних методів має дуже велике значення для геології. Вперше з їх допомогою геологи отримали значення абсолютного віку. Це досягнення мало важливе значення для дослідження докембрійських відкладів, для яких використання палеонтологічного методу визначення відносного віку ускладнене або взагалі неможливе. Датування абсолютного віку дозволило визначити тривалість ер, періодів та інших одиниць геохронологічної шкали, а також загальну тривалість геологічної історії Землі. Результати геохронології потребують постійного геологічного контролю через явища омолодження віку. Це викликано частковою або навіть повною втратою дочірніх накопичених ізоотопів через занурення, утворення складок, метаморфізму і т. д.

Наступним завданням історичної геології після встановлення віку геологічних тіл є визначення умов їх формування.

8.4 Методи відтворення рухів земної кори

Протягом тривалого розвитку кора неодноразово переживала тектонічні рухи, які змінювали первісне горизонтальне залягання верств, нахилиючи їх – в одному випадку чи зминаючи в складки – в іншому. Тектонічні рухи спричиняли підняття чи опускання часом дуже великих територій, а це, зі свого боку, – трансгресії чи регресії моря, тобто змінювало фізико-географічні умови регіонів. Тому важливо відтворити час прояву тектонічних рухів, їхні амплітуду та характер.

Серед тектонічних рухів розрізняють два основних типи: коливні та дислокаційні. Коливні рухи поширюються на значні території, вони тривалі в часі і не змінюють первісного залягання верств, на відміну від дислокаційних. Для історичної геології важливим є вивчення саме коливних рухів. Розглянемо основні методи, якими користуються для відтворення коливних тектонічних рухів.

Аналіз геологічних і палеогеографічних карт. Місця тривалих опускань на геологічних картах фіксуються поширенням шарів відповідних осадових порід, і, навпаки, значні підняття призводять до розмиву молодих відкладів і відшарування на поверхні давніх шарів (наприклад, на щитах). Зони прояву дислокаційних рухів зображаються на картах поширенням вузьких, лінійно-витягнутих структур, розривних порушень. Коливні рухи виявляються також зіставленням палеогеографічних карт певних територій, складених для різних епох.

Аналіз потужностей верств гірських порід дає змогу судити про амплітуду та швидкість опускань окремих територій – максимальним потужностям відповідають максимальні швидкості прогинання і навпаки. Дані про потужності осадових верств наносять на палеогеографічні карти, ілюструють швидкості прогинання тих чи інших ділянок суходолу або моря.

Аналіз структурних перерв на геологічних розрізах дає змогу визначити час і характер, а також площу, охоплену підняттями. Перерви в осадонакопиченні фіксуються на геологічних розрізах (стратиграфічних колонках) відсутністю тих чи інших стратиграфічних підрозділів. Перерва у опадонакопиченні відповідає часу прояву піднять земної кори.

Отримані дані про рухи земної кори на певній території зображають у вигляді палеогеографічної кривої, яка є графіком коливних рухів поверхні осадонакопичення чи розмивання. Для цього на осі абсцис відкладають у довільному масштабі абсолютний вік, відрізки часу – геохронологічні підрозділи, які відповідають стратиграфічним підрозділам розрізу, а на осі ординат показують нульову лінію (рівень моря), вище неї – суходіл, нижче – зони моря (літораль, сублітораль, батіаль). За даними розрізу знаходять точки для кожного відповідного інтервалу геологічного часу і, сполучаючи

їх, дістають палеогеографічну криву. На кривій умовними знаками можна вказувати детальніші результати фаціального аналізу: лагунні обстановки, озерні, болотні осадки, наземний чи підводний вулканізм тощо.

8.5 Геологічна історія Землі

Архей (4–2,5 млрд р. тому). Метеоритне бомбардування Землі. Цей процес відіграв важливу роль в розігріванні кори та її дегазації. Пейзаж Землі після бомбардування метеоритами був схожий на сучасний місячний. Протоатмосфера Землі, що формувалася за рахунок дегазації мантії, складалася з H_2O , CO_2 , CH_4 , CO , H_2S , SO_2 , HCl , HBr , HF , Ar , N і цілого ряду інших газів і сполук, що частково розчинилися у воді протоокеанських басейнів. Все це зумовило існування гідросфери і атмосфери з ранніх стадій розвитку Землі, хоча води ще було мало і склад її відрізнявся від сучасного – води були хлоридними і сульфатними. У ранній період внаслідок близького розташування Місяця до Землі, через величезні припливи відбувалися безперервні і дуже сильні землетруси, які нівелювали рельєф.

З 4 млрд років назад починається формування континентальної кори, і розділення земної поверхні на ділянки суші і морські басейни. Первинна континентальна кора відрізнялася від тієї, яка нині становить фундамент континентальних платформ, меншим вмістом кремнезему і лугів. Дуже важливий рубіж 3,8–3,9 млрд років назад – вік найбільш древніх порід Землі. З цього часу починається геологічна історія Землі, яка досліджена геологічними методами. Відтворити історію Землі до цього рубежу геологічними методами неможливо. Отже до кінця першого мільярда років свого існування на поверхні Землі з'явилися перші «острови» протоконтинентальної кори. 3,5–2,5 млрд років тому почалося формування основної маси континентальної кори.

Не вся поверхня була покрита континентальною корою, а значить на решті частині була поширена океанічна кора. Отже, на початок протерозою поверхня Землі розділилася на суперконтинент Пангею-0 і Світовий океан.

Протерозой (2,5–0,5 млрд р. тому). В кінці раннього протерозою виник новий гігантський материк – Пангея-1. Впродовж рифею Пангея-1 не була монолітним суперконтинентом, а мала процеси розтягування і деструкції, а в пізньому рифеї розкололася на дві частини: північну – Лавразію і південну – Гондвану. Розпад цих континентів почався ще у палеозої (570–230 млн р. тому), а закінчився наприкінці мезозойської ери (230–135 млн р. тому). Після чого починається «тектонічний спокій».

ЛЕКЦІЯ 9 ОСНОВИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

9.1 Поняття і структура геоморфології

Геоморфологія – це галузь фізичної географії, предметом вивчення якої є рельєф земної поверхні у процесі його розвитку і при цьому як один із компонентів географічного середовища, тобто у взаємозв'язку з усіма іншими компонентами цього середовища – геологічною будовою, кліматом, поверхневими і підземними водами, ґрунтовим та рослинним покривом, тваринним світом.

Рельєф – сукупність усіх нерівностей земної поверхні.

Обмін речовиною, енергією та інформацією між внутрішніми і зовнішніми оболонками планети супроводжується появою, зміною та зникненням нерівностей. Дуже часто внаслідок таких змін відбувається формування родовищ корисних копалин.

Геоморфологія вивчає не тільки рельєф земної поверхні. Метеоролого-кліматичні особливості, характер розміщення поверхневих і підземних вод, ґрунтово-рослинний покрив, ландшафти, розподіл населення Землі та його господарська діяльність значною мірою залежать від особливостей морфології земної поверхні, походження і віку форм рельєфу, темпів їх перетворення внаслідок природних чи антропогенних чинників.

Сучасна геоморфологія – структурована фундаментальна наука. Згідно з різними підходами до вивчення рельєфу Землі, розрізняють такі її основні розділи:

- структурна геоморфологія;
- кліматична геоморфологія;
- структурна геоморфологія;
- палеогеоморфологія;
- динамічна геоморфологія;
- біогеоморфологія;
- антропогенна геоморфологія;
- прикладна геоморфологія;
- екологічна геоморфологія.

Предметом вивчення геоморфології є зовнішній вигляд рельєфу (морфологія), його походження (генезис), вік (час утворення) та динаміка. З'ясування закономірностей того чи іншого зовнішнього вигляду і розмірів нерівностей земної поверхні, їх походження, встановлення причин, що зумовили появу та розвиток певних форм рельєфу, часу, коли почалося і завершилося їх формування та швидкість зміни, взаємне розміщення форм рельєфу дає змогу сформулювати закони розвитку земної поверхні у просторі і часі.

У сучасній геоморфології використовують також спеціальні методи дослідження:

- *морфологічні дослідження* полягають у вивченні зовнішнього вигляду форм і типів рельєфу, визначенні відносного віку нерівностей земної поверхні, напрямів та інтенсивності тектонічних рухів певної території, будови та складу гірських порід верхньої частини літосфери тощо. Проводиться лише опис зовнішніх обрисів форм (витягнуті, округлі, овальні тощо), поздовжні та поперечні профілі певних форм (опукла, ввігнута, ступінчаста, пряма), особливості переходу одних форм в інші (поступовий, різкий) тощо;

- *морфометричні дослідження* – визначення кількісних показників рельєфу – дає змогу оцінити глибину ерозійного розчленування земної поверхні, нахил її схилів, ступінь охоплення певних ділянок поверхні геоморфологічними явищами тощо. Дослідження переважно розмірів нерівностей земної поверхні: абсолютних і відносних висот, щільності та глибини розчленування земної поверхні, крутості схилів, звивистості річкових русел і берегових ліній тощо. За даними таких досліджень створюють спеціальні морфометричні карти;

- *генетичні дослідження* – з'ясування походження нерівностей земної поверхні та генетичного зв'язку між певними формами, визначення ролі різних чинників у формуванні рельєфу, прогнозування розвитку рельєфу на близьку або віддалену перспективу, класифікація рельєфу за генетичними ознаками;

- *палеогеоморфологічні дослідження* дають змогу встановити зв'язки між давнім і сучасним рельєфом, визначити межі морських трансгресій, поверхонь вирівнювання, інших форм рельєфу та явищ природи в минулому;

- *морфодинамічні дослідження* полягають у з'ясуванні динаміки екзо- та ендегенних процесів, напряму і темпів неотектонічних явищ, прогнозуванні темпів денудації та акумуляції, а також змін рельєфу під впливом діяльності людини.

Вік рельєфу – це інтервал часу від початку формування певних форм або типів рельєфу до закінчення цього процесу. У геоморфології так само, як і в геології, визначають абсолютний і відносний вік рельєфу, проте з'ясування віку в геоморфології є складнішим питанням, оскільки звичайні геологічні методи – стратиграфічний та палеонтологічний – можна застосувати тільки в деяких випадках. Відносний вік рельєфу встановлюють оригінальними геоморфологічними методами, що ґрунтуються на відомих закономірностях його розвитку, зокрема стадійності розвитку форм або типів рельєфу. Наприклад, на стадії

молодості ріка здійснює інтенсивну глибинну ерозію і розробляє глибоку долину. На стадії зрілості ріка розширює свою долину і накопичує відклади. Згодом настає етап врізання русла і подальшого розширення долини. В результаті річкова долина набуває специфічного ящикоподібного вигляду, що є певною відносною віковою ознакою. Інший спосіб – зіставлення віку певних форм рельєфу із прилеглими. Наприклад, яр – завжди молодший від річкової долини, на схилі якої він розвивається.

9.2 Чинники і процеси формування рельєфу

Потрібно розрізнити поняття «чинники рельєфоутворення», тобто рушійні сили певних процесів, та, власне процеси рельєфоутворення. Так, тектонічні рухи як чинник зумовлюють процеси денудації або акумуляції, а як рельєфоутворювальний процес можуть безпосередньо змінювати земну поверхню.

За способом утворення рельєфу розрізняють внутрішні (ендогенні) та зовнішні (екзогенні) чинники.

Ендогенними чинниками формування рельєфу є такі геологічні категорії як тектоніка і магматизм та різноманітність гірських порід магматичного або метаморфічного походження. Найважливішим ендогенним чинником, тобто найголовнішим наслідком ендогенної енергії, є конвекційні течії речовини мантії Землі. Рухаючись за певними траєкторіями, близькими до колових, речовина мантії з різними температурними й динамічними показниками опиняється під літосферою і тисне на земну кору знизу. Цей імпульс тиску речовини мантії передається вгору або вниз у вигляді тектонічних рухів.

Екзогенними чинниками формування рельєфу є такі географічні категорії, як баланс тепла і вологи, існуючий рельєф, ґрунти і рослинність певних регіонів. Спільне джерело їх енергії – тепла енергія Сонця, яка безпосередньо чи опосередковано (через атмосферу та гідросферу) зумовлює дію екзогенних процесів формування рельєфу.

Рельєфоутворювальні процеси – це процеси, що формують нерівності земної поверхні, які доступні для безпосереднього спостереження та картографування. Внаслідок впливу чинників рельєфоутворення на певну ділянку земної поверхні виникають процеси рельєфоутворення, які за аналогією із чинниками називають ендо- та екзогенними.

До *ендогенних процесів* зазвичай належать тектонічні рухи земної кори, які спричинюють зміни у зовнішньому вигляді земної поверхні, а також магматичні процеси. Тектонічні рухи залежно від інтенсивності прояву, що призводить до різних перетворень земної кори і земної поверхні, поділяють на коливальні та гороутворювальні рухи.

Екзогенні процеси є значно численнішими. Це – флювіальні (ерозія і вивітрювання), морські та озерні процеси, або процеси на берегах, гляціальні, карстові, еолові (коразія, дефляція), біогенні, процеси на схилах. Спільною ознакою всіх екзогенних процесів є тричленна структура їхнього механізму: вони послідовно здійснюють руйнування земної поверхні, транспортування зруйнованих мінеральних мас різними агентами та нагромадження відкладів.

9.3 Класифікація рельєфу

Виділяють такі класифікації рельєфу: морфологічну, морфометричну, генетичну, за віком, динамічну.

Морфологічна класифікація передбачає знаходження спільних фізіономічних ознак у зовнішньому вигляді форм рельєфу, що відображається морфографічними і морфометричними характеристиками. Морфографічні – переважно описують якісні ознаки рельєфу – найзагальніші особливості зовнішнього вигляду земної поверхні: низькі, середньовисотні та високі гори, гостро-, плоско- або округловершинні гори, підвищені рівнини, круті чи пологі схили, урвисті чи похилі береги тощо.

Для формування уявлень про найзагальніші особливості розподілу висот і глибин на земній кулі використовують гіпсографічну криву.

За ступенем підняття поверхні суходолу над поверхнею океану розрізняють низовинний (0–200 м) і височинний рельєфи. Останній залежно від характеру розчленування поділяють на високі рівнини, височини, плоскогір'я та гірський рельєф. За гіпсометричною характеристикою гірський рельєф поділяють на низькогірний (до 1000 м над рівнем океану), середньогірний (1000–3000 м) і високогірний (понад 3000 м).

Морфометрична класифікація

Залежно від розміру форми рельєфу поділяють на планетарні (зумовлюють фізіономію Землі як планети), мегаформи (найбільші), макроформи (великі), мезоформи (середні), мікроформи (дрібні) та наноформи (найдрібніші).

Планетарні форми займають площу, що становить мільйони квадратних кілометрів. Вони простягаються на тисячі, іноді десятки тисяч кілометрів. Глибина розчленування рельєфу в їх межах сягає 10 км і більше. Позитивними планетарними формами рельєфу є материкові виступи, а негативними – океанічні западини. До планетарних форм рельєфу Землі належать також серединно-океанічні хребти.

Мегаформи рельєфу займають площі, що становлять десятки тисяч або сотень тисяч квадратних кілометрів, протяжність – сотні, тисячі

кілометрів. Різниця висот у їхніх межах коливається від кількох сотень до 8000 м. До них належать гірські системи, рівнини, западини морів.

Макроформи рельєфу займають площі, що становлять десятки або сотні квадратних кілометрів. Їх протяжність сягає десятків або сотень кілометрів. Глибина розчленування рельєфу макроформ кілька сотень метрів. Макроформами вважають деякі гірські хребти (вулканічні нагір'я, плато, кряжі, височини, гряди, низовини).

Мезоформи рельєфу мають розміри, що становлять кілька сотень метрів – десятки кілометрів, а глибина розчленування варіюється від кількох до сотень метрів. Наприклад, окремими позитивними формами цієї категорії є незначні за розмірами гірські хребти – останці, що збереглися від остаточного руйнування, грязьові вулкани, барханні гряди, терикони тощо. До вироблених мезоформ належать річкові долини, великі балки, яри, кар'єри тощо.

Мікроформи рельєфу мають розміри від кількох метрів до кількох десятків метрів. Відносні перевищення в їх межах зазвичай не перевищують кількох метрів. До позитивних форм рельєфу належать дрібні конуси виносу, піщані кучугури, бархани, дюни, кургани, а до вироблених мікроформ – невеликі яри, промоїни, рови осідання тощо.

Форми нанорельєфу моделюють та ускладнюють поверхню великих форм рельєфу. Їх площа не перевищує кількох квадратних метрів, а відносні перепади становлять 1–2 м. До форм нанорельєфу належать дрібні карстові кари, мерзлотні кам'яні вали, дрібні ями, сліди ґрунтообробної техніки тощо.

Якщо перші три категорії (планетарні, мега- та макроформи) є результатом переважного впливу ендегенних чинників (тектоніки, вулканізму), то три інші (мезо-, мікро- та наноформи) є наслідком домінуючого впливу екзогенних чинників.

Морфометричні показники дають змогу розрізнити категорії рельєфу за щільністю горизонтального і глибиною вертикального розчленування: слабо-розчленований рельєф; середньорозчленований рельєф; значно-розчленований рельєф; сильно-розчленований рельєф; дуже сильно-розчленований рельєф.

Генетична класифікація

Можна визначити подальший розвиток форми рельєфу, тобто з'являється можливість передбачити розвиток його у майбутньому. Зараз у геоморфології визнаною є генетична класифікація рельєфу, яка оперує поняттям генетичний тип рельєфу. Це поняття означає комплекс форм рельєфу, що мають спільне походження і закономірно становлять поверхню певної території.

Ендогенний рельєф властивий переважно областям з інтенсивною гороутворювальною діяльністю. Процесами, які утворюють нерівності земної поверхні, є інтенсивні тектонічні рухи (тому широкоживаною є назва тектонічний рельєф), що призводять до порушення первинного залягання гірських порід та утворення складок, розривних порушень і деформацій.

До рельєфу, створеного ендогенними процесами, належить також рельєф, утворений процесами магматизму. Проявом ефузивного магматизму є форми рельєфу, сформовані вулканічною діяльністю, – це центральні вулканічні утворення. Значно поширені нерівності земної поверхні, утворені лінійним чи площинним магматизмом, що відбувався у давні геологічні часи. Це переважно значні за розмірами форми рельєфу – базальтові плоскогір'я і нагір'я.

Рельєфом ендогенного походження також вважають рельєф, що сформувався на гірських породах, дислокованих різними способами, проте без участі тектонічних чи магматичних процесів. Його називають рельєфом пасивної тектоніки. Він представлений річковими долинами, плато, грядами тощо.

Збереження форм рельєфу, створених ендогенними процесами, в первісному стані є дуже рідкісним явищем у природі. Зазвичай формування ендогенного рельєфу триває довго і це зумовлює те, що екзогенні процеси здатні істотно змінити первісний вигляд ендогенних форм.

Залежно від домінуючого чинника рельєфоутворення (про що свідчить переважання на певній території відповідного екзогенного процесу або групи процесів) розрізняють такі генетичні типи екзогенного рельєфу:

- елювіальний – створений дією процесів вивітрювання;
- флювіальний – в утворенні провідну роль відіграє дія текучої води;
- гляціальний – наслідок дії на земну поверхню давніх і сучасних гірсько-долинних та покривних зледенінь;
- кріогенний (мерзлотний) – характерний для районів поширення багаторічних мерзлих порід, створених численними мерзлотними процесами;
- аридний – поширений у тропічних пустелях, де переважають процеси температурного вивітрювання та еолові процеси;
- рельєф схилів – у його формуванні провідну роль відіграють процеси, що відбуваються на поверхнях схилів, де переважним чинником є сила гравітації (гравітаційні, зсувні, делювіальні та ін.);

- карстово-суфозійний – утворений процесами хімічного вилуговування гірських порід або процесами механічного винесення дрібно-уламкових гірських порід підземними водами;
- рельєф морських, озерних узбережь та шельфу – сформований переважно береговими процесами;
- біогенний – результат переважно процесів природного заростання озерних водойм або формування рифових споруд на морському мілководді;
- антропогенний – наслідок активної господарської діяльності людини на земній поверхні.

Також розрізняють рельєф гірських країн і рівнин.

9.4 Закономірності формування планетарних форм рельєфу Землі

У сучасну геологічну епоху перетворення вигляду Землі відбувається внаслідок двох геологічних процесів. Зокрема, під час геосинклінальних процесів океанічна земна кора перетворюється на материкову, набуває міцності, збільшує свою товщину. У разі рифтогенного процесу відбувається розсування океанічного дна, розламування континентальної кори знизу, активізація деяких ділянок платформ і утворення на їх місці гірських утворень. Обидва зазначені геологічні процеси є першопричинами формування планетарних форм рельєфу. Наслідком сукупного впливу цих глобальних геологічних процесів є постійні тектонічні рухи земної кори, зокрема рухи літосферних плит, внаслідок яких сформувалося сучасне розміщення материків та океанів.

Зважаючи на специфічний агрегатний стан речовини мантії (твердопластичний), швидкість руху мантійних мас ледве сягає кількох міліметрів або кількох сантиметрів за рік. На верхніх ділянках своїх колових орбіт мантійні маси втягують у повільний рух частини літосфери, що складається з окремих плит. Таким чином, вертикальні переміщення мантійної речовини трансформуються у горизонтальні переміщення частин твердої літосфери. Саме ці горизонтальні рухи земної кори є причинами виникнення на певних етапах геологічного розвитку Землі геосинклінальних або рифтогенних процесів.

Геосинклінальний процес починається із втягування у товщу мантії окремої малопотужної, доволі рухомої та гнучкої ділянки земної кори. Внаслідок прогинання поверхні земної кори формується геосинклінальна западина або її фрагменти.

Подальший розвиток геосинклінали зумовлює формування складчастих гірських структур, що у міру свого підняття зазнають руйнівного впливу

екзогенних процесів. Водночас земна кора, що була малопотужною і гнучкою під час метаморфізму потужних осадових товщ, набуває міцності, значно потовщується і стає менш сприятливою до впливу тектонічних напружень. Останні вже не здатні спричинити складчасті деформації такої міцної земної кори, проте можуть деформувати її розривними розломами. На завершальній стадії геосинклінального розвитку земна кора перетворюється на материкову і потім розвивається за законами платформ.

Рифтогенез виявляється тоді, коли діаметрально протилежні конвекційні течії мантиї спричинюють втягування певних ділянок земної кори у горизонтальний рух. Наслідком такого руху є розрив кори і утворення первісної тріщини-розколини (рифту). Розколина, що виникає внаслідок розривних деформацій, глибоко проникає у земну кору і досягає мантиї Землі. Поступова поява магми на поверхні земної кори зумовлює її охолодження, внаслідок чого створюються умови для її кристалізації. Внаслідок цього процесу розколина заповнюється твердою речовиною гірських порід.

9.5 Рельєф материкових платформ і підводних окраїн материків

Платформи – це основні складові структури материків. На відміну від геосинклінальних поясів, вони характеризуються спокійним тектонічним режимом. Тому під час взаємодії ендо- та екзогенних чинників формування рельєфу у межах платформ тривалий час відбувався низхідний розвиток рельєфу (вирівнювання), що зумовило переважно рівнинний вигляд земної поверхні. Більшу половину площі материкових платформ займають низовинні рівнини, невисокі плато, плоскогір'я.

Тривалий час платформи південної півкулі переважно піднімалися, тому земній поверхні у цих районах властиві більші середні висоти, часто трапляються досить високі гірські масиви. Однією з причин цього є нерівномірний розподіл материкової земної кори в межах північної та південної півкуль. У північній півкулі кора займає значно більшу площу, внаслідок чого її тиск на астеносферу є сильнішим. Завдяки явищу стану рівноваги земної кори та мантиї материки південної півкулі неначе витиснулися на поверхню і тому займають вище положення.

Значна частина площі материків (близько 35 %) вкрита водами морів та океанів.

За морфологічними і генетичними ознаками підводну окраїну материків поділяють на шельф, материковий схил і материкове підніжжя (рис. 9.1)

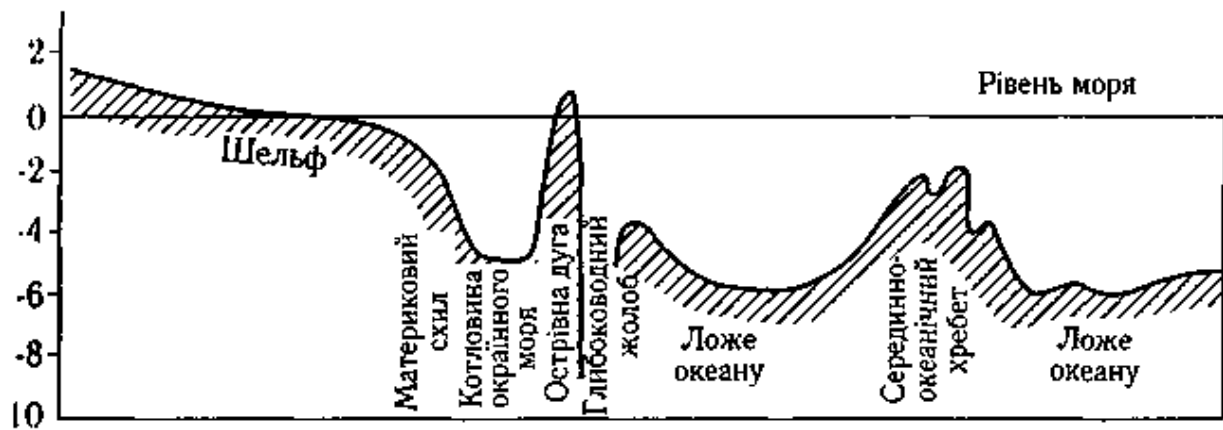


Рисунок 9.1 – Рельєф океанічного дна

Шельф – прибережна, здебільшого мілководна частина дна морів і океанів, що має відносно вирівняний рельєф, і в структурному відношенні є прямим продовженням суходолу під рівнем моря. Понад 90 % площі шельфу припадає на затоплені рівнини материкових платформ, що в різні геологічні епохи внаслідок зміни рівня океану та вертикальних рухів земної кори затоплювалися. Рельєф шельфу переважно рівнинний. Вважають, що шельф обмежується ізобатою 200 м і змінюється материковим схилом.

Материковий схил – це переважно вузька зона морського дна, розміщена нижче від бровки шельфу, що характеризується відносно крутим нахилом поверхні (середній кут становить $5-7^\circ$, іноді – $15-20^\circ$). На материковому схилі поширені підводні каньйони, що розчленовують його впоперек простягання.

Материкове підніжжя – нахилена рівнина, що прилягає до основи материкового схилу і простягається смугою завширшки кілька сотень метрів між схилом і ложем океану. Рівнина має максимальний ухил ($2,5^\circ$) поблизу основи материкового схилу, а зі збільшенням глибини вона поступово стає пологою і закінчується на глибині 3,5–4,5 км. Наявність гранітного шару у земній корі, що становить материкове підніжжя, дає підставу вважати його разом із шельфом і материковим схилом одним із великих елементів підводної окраїни материка.

Для *ложа океану* характерні гігантські котловини з відносно рівним чи горбистим дном; вони відокремлюються дуже значними за розмірами хребтами, валами, височинами.

ЛЕКЦІЯ 10 РАЦІОНАЛЬНЕ ВИКОРИСТАННЯ ТА ОХОРОНА ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА

Поняття геологічного середовища, як і екологічної геології та геоекології набули наукового змісту зовсім недавно, наприкінці ХХ ст., та ще не мають чітко сформульованих загальноприйнятих означень. Геологічне середовище є складовою докільля, з ним прямо або опосередковано пов'язані всі компоненти ландшафту будь-якої ділянки нашої планети. Використовуючи геологічне середовище для своїх потреб, людина вносить у нього великі зміни, переважно негативні, порушує й руйнує його.

10.1 Антропогенний вплив на геологічне середовище

Вплив людини на геологічне середовище розпочався давно, від ранніх етапів її розвитку, і поступово посилювався разом зі збільшенням населеності планети.

Серед екзогенних процесів з'явився новий процес, який називають *антропогенезом*, або *техногенезом*. Це процес зміни складу й будови верхньої частини земної кори та її поверхні людською діяльністю.

В антропогенному геологічному процесі спостерігаються ті самі три напрями геологічної діяльності, що й у будь-якому екзогенному процесі:

- руйнування речовини земної кори, роздрібнення матеріалу;
- переміщення продуктів руйнування (транспортування);
- утворення нових гірських порід.

Руйнування земної кори відбувається внаслідок видобування корисних копалин, різноманітних будівельних і вибухових робіт тощо. Порушується структура гірських порід, умови залягання, їхня масивність – з метою переробки для господарських потреб людства.

Добуті з надр землі гірські породи, особливо руди, вугілля, різноманітні будівельні матеріали, мінеральні добрива та інше, транспортують у великих обсягах на значні відстані.

Утворення нових гірських порід пов'язане з видобуванням (відвалами) та переробкою корисних копалин. З відходів виробництва формуються нові пухкі відклади, складені з роздрібнених уламків пустої породи або й нових хімічних сполук.

Найбільше на геологічне середовище впливають гірничо-добувна промисловість, сільськогосподарська діяльність людей, будівництво та експлуатація різноманітних будівель і інженерних споруд, будівництво й експлуатація лінійних комунікацій (газонафтопроводів, залізниць, автомобільних шляхів).

10.2 Вплив гірничо-добувної промисловості

На сьогодні щороку на Землі видобувається близько 100 млрд т руд, мінерального палива і понад 300 млн т сировини для виробництва мінеральних добрив та різноманітних будівельних матеріалів. Це призводить до великих змін, переважно негативних, як у геологічному середовищі, так і в навколишньому середовищі взагалі.

Найбільше впливають на природне середовище відкриті гірничі виробки, кар'єри, глибина яких у багатьох країнах світу вже досягає понад 500–600 м і більше (наприклад, міднорудний кар'єр у США «Бінгем-Каньйон», що сягає 740 м). Спорудження таких глибоких виїмок порушує рівновагу в масиві гірських порід і спричиняє розвиток різноманітних геологічних процесів. Це призводить до порушення природної структури гірських порід, інтенсивного вивітрювання, розвитку тріщинуватості та розуцільнення.

Крім цього, щоб запобігти затопленню кар'єру, знижують рівень ґрунтових вод за допомогою свердловин, пробурених навколо нього, з яких постійно відкачують воду. Це не лише змінює режим підземних вод, а й впливає на режим джерел, колодязів, потічків і навіть річок, а в легкорозчинних породах спричиняє карстові процеси.

Наприклад, з кар'єрів і шахт лише Криворізького басейну щороку відкачується близько 50 млн м³ високомінералізованих вод з мінералізацією до 28–30 і навіть 46 г/л. Ці води завдають значної шкоди сільськогосподарським угіддям не тільки цього регіону, а й значної частини півдня України, бо вони засолюють й поверхневі, й підземні води верхніх водоносних горизонтів.

Добування рудних і нерудних корисних копалин здійснюється і відкритим способом, і шахтним. За корисними копалинами людина все глибше і глибше проникає в земну кору. Найглибша в світі свердловина, пробурена на Кольському півострові, досягла глибини 12 км. Вугілля вже добувають з глибини 1200–1500 м, а золото – з глибини 3800–4000 м (Індія, Південна Африка). В такий спосіб людська діяльність порушує будову земної кори, оскільки створюються підземні порожнини, які, за масштабами, перевершують форми підземного карсту.

На територіях великих міст, де щороку відкачують сотні мільйонів кубометрів підземної води спостерігається різке пониження рівня підземних вод, що, зі свого боку, спричиняє ущільнення порід і опускання поверхні землі в цих районах. Так, у м. Токіо окремі ділянки опускаються до 20 см на рік.

При розвідуванні нафтових і газових родовищ головними чинниками, які негативно впливають на геологічне середовище, є вода та різноманітні

хімічні елементи, які разом із водою потрапляють у глибокі верстви гірських порід. Ступінь забруднення геологічного середовища буровими розчинами залежить від кількості та токсичності хімічних реагентів, котрі застосовуються для приготування промивних рідин.

10.3 Вплив землеробства

Незважаючи на поверхневий характер землеробства, ця діяльність виявляє суттєвий вплив на геологічне середовище через охоплення значних площ, а в останні десятиліття – внаслідок широкого застосування багатьох мінеральних добрив та різноманітних хімічних засобів.

Потужність зони техногенного впливу не обмежується ґрунтовим шаром і глибиною рівня ґрунтових вод. У всіх регіонах вона визначається глибиною експлуатаційних колодязів і свердловинами, за допомогою яких організовано господарське і питне водопостачання сільських районів, тобто становить 50–350 м.

В Україні використовують пестициди, які містять також деякі дуже шкідливі важкі метали, зокрема, ртуть, мідь, арсен, цинк, свинець та ін. Інфільтруючись з поверхневими водами, пестициди проникають у підґрунтові верстви, забруднюючи гірські породи і глибокі горизонти підземних вод.

Отже, сільськогосподарське виробництво через його хімізацію перетворилось на могутній фактор зміни хімічного складу геологічного середовища. Внесення в нього хімічних елементів і сполук, зокрема синтезованих, не властивих природі, здійснюється в таких кількостях, які не можуть бути поглинуті в повному обсязі в біогеохімічний цикл, тому відбувається їх накопичення.

10.4 Вплив будівництва і експлуатації різноманітних промислових, комунальних та інженерних споруд

Техногенез найвиразніше проявляється на територіях великих міст, які іноді займають величезні площі (від 100 до 6000 км²). Особливо активно антропогенні процеси розвиваються в районах великих хімічних і гірничопереробних заводів, де створюється специфічний ландшафт, змінюється ґрунтовий і рослинний покрив, склад атмосфери, на поверхні нагромаджуються відходи виробництва. Під тиском великих будівель малостійкі гірські породи часто деформуються, осідають, на схилах виникають зсуви і обвали.

У великих містах і промислових центрах дуже поширене таке шкідливе явище, як *підтоплення*, яке часто пов'язане з втратами води з водопровідної мережі, будівництвом ставків, водосховищ тощо.

Особливо помітно техногенез пов'язується з гідротехнічними спорудами. При будівництві гребель виникають водосховища, які за розмірами не поступаються природним озерам. У них відбуваються геологічні процеси, схожі з озерною геологічною діяльністю. Через будівництво гребель різко змінюється вигляд і гідрологічний режим річок, збільшується площа водного дзеркала. Підпір води в річках змінює режим підземних вод, рівень їх піднімається, місцями відбувається заболочення, а в посушливих районах починається засолення ґрунтів. Великі водосховища змінюють клімат району в бік його зволоження, зменшення континентальності. Підтоплення в зоні активного впливу підпору водосховища сприяє активізації екзогенних геологічних процесів (зсувів, суфозії, просадок тощо).

10.5 Будівництво і експлуатація лінійних комунікацій

Спорудження і експлуатація магістральних трубопроводів, залізничних і автомобільних шляхів теж виявляє значний вплив на стан геологічного середовища. Специфіка цих лінійних об'єктів полягає в їхній протяжності, прокладанні в різних природно-кліматичних зонах, транспортуванні шкідливих для навколишнього середовища продуктів – нафти, аміаку, етилену, кам'яного вугілля, мінеральних добрив тощо. Крім безпосереднього втручання, пов'язаного з технологією будівництва й експлуатації.

До найпоширеніших порушень під час будівництва та експлуатації газо- і нафтопроводів належать руйнування ґрунтового і рослинного покриву, зміна рельєфу, складу ґрунту і підземних вод, активізація геологічних процесів і явищ.

Вздовж смуги відведення під трубопроводи майже на всіх ділянках, де є будь-який нахил місцевості, відбувається площинний змив, який часто призводить до утворення промоїн і ярів уздовж траншей трубопроводів.

При будівництві залізниць видозмінюється рельєф – зрізаються позитивні форми, засипаються пониження; на рівнинах виростають насипи заввишки до 20–30 м; горби і схили прорізуються виїмками завглибшки до 20–30 м. Часто порушується стійкість схилів, розвивається ерозійна діяльність, утворюються промоїни, яри.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Свинко Й. М. Геологія : підручник / Й. М. Свинко, М. Я. Сивий. – К. : Либідь, 2003. – 480 с.
2. Ваганов І. І. Інженерна геологія. Ч. II : навчальний посібник / Ваганов І. І., Маєвська І. В., Попович М. М. – Вінниця : ВДТУ, 1997. – 120 с.
3. Маслов Н. Н. Основы инженерной геологии и механики грунтов / Маслов Н. Н. – М. : Высш. шк., 1982. – 511 с.
4. Инженерно-геологические изыскания : справочное пособие / [Н. Ф. Арипов, Е. С. Карлышев, Л. А. Молоков, В. А. Парфинович]. – М. : Недра, 1989. – 288 с.
5. Ершов В. В. Основы геологии / Ершов В. В., Новиков А. А., Попова Г. Б. – М. : Недра, 1986. – 310 с.
6. Сивий М. Я. Геологія. Практикум : навчальний посібник / М. Я. Сивий, Й. М. Свинко. – К. : Либідь, 2006. – 248 с.
7. Ваганов И. И. Методические указания к лабораторным работам по инженерной геологии / И. И. Ваганов, Н. Н. Попович. – Винница : ВПИ, 1990. – 52 с.
8. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии / [В. Н. Павлинов, А. Е. Михайлов, Д. С. Кизевальтер и др.]. – М. : Недра, 1983. – 160 с.
9. Фисуненко О. П. Практикум по геологии / О. П. Фисуненко, Б. В. Пичугин. – М. : Просвещение, 1985. – 112 с.
10. Таранець В. І. Методичні вказівки до виконання практичних і самостійних робіт з курсу «Загальна геологія» / Таранець В. І. – Донецьк : ДонНТУ, 2008. – 63 с.
11. Стецюк В. В. Основы геоморфологии / В. В. Стецюк, І. П. Ковальчук ; за ред. О. М. Маринича. – К. : Вища школа, 2005. – 495 с.
12. Ананьев В. П. Инженерная геология и гидрогеология / В. П. Ананьев, Л. В. Передельский. – М. : Высш. шк., 1980. – 271 с.
13. Природа Украинской ССР. Геология и полезные ископаемые / [Е. Ф. Шнюков, А. В. Чекунов, О. С. Вялов и др.]. – К. : Наук. думка, 1986. – 184 с.
14. Смирнов В. І. Геологія корисних копалин / Смирнов В. І. – К. : Вища школа, 1995. – 295 с.
15. Хаин В. Е. Историческая геология : учебник / Хаин В. Е., Короновский Н. В., Ясаманов Н. А. – М. : Изд-во МГУ, 1997. – 448 с.
16. Україна. Навчальний атлас / За заг. ред. Зузука Ф. В. – Вінниця : Державна картографічна фабрика, 2008. – 96 с.
17. Абалаков А. Д. Экологическая геология / Абалаков А. Д. – Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2007. – 267 с.

*Електронне навчальне видання
комбінованого використання.
Можна використовувати в локальному та мережному режимах*

Іщенко Віталій Анатолійович

Геологія з основами геоморфології

Конспект лекцій

Рукопис оформив *В. Іщенко*

Редактор *Т. Старічек*

Оригінал-макет виготовив *О. Ткачук*

Підписано до видання 28.10.2020.
Гарнітура Times New Roman.
Зам. № 2020-014.

Видавець та виготовлювач
Вінницький національний технічний університет,
інформаційний редакційно-видавничий центр.
ВНТУ, ГНК, к. 114.
Хмельницьке шосе, 95, м. Вінниця, 21021.
Тел. (0432) 65-18-06.
press.vntu.edu.ua;
E-mail: kivc.vntu@gmail.com
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи
серія ДК № 3516 від 01.07.2009 р.