

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЇ.
ПРАКТИКУМ**

Одеса – 2014

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЇ.
ПРАКТИКУМ**

Навчальний посібник до лабораторних
занять з дисципліни "Геологія з основами
геоморфології"

Рекомендовано
вченою радою університету
як навчальний посібник для студентів
напряму підготовки – екологія, охорона навколишнього середовища та
збалансоване природокористування

Одеса 2014

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЇ.
ПРАКТИКУМ**

Навчальний посібник до лабораторних
занять з дисципліни "Геологія з основами
геоморфології"

Затверджено
Каф. гідроекології
та водних досліджень
Протокол №
від “ ” “ ” 2014 р.

Затверджено
Метод. комісія
природоохоронного. факультету
Протокол №
від “ ” “ ” 2014 р.
Чугай А.В.

Затверджено
Метод. рада інституту
від “ ” “ ” 2014 р.
Голова метод. комісії
Хохлов В.М.

Одеса 2014

"Основи геології та геоморфології. Практикум" навчальний посібник до лабораторних занять з дисципліни "Геологія з основами геоморфології" містить у собі короткі зведення про історію розвитку земної кори, її склад та будову, рельєф, про основні наслідки руху Землі.

/Балан А.К., ст.викл.; Захарова М.В., доц, к.г.н; Селезньова Л.В., ст.викл.; Гращенко Т.В., ас./ - Одеса, 2014,- 112 стор.

ЗМІСТ

ВСТУП	8
1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНОЇ КУЛІ.....	9
1.1. Рельєф суші та океанічного дна. Гіпсографічна крива.....	9
2 ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ ЗЕМНОЇ КОРИ.....	13
2.1 Вік Землі та методи його визначення.....	10
2.2 Час у геології. Геохронологічна та стратиграфічна шкала.....	17
3 РУХ ЗЕМЛІ. НАСЛІДКИ, ЩО ВИНИКАЮТЬ В РЕЗУЛЬТАТІ ДОБОВОГО ТА ОРБІТАЛЬНОГО РУХІВ ЗЕМЛІ.....	25
3.1 ОБЕРТАННЯ ЗЕМЛІ НАВКОЛО СВОЄЇ ОСІ (ДОБОВЕ ОБЕРТАННЯ).....	25
3.1.1 Головні геофізичні наслідки добового обертання Землі.....	26
3.1.2. Відцентрова сила	27
3.1.3. Сила Коріоліса	28
3.1.4. Зміна дня і ночі	31
3.1.5 Місцевий і поясний час.....	32
3.2 ОРБІТАЛЬНИЙ РУХ ЗЕМЛІ.....	33
3.2.1 Зміна пір року.	33
4 ЗЕМНА КОРА ТА ЇЇ БУДОВА.....	39
4.1 МІНЕРАЛИ. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ	39
4.2 ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛІВ	41
4.3. КЛАСИ МІНЕРАЛІВ	45
4.4 ГІРСЬКІ ПОРОДИ.....	50
4.4.1 Вивержені або магматичні гірські породи.....	51
4.4.2 Осадкові гірські породи.....	53
4.4.3. Метаморфічні гірські породи.....	56
5 ГЕОЛОГІЧНІ КАРТИ ТА РОЗРІЗИ.....	58
5.1 СТРАТИГРАФІЧНІ КОЛОНКИ ТА ГЕОЛОГІЧНІ РОЗРІЗИ.....	60
5.2 ГЕОЛОГО - ГЕОМОРФОЛОГІЧНИЙ ПРОФІЛЬ РІЧКОВОЇ ДОЛИНИ.....	63
ЛІТЕРАТУРА	75
ДОДАТОК А ВИЗНАЧЕННЯ МІНЕРАЛІВ.....	77
МЕТОДИКА КОРИСТУВАННЯ ВИЗНАЧНИКОМ.....	78
АЛФАВІТНИЙ ПОКАЖЧИК МІНЕРАЛІВ.....	97
ДОДАТОК Б ГЕОФІЗИЧНІ ТЕРМІНИ.....	99
ДОДАТОК В.....	107
ДОДАТОК Г ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК.....	109

ВСТУП

Викладання дисципліни "Геологія з основами геоморфології" ставить за мету дати студентам сучасні знання про склад, будову та історію розвитку Землі, закономірності й послідовність утворення гірських порід, родовищ корисних копалин, зміну фізико-географічних умов та історію органічного життя на Землі.

Метою дисципліни є опанування студентами теоретичних основ сучасної геологічної науки, а також надбання практичних навичок по визначенню мінералів, гірських порід, умов їх утворення, залягання та розповсюдження в залежності від будови земної кори.

На базі широкого розгляду ендегенної та екзогенної геодинаміки студент знайомиться з досягненнями теоретичної і практичної геології і геоморфології при вирішенні проблем раціонального і комплексного використання мінеральних ресурсів. Набуті знання в майбутньому він може застосувати при раціональному використанні природних ресурсів, охороні надр і природного середовища.

Основне завдання вивчення дисципліни "Геологія з основами геоморфології" – це надбання студентами теоретичних знань з фундаментальних дисциплін, а також вироблення навичок роботи з мінералами, гірськими породами, основними методами геологічних і геоморфологічних досліджень. "Геологія з основами геоморфології" є однією з основних дисциплін циклу наук про Землю, яка вивчає її в цілому, а також внутрішню будову і особливості розвитку, закономірності формування рельєфу та розміщення корисних копалин в ній. Одночасно вивчається динаміка процесів, які мали місце у глибокій давнині та відбуваються й сьогодні на Землі, в атмосфері, гідросфері і біосфері. Ця дисципліна поглиблює загальну теоретичну і геологічну підготовку спеціалістів, сприяє загальному формуванню інженерів-екологів.

1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНОЇ КУЛІ

1.1. Рельєф суші та океанічного дна. Гіпсографічна крива

Рельєф місцевості є одним із факторів, що впливає на кліматичні умови досліджуваної території, зокрема, на розподіл сонячного тепла, кількість опадів та їх розподіл, циркуляцію повітряних мас та інш.

Найважливішою кількісною характеристикою нерівностей рельєфу є його висота або глибина. Співвідношення між висотами суші і глибинами Світового океану можна одержати різними способами. Одним із них є статистичний спосіб, що полягає у визначенні площ Землі, зайнятих характерними ступенями висот і глибин.

Аналізуючи формування кліматичних умов, розподіли сільськогосподарських угідь, корисно використовувати графіки розподілу площ за висотними зонами і гіпсографічні криві.

Оцінку площ проводять за картами Землі, на яких рельєф суші зображений горизонталями (лінії, що з'єднують точки однакової висоти), а глибини океанів і морів – ізобатами (лінії, що з'єднують точки однакової глибини). Горизонталі та ізобати на картах проводяться через визначений інтервал висот та глибин.

Для наочного уявлення про розподіл висот і глибин на Землі будують *гіпсографічну криву*, яка характеризує співвідношення площ, зайнятих різноманітними ступенями висот і глибин на Землі, і наочно подає узагальнений профіль земної поверхні, на якому чітко простежуються два ступеня – *материковий й океанічний*, котрим відповідає визначений тип земної кори (материковий або океанічний).

Рис.1.1

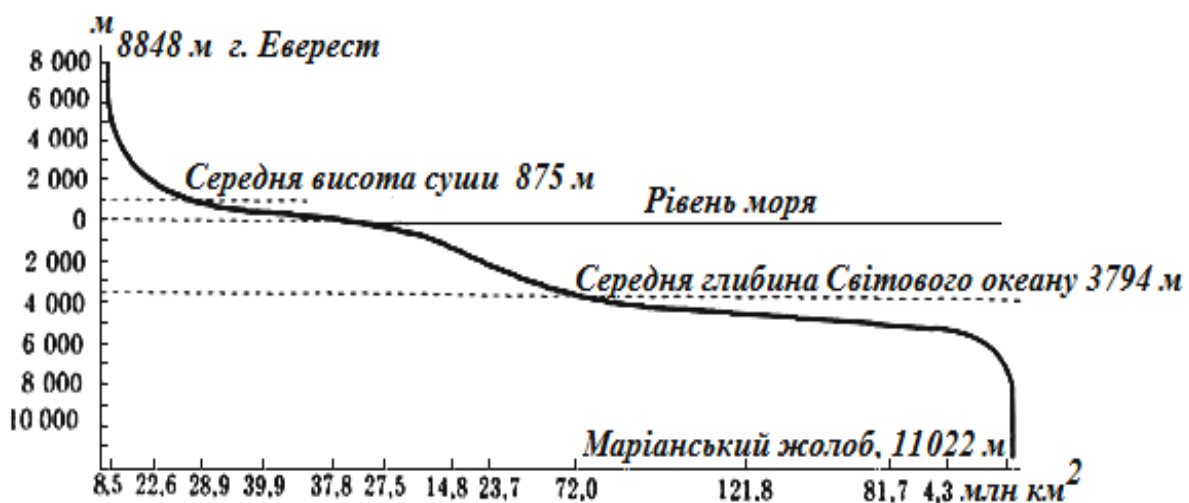


Рис.1.1- Гіпсографічна крива

Принципово якісна відмінність материкової й океанічної кори, а також відмінність у будові верхньої мантії під материками й океанами, дають змогу виділити континенти не за видимим оточенням їх океанами, а за структурно-тектонічним принципом.

Площа всієї земної кулі становить 510 млн.км².

За допомогою гіпсографічної кривої можна відзначити, що на поверхні суші переважають висоти менше 1000 м. Вони складають близько 72% всієї суші Землі. У Світовому океані переважають глибини від 3000 до 6000 м, на частку яких припадає більш 77% його площі.

Середня висота суші приблизно дорівнює 840 м, а середня глибина Світового океану - 3800 м. Це означає, що материки являють собою неначе плоскогір'я, що піднімаються над морським дном майже на 4640 м.

Гіпсографічну криву можна побудувати для будь-якої ділянки земної поверхні.

Кожен з основних планетарних рівнів - материків і океанічного ложа розпадається на ряд другорядних. Їх формування, як і основних, відбувалося в процесі розвитку земної кори.

На материках, у деякому віддаленні від океану, зустрічаються невеликі ділянки суші, розташовані нижче рівня моря, які називаються **депресіями** (лат. "пониження").

Найбільша з них за площею - південна частина Прикаспійської низовини з мінімальною відміткою (-28 м). Найглибша депресія на Землі - це улоговина Мертвого моря, береги якого лежать на 405 м нижче рівня океану.

Депресії, заповнені водою, рівень якої знаходиться вище рівня океану, називаються **криптодепресіями** (від грец. - прихована). Це озеро Байкал, Ладозьке озеро й ін. Площа, зайнята депресіями (без криптодепресій), невелика, усього 800 тис.км².

Ділянки суші, що лежать на висотах від 0 до 200 м над рівнем моря, називаються **низовинами**, або низинними рівнинами. Їх багато на кожному материку, окрім Африки, вони займають площу більшу, ніж інші ступені суші.

Ділянки суші, які піднімаються над рівнем моря від 201 до 500 м, називаються **височинами і плато** (від франц. - плоский). Вони різняться між собою формами рельєфу: на височинах рельєф пересічений, на плато порівняно плоский. Височина над низовиною піднімається поступово, а плато - помітними уступами. Відрізняються вони і геологічною будовою.

Вище 500 м над рівнем моря розташовані **гори**.

В залежності від висоти вони можуть бути **низькими, середніми і високими**.

Низькими горами умовно називають такі, вершини яких піднімаються не вище 1000 м. Низькогір'я займають значну частину материків. Середні гори лежать у межах від 1000 до 2000м: Урал, Карпати,

Забайкалля та ін. Площа, зайнята ними, менша від низькогірної.

Гори, що піднімаються вище 2000 м, називаються високими, або альпійськими. Чим вище гірські вершини, тим меншу площу вони займають.

Значна частина суші припадає на низовини і височини - 82 млн.км² із 149 млн.км², а всі висоти до 1000м складають 72% усієї суші Землі. (табл.1.1)

Нижче рівня океану продовжується **материкова низовина**, яка затоплена в даний час океаном - це **шельф або материкова відмілина**. Межу шельфу проводять по лінії фактичного, геологічно зумовленого закінчення материкової поверхні і переходу її до материкового схилу. Тому шельф продовжується в океані і в кожному морі до різних глибин, які часто перевищують 200 м і досягають 700 м, навіть 1500 м.

По зовнішньому краю плоского шельфу відбувається різкий перелом поверхні морського дна, тут починається так званий **материковий схил**, для якого характерні порівняно круті схили. На окремих ділянках крутизна материкового схилу може досягати 30° і навіть 40°, тобто цілком схожа з крутизною схилів суші.

На межі між материковим схилом і ложем океану виділяється зона океанічного дна, що зветься **материковим підніжжям**.

Шельф, схил і підніжжя разом утворюють **підводну окраїну материків**, що продовжується в середньому до глибини 2450 м.

Ложе океану має складну будову і поділяється на ряд значних макроструктур: глибоководні западини, підводні гори і хребти, глибоководні жолоби.

Незначна частка площі земної кулі, зайнята глибоководними западинами морів і високими горами на суші, свідчить про те, що вони є несуттєвою деталлю рельєфу Землі. Проте безпосередня близькість їх розташування й асиметричність (зміщення гір до окраїн материків і глибоких западин до периферійних частин океанів) є однією з характерних рис рельєфу Землі. У той же час ці дві форми рельєфу відіграють суттєву роль у багатьох природних процесах.

Так гірський рельєф значною мірою визначає місцеву циркуляцію повітря, впливає на формування і режим хмарності, атмосферних опадів, водності рік, електромагнітних полів та інше. У глибоководних западинах дуже часто відбуваються сучасні рухи земної кори, що приводять до землетрусів, процесів вулканізму, вони є зоною інтенсивної і постійної взаємодії материкових і океанічних плит.

Запитання для самоконтролю

1. Що являє собою гіпсографічна крива?
2. Які основні структурні одиниці рельєфу материків та дна океану?
3. Як називаються частини суші з висотами від 0 до 200м над рівнем моря?
4. Що називають шельфом?
5. Яку площу на земній кулі займають гори, височини, ложе океану?
6. Що являють собою глибоководні западини?

Завдання до лабораторної роботи.

1. Побудувати гіпсографічну криву поверхні Землі, використовуючи дані табл. 1.1 і 1.2.
2. Дати аналіз гіпсографічної кривої. Вказати:
 - а) які площі займають гори, плоскогір'я, низовини, материкова обмілина, материковий схил, ложе океану, глибоководні океанічні жолоби;
 - б) які ступені висот і глибин на Землі найбільш характерні.
3. На графіку провести лінії, що відповідають середньому рівню земної кори.
4. Визначити середню висоту суші і середню глибину океану.

Таблиця 1.1 - Площі гіпсографічних ступенів суші материків

Суша, висота,м	Площа			Назва висотних ступенів
	млн.км ²	% площі		
		суші	земної кулі	
3001-8848	6,0	4,09	1,2	альпійські гори
2001-3000	10,0	6,71	2,0	високі гори
1001-2000	24,0	16,10	4,7	середні гори
501-1000	27,0	18,12	5,3	низькі гори
201-500	33,0	22,15	6,4	височини
0-200	48,2	32,35	9,5	низовини
Нижче 0	0,8	0,54	0,1	депресії

Таблиця 1.2 - Площі гіпсографічних ступенів дна Світового океану

Глибина, м	Площа, млн.км ²	Глибина, м	Площа, млн.км ²
0-200	27,2	4000-5000	117,6
201-1000	16,3	5001-6000	72,1
1001-2000	16,2	6001-7000	4,0
2001-3000	30,5	7001-8000	0,2
3001-4000	76,7	>8000	0.1

Гіпсографічну криву будують на міліметровому папері. На осі абсцис відкладають площі, зайняті різними ступенями висот, на осі ординат відкладають висоти і глибини.

2 ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ ЗЕМНОЇ КОРИ

2.1 Вік Землі та методи його визначення

Хронологія геологічних подій в історії Землі а також вік земної кори і Землі як планети цікавили людство давно, як з практичних, так із теоретичних міркувань.

В даний час в історії формування і розвитку Землі виділяють 2 етапи - догеологічний і геологічний. Догеологічний охоплює великий період часу - з моменту виникнення Землі, як планети (близько 6,5 млрд. р. назад) до того часу, коли почали формуватися оболонки Землі (атмосфера, гідросфера, земна кора), тобто близько 4,5 - 5 млрд. років тому.

Історія догеологічного етапу не встановлена геологічними методами. Всі наші уявлення про цей період базуються на загальних уявленнях про розвиток Землі як космічного тіла - однієї із планет сонячної системи.

Геологічний етап починається з моменту появи земної кори, тобто з того часу, з якого збереглися найбільш давні геологічні документи - мінерали та гірські породи. Але відомі нам сьогодні давні мінерали та гірські породи теж видозмінилися. В зв'язку з цим початок геологічного етапу в історії Землі є тільки умовним моментом.

При вивченні планети Земля ключ до поновлення історії та

закономірностей її розвитку дає вік Землі й послідовність утворення гірських порід. Методи визначення віку гірських порід поділяють на дві групи. Перша об'єднує методи визначення *відносного віку* порід, друга - *абсолютного*.

До першої групи відносять давно розроблені *стратиграфічний, палеонтологічний, петрографічний* методи.

Стратиграфічний - найпростіший метод (*стратиграфія* - *опис шарів, пластів*), що полягає у визначенні послідовності накопичення шарів, або пластів у товщі земної кори: нижній пласт - давніший за ті, які розташовані над ним.

Так розміщуються пласти в зонах земної кори, де не порушувалось залягання, але часто воно могло порушуватись, при цьому пласти зминались у складки різної форми. Внаслідок цього порівняно молоді пласти можуть бути покритими пластами більш давніх порід, тим самим порушується хронологічна послідовність відкладення осадів.

Тому в геологічній практиці найбільш поширений *палеонтологічний* метод ("палеонтологія" в перекладі з грецької - наука про стародавні істоти), заснований на вивченні органічних залишків, які зустрічаються у вигляді окам'янілостей в осадових породах. Ці окам'янілості немов літери, за якими геологи зчитують історію великих товщ земної кори.

На Землі життя існує близько 3,5 млрд. років, протягом цього часу органічний світ розвивається безперервно і послідовно. Тому в пластах осадових порід різного віку зустрічаються рештки тваринного і рослинного світу різних періодів Землі. Порівняння цих решток між собою дає змогу зробити висновок про відносний вік гірських порід.

Петрографічний метод ("*петра*" в перекладі з грецької - *скеля, камінь*) базується на вивченні речовинного складу пластів. Знайомлячись з оголенням пластів, не тільки вивчають положення кожного (перший, другий, третій і т.д.), але і встановлюють, з яких порід складений кожний пласт: пісок, глина, піщаник, вапняк, доломіт та ін. Тобто в основу цього методу покладені результати порівняння мінерального складу, зовнішнього вигляду порід та умов їх утворення.

Всі ці три методи використовують в комплексі.

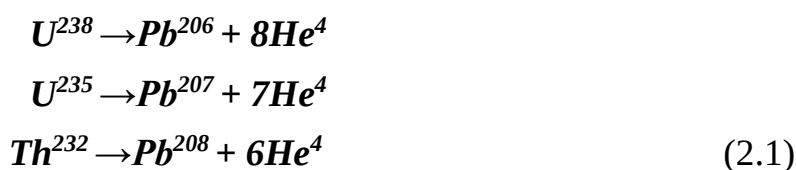
Розглянуті методи визначення відносного віку гірських порід дають уявлення про те, які породи утворилися раніше або пізніше в районі, що нас цікавить, не прив'язуючись до одиниць часу. Тому, користуючись цими методами, визначити вік Землі в цілому неможливо. Ця задача може бути розв'язана за допомогою методів другої групи.

Методи визначення абсолютного віку гірських порід в одиницях часу, базуються на визначенні кількісного відношення між радіоактивними елементами, присутніми в гірських породах та

продуктах їх розпаду. Ці методи часто називають *радіологічними*.

Суть їх полягає в тому, що ядра атомів деяких розповсюджених у земній корі нестійких елементів, (в основному. радію, урану, торію, ізотопу калію, рубідію) повільно розпадаються, причому з постійною швидкістю, яка не залежить від зовнішніх умов (зміни температури, тиску, електричної та магнітної напруги), утворюючи атомні ядра стійких елементів.

Процес розпаду розглянемо на прикладі урану (U^{238} , U^{235}) і торію (Th^{232}), в результаті перетворення яких утворюються радіогенний газ гелій (He):



Розпад будь-якого з наведених вище елементів можна описати статистично встановленим законом радіоактивного розпаду:

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t}, \quad (2.2)$$

де N_t - кількість атомів радіоактивного елемента, що є на даний час в мінералі, гірській породі (інакше в будь-якій "закритій системі");

N_0 - первинна кількість радіоактивного елемента, яка потрапила в мінерал, гірську породу ("закриту систему") при їх утворенні;

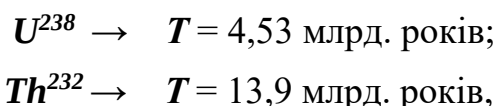
e - основа натуральних логарифмів;

λ - стала радіоактивного розпаду, що дорівнює $-1/T$;

t - час тривалості процесу розпаду радіоактивного елемента, який дорівнює часу утворення гірської породи ("закритої системи");

T - період напіврозпаду радіоактивного елемента або час, за який розпадається половина первинної кількості радіоактивного елемента. Цей параметр відноситься до числа табличних. Для всіх радіоактивних елементів він відомий.

Наприклад, для



З формули (2.2) можна вивести інше рівняння, важливе для розуміння суті процесу. Запишемо вираз

$$\frac{N_0 - N_t}{N_t}, \quad (2.3)$$

підставивши замість N_t його значення з формули (2.2). Після деяких скорочень одержимо рівняння

$$\frac{N_0 - N_t}{N_t} = e^{-\lambda t} - 1, \quad (2.4)$$

де $(N_0 - N_t)$ - кількість атомів, які розпалися $U(Th)$ за час t ,

враховуючи вираз (2.1), це кількість утворених нових елементів, наприклад свинцю.

Таким чином, якщо ми визначимо в мінералі, в гірській породі кількість радіоактивного елемента та продукту його розпаду, то одержимо кількісне значення лівої частини виразу (2.4).

У правій частині e і λ - табличне значення, залишається невідомим t - час тривалості процесу розпаду, тобто час, коли радіоактивна речовина потрапила в кристалічну решітку мінералу або в гірську породу. Це і є той час, який цікавить нас, - *час утворення мінералу або гірської породи*.

Вираз (2.3) є робочою формулою, за допомогою якої, знаючи вміст у мінералі або в гірській породі радіоактивної речовини чи продукту її розпаду, можна визначити їх вік.

Мінерал - це природна хімічна сполука елементів (або самородний елемент), утворена внаслідок певних фізико-хімічних процесів, що відбуваються в земній корі або на її поверхні.

Знаючи умови створення мінералів (порід), можна поновити історію розвитку даного регіону та визначити вік земної кори, адже всі мінерали та гірські породи, які складають земну кору, в тій або іншій кількості мають уран і торій. Правда, концентрація останніх в мінералах та гірських породах дуже мала (вміст урану виражається десятитисячними частками, а торію - тисячними частками процента), тому для вивчення їх продуктів розпаду використовуються дуже точні прилади.

Якщо досліджуваний мінерал входить до складу гірської породи або руди, одночасно з якою він утворився, то, визначивши вік мінералу, легко визначити вік породи або руди, а для визначення віку Землі варто визначити вік метеорита, більшість з яких утворилася 4 - 4.5 млрд. років тому, тобто метеорити - однієї з Землі. Вік метеорита - це справжній вік Землі - і є доказом того, що метеорити утворилися так само, як і наша Планета.

В даний час найбільш розповсюджені такі методи визначення віку природних утворень, які мають різний ступінь досконалості:

1) *свинцевий* (залежно від того, яку пару елементів візьмемо, так і називатиметься метод); різновиди свинцевого методу: ураносвинцевий, ураноторієво-свинцевий;

- 2) *стронцій-рубідієвий*;
- 3) *аргонокалієвий* та *кальцій-калієвий*;
- 4) *радіовуглецевий*.

Свинцевий метод є одним із давніх методів, дає добрі результати, якщо мінерал має значну кількість урану (U^{235} , U^{238}) або торію (Th^{232}) і якщо його вік становить 30-40 млн. років і більше. Цей метод має ряд переваг перед іншими методами. Його застосування поширюється, в даний час ми зустрічаємося з різними свинцевими методами, в основі яких є радіоактивне накопичення **Pb**.

Стронцій - рубідієвий метод ґрунтується на тому, що ізотоп рубідію (**Rb**) з атомною вагою 87 перетворюється на стронцій (**Sn**) з такою ж атомною вагою. Період напіврозпаду 50 млн. років. Для визначення віку за цим методом беруть слюди і ряд інших силікатів.

Аргонокалієвий метод викликає великий інтерес для геологічного літочислення і оснований на тому, що ізотоп калію (**K**) з атомною вагою 40 перетворюється на аргон (**Ar**) та кальцій (**Ca**) з тією самою атомною вагою. Частина його атомів (88%) переходить у кальцій, а інша (12%) - в аргон. Період напіврозпаду калію - 300 млн. років. Радянський вчений Герлінг Є.К. у своїх роботах встановив константу перетворення K^{40} в Ar^{40} . Цей метод має широкі перспективи, оскільки калій широко розповсюджений серед осадових, серед магматичних та метаморфічних порід, а аргон добре утримується на місці свого утворення.

Практичне значення для визначення віку археологічних знахідок та молодих геологічних утворень має **радіовуглецевий метод**, заснований на радіоактивному розпаді вуглецю **C** з атомною вагою 14.

Ізотоп C^{14} постійно утворюється в атмосфері в результаті впливу нейтронів космічного випромінювання на атоми азоту N^{14} . Утворений важкий вуглець радіоактивний. Виділяючи β - частину, він перетворюється на азот. Радіоактивний вуглець C^{14} поряд з нерадіоактивним C^{12} з атмосфери вбирають рослини, а їх, в свою чергу, вживають тварини. У живих рослинах та тканинах тварин відношення між двома ізотопами залишається постійним і змінюється тільки після їх відмирання. Ступінь зменшення радіоактивного вуглецю в рештках рослин і тварин можна визначити, вимірюючи інтенсивність радіоактивного випромінювання та використовуючи формулу

$$I_t = I_0 \lambda^{-t},$$

де I_t - спостережена питома вага активного виміру викопної рослини, тварини;

I_0 - сучасна питома радіоактивність навколишнього живого

рослинного та тваринного світу, вона протягом останніх 50 тис. років залишається постійною;

λ - стала радіоактивного розпаду C^{14} , яка дорівнює $-1/T$

(T для вуглецю C^{14} становить близько 5600 років);

t - час, який пройшов після зрушення первинної рівноваги між двома ізотопами C , тобто час відмирання рослин і тварин.

Отже, можна визначити час утворення породи, де похована рослина, або будь-які рештки органічного світу. Так радіовуглецевий метод дає можливість визначити вік річкових відкладів існуючих річок, час закладення археологічних пам'яток з точністю до 50 - 500 років.

Суть цього методу полягає в тому, що він дозволяє визначити вік молодих порід і використовується тільки для наймолодших геологічних утворень (у віці 20-50 тис. років).

Аргонокалієвий метод - найкращий при визначенні віку порід, що становить понад 100 тис. років; *стронцій - рубідієвий* - 5 млн. років, *свинцевий* - 30 млн. років і більше.

За допомогою цих методів встановлено вік Землі, земної кори та окремих її ділянок. Так з'ясувалося, що вік Землі становить близько 4,5-0,55 млрд. років, сонячної системи - близько 5 млрд. років, земної кори - приблизно 3,5-4 млрд. років.

Вік гірських порід на окремих ділянках земної кори різний. Найдавніші породи о. Шрі-Ланка мають вік 540 млн. років, Каліфорнії - 1700 млн. років, України - 1910 млн. років, Південної Родезії - 2675 млн. років, Кольського півострова, Східного Сибіру, Антарктиди - понад 3,5 млрд. років.

Методика виконання роботи

Обчислити вік гірських порід, метеоритів, використовуючи дані радіохімічної лабораторії по визначенню процентного вмісту радіоактивних елементів.

Вихідні дані по визначенню процентного вмісту в зразках гірських порід Pb^{206} ; Pb^{208} ; U^{235} ; U^{238} ; Th^{232} . На основі цих даних знаходять в атомних показниках такі відношення:

$$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}; \frac{Pb^{206}}{U^{238}}; \frac{Pb^{207}}{U^{235}}; \frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$$

Використовуючи ці відношення та раніше складені номограми (таблиця 5.1), а також знаючи співвідношення свинцю Pb , урану U , торію Th в атомних показниках, можна обчислити вік породи або метеорита.

Маючи вік зразків, по 2-3-х відношеннях ізотопів радіоактивних елементів необхідно знайти середнє значення віку t та середню похибку визначення t .

Запитання для самоконтролю

1. Які існують методи для визначення віку гірських порід та Землі в цілому, відносного віку порід?
2. Що лежить в основі радіологічного методу?
3. В чому суть ураноторієво - свинцевого методу?
4. Де і коли використовують радіовуглецевий метод та в чому його суть?
5. В чому полягає принцип аргонкалієвого методу визначення віку порід?
6. Дати визначення мінералу.
7. Що являють собою номограми, які використовуються при визначенні віку гірських порід свинцевим методом?

ЗАВДАННЯ

1. Користуючись номограмами, визначити вік мінералу, якщо відомо, що в ньому знаходиться урану $235 - 3 \cdot 10^{-6}$ г/г і свинцю $207 - 1,8777 \cdot 10^{-6}$ г/г.
2. В районі Криму знайдено метеорит. За даними радіохімічної лабораторії маємо такі результати:

$$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}} = 0,4520; \quad \frac{Pb^{206}}{U^{238}} = 0,9300; \quad \frac{Pb^{207}}{U^{235}} = 66,235; \quad \frac{Pb^{208}}{Th^{232}} = 0,2260$$

Необхідно визначити вік метеорита, використовуючи таблицю для обчислення віку за ізотопними відношеннями свинцевоурано - торієвого методу.

Самостійна робота

Студентам необхідно самостійно вивчити теоретичну частину, відповісти на запитання, бути готовими до виконання завдань на лабораторних заняттях. Після цього студентам необхідно оформити звіт та підготуватися до захисту роботи.

У звіті необхідно подати:

- коротко теоретичну частину, основні положення, визначення;
- відповіді на контрольні запитання;
- виконання всіх завдань з конкретними результатами.

В результаті виконання роботи студент повинен:

- знати існуючі методи визначення віку гірських порід та Землі в цілому;

- вміти, використовуючи дані радіохімічних лабораторій, визначити вік досліджуваних зразків радіологічним методом.

2.2 Час у геології. Геохронологічна та стратиграфічна шкала.

Вік Землі як планети складає 4,6 - 4,7 млрд. років. Найдавніші породи земної кори, доступні для безпосереднього спостереження, мають вік 3,9 млрд. років.

В осадових породах західної Австралії були знайдені кристали циркону, вік яких був визначений в інтервалі 4,1-4,3 млрд. років. Ці кристали свідчать про те, що приблизно 4,3 млрд. років тому диференціювалась континентальна земна кора.

Вік окремих метеоритів, які знайдені на Землі - 4,5-5 млрд. років. Деякі породи Місяця мають 4,7 млрд. років. Таким чином, вік Сонячної системи, включаючи і Землю, може дорівнювати 5 млрд. років.

У своїй практичній діяльності геологи, екологи мають справу з природними документами - гірськими породами, рештками фауни і флори, які утворилися сотні мільйонів років тому, зберігаючи свої особливості. Вивчаючи їх, геологи реконструюють фізико-географічні умови осадконакопичення, утворення порід в ті далекі часи.

Для історії геологічного розвитку нашої планети дуже важливо встановити послідовність геологічних подій, визначити місце кожного комплексу гірських порід у зведеному розрізі земної кори, а також визначити абсолютний вік кожної геологічної події, кожного відрізка часу, в які утворились певні комплекси порід.

На основі багатого накопиченого матеріалу, співставлення історії різних регіонів Землі та закономірностей еволюції органічного світу була розроблена, прийнята і затверджена на Міжнародному геологічному конгресі в 1881 році в м. Болоньї перша **стратиграфічна шкала**.

У цій шкалі було відображено послідовність стратиграфічних підрозділів осадових, вулканогенних і частково метаморфічних утворень, що складають земну кору. Ці підрозділи сформувалися за певні відрізки часу. Також шкала показувала послідовність та підпорядкованість основних етапів геологічної історії Землі та розвитку життя на ній.

Таким чином, шкала мала подвійне значення: показувала послідовність утворення стратиграфічних підрозділів, які згідно зі своїм віком послідовно розміщені у зведеному розрізі земної кори - стратиграфічній колонці (*стратиграфічна шкала*), та послідовність відрізків часу, протягом яких утворилися ці підрозділи (*геохронологічна шкала*). Тобто основою для створення відносної геохронологічної шкали є

стратиграфічна. Геохронологічна шкала є результатом аналізу та синтезу всіх даних стратиграфічної шкали і відповідно відображала не точні дати та абсолютну тривалість геологічних подій, а природну періодизацію геологічної історії розвитку Землі від найдавніших етапів до новітніх подій.

З часом шкала уточнювалася, вносилися зміни, для багатьох підрозділів геохронологічної шкали був визначений абсолютний вік (тобто вік в абсолютних одиницях часу - роках, тисячоліттях, мільйонах років).

Сьогодні існує ряд геохронологічних (стратиграфічних) шкал, які відображають етапи (історії розвитку земної кори (вікові геохронологічні підрозділи) та стратиграфічну послідовність залягання, рангу та таксономічної підлеглості стратиграфічних підрозділів.

Міжнародна стратиграфічна шкала відображає стратиграфічну послідовність хроностратиграфічних підрозділів глобального та субглобального поширення. Зміст, об'єм і характеристика цієї шкали знаходяться у компетенції Міжнародного геологічного конгресу або уповноважених ним органів.

Загальні стратиграфічні шкали складаються для окремих великих територій земної кулі у випадку деяких відмін від Міжнародної стратиграфічної шкали.

Загальна стратиграфічна шкала для території України затверджується Національним стратиграфічним комітетом України. Останній варіант стратиграфічної шкали, який є законом і основою для усіх геологічних робіт та досліджень на території України, зафіксований в **Стратиграфічному кодексі України**, виданому в 1997 році.

Згідно з цією шкалою найбільш тривалим у часі є **акрон** - мільярд років і більше. В геологічній історії Землі виділяється **два акрони**: архей (грецькою «*архео*» - древній), протерозой (грецькою «*протерос*» - перший) та акрон, який почався у фанерозойський період (грецькою «*фанерос*» - явний). Увесь величезний проміжок геологічного часу (майже 4 млрд. років) і комплекси порід, що відповідають архею й протерозою, часто об'єднують під загальною назвою докембрій, або криптозой (грецькою «*криптос*» - прихований). Акронам відповідають *акротеми* - комплекси порід, що утворилися за цей час.

Акрони поділені на менш тривалі відрізки часу - **еони** (менше 1 млрд. років). Їм у стратиграфічній шкалі відповідають **еонотеми**. У Загальній стратиграфічній шкалі України виділяється 7 еонотем. У межах архею це нижній (ранній) архей, середній архей, верхній (пізній) архей. У межах протерозойської акротеми нижній (ранній) протерозой, середній протерозой та верхній (пізній) протерозой. У шкалі виділяють також фанерозойську еонотему (вона найкоротша - 570 млн. років, тому що незавершена).

Еони поділяються на **ери**, які тривають сотні мільйонів років. **Ерам** у стратиграфічній шкалі відповідають **ератеми**. У межах верхнього протерозою виділяються три ератеми: нижній, середній і верхній рифей. У фанерозої виділяються три ератеми й три ери, що їм відповідають: палеозойська (грец. «*παλαιός*» - древній) ератема (ера), мезозойська (грец. «*μεσος*» - середній) ератема (ера) і кайнозойська (грец. «*καινός*» - новий) ератема (ера). Кайнозойська ера - найкоротша (65 млн років), тому ще незакінчена.

Ери поділяються на **періоди**, що тривають десятки мільйонів років. Їм у стратиграфічній шкалі відповідають системи.

В палеозойській ері виділяють кембрійський, ордовіцький, силурійський, девонський, кам'яновугільний та пермський періоди (в ератемі - системи), в мезозойській ері: тріасовий, юрський, крейдовий періоди, у кайнозойській ері: палеогеновий, неогеновий та четвертинний періоди. Четвертинний період - найкоротший (1,8 млн років), незавершений.

Періоди поділяються на **епохи**, яким відповідають стратиграфічні підрозділи - відділи. У кожному періоді може бути дві чи три епохи: рання і пізня або рання, середня і пізня). Епохи палеогенового періоду мають власні назви палеоцен, еоцен та олігоцен. Для неогенового періоду епохи мають назви - міоцен і пліоцен.

Епохи поділені на **віки**, яким у стратиграфічній шкалі відповідають **яруси**. Стратиграфічна шкала України не має загально прийнятих ярусів для кембрійської системи. Для кайнозойської ери різні яруси виділені для окремих регіонів: заходу, сходу та півдня України. Віки поділяються на дрібніші підрозділи, які використовуються для регіональних робіт.

Відповідність геохронологічних та стратиграфічних підрозділів подано в додатку В (табл. 1)

При користуванні сучасними стратиграфічними та геологічними картами, щоб їх читати і розуміти, необхідно знати послідовність утворення гірських порід, які складають земну кору, або так звану геохронологічну таблицю (геохронологічний розріз земної кори).

У таблиці 1 дається також загальноприйнята індексація.

Ери (групи) позначають двома великими буквами (наприклад, протерозой - PR), *періоди і системи* - однією буквою (девон -D), *епоха або відділ* - цифрою в основі букви (наприклад, верхня пермь – P₂).

Для упорядкування геологічних карт і розрізів та щоб зручніше їх можна було читати, крім індексів, прийнятих для геохронологічної шкали, застосовують *фарбування* різними кольорами стратиграфічних підрозділів (наприклад, відкладам юрського віку відповідає блакитний колір, кам'яновугільному - сірий та інш.).

Запитання для самоконтролю

1. Що вивчає історична геологія, які основні завдання вона вирішує?
2. Які етапи виділяються в історії розвитку Землі і земної кори, які їх характерні особливості?
3. Якими методами визначають абсолютний і відносний вік гірських порід?
4. На які періоди, епохи поділяється кожна ера?
5. Які методи визначення віку Землі є більш точними і обґрунтованими?
6. Розташувати геологічні періоди в хронологічному порядку.
7. Визначити, коли відбувалося те чи інше явище на Планеті в геохронологічній послідовності.
8. Записати геологічні періоди їх умовними буквеними позначеннями та знайти їх на карті.
9. Що називають докембрієм?
10. Охарактеризуйте геохронологічну шкалу.
11. Назвіть відмінності методів абсолютної та відносної геохронології.

Завдання до лабораторної роботи

1. Розташуйте геологічні періоди у хронологічному порядку і напишіть їх умовні та буквені позначення, використовуючи дані варіантів, представлених в таблиці 2.3.
2. Зазначте, між породами якого віку є стратиграфічна перерва?
Породи яких періодів відсутні?
Порядок розміщення геологічних періодів слід наводити зверху вниз.

Таблиця 2.3 - Геологічні періоди

Номер варіанта	Найменування геологічного періоду
-------------------	-----------------------------------

1	пермський, палеогеновий, тріасовий, неогеновий
2	крейдовий, палеогеновий, девонський, кам'яновугільний
3	девонський, юрський, крейдовий, силурійський

Продовження таблиці 2.3

Номер варіанта	Найменування геологічного періоду
4	пермський, кембрійський, тріасовий, ордовікський
5	кам'яновугільний, тріасовий, пермський, неогеновий
6	ордовікський, силурійський, юрський, кембрійський
7	девонський, палеогеновий, крейдовий, кембрійський
8	крейдовий, неогеновий, кам'яновугільний, палеогеновий
9	тріасовий, ордовікський, юрський, пермський
10	кам'яновугільний, неогеновий, пермський, четвертинний
11	кембрійський, пермський, кам'яновугільний, силурійський
12	неогеновий, тріасовий, юрський, пермський
13	крейдовий, девонський, кам'яновугільний, палеогеновий
14	ордовікський, юрський, силурійський, кембрійський

3 РУХ ЗЕМЛІ. НАСЛІДКИ, ЩО ВИНИКАЮТЬ В РЕЗУЛЬТАТІ ДОБОВОГО ТА ОРБІТАЛЬНОГО РУХІВ ЗЕМЛІ

Земля одночасно бере участь в ряді рухів. Вона обертається навколо своєї осі, рухаючись навколо Сонця, коло спільного з Місяцем і спільного для всієї сонячної системи центра тяжіння; у складі сонячної системи Земля переміщується навколо ядра Галактики, рухається разом з Галактикою у Всесвіті. Але головними, з точки зору впливу на процеси, що відбуваються на Землі, є обертання її навколо своєї осі та орбітальний рух нашої Планети. Оскільки всі рухи відбуваються одночасно, вплив на процеси, що відбуваються на Землі, переплітаються.

3.1 Обертання Землі навколо своєї осі (добове обертання)

Якщо на Землю дивитись з північного полюса, Земля, обертаючись із заходу на схід проти годинникової стрілки, робить повний оберт навколо осі за 23 год 56 хв 4 с. *Кутова швидкість* (w) обертання всіх точок Землі однакова, її визначають у радіанах:

$$w = \frac{2\pi}{t}, \quad (3.1)$$

де t - тривалість доби в секундах.

Отже, за одну секунду Земля повертається на кут, який дорівнює $\frac{1}{13750}$ радіана, причому кутова швидкість будь-якої точки Землі однакова ($360^\circ: 24 \text{ год} = 15^\circ/\text{год}$).

Лінійна швидкість обертання залежить від відстані, яку повинна пройти точка за період добового обертання Землі. На екваторі лінійну швидкість (ϑ) визначають за формулою

$$\vartheta = wR, \quad (3.2)$$

де w - кутова швидкість (у радіанах); R - радіус Землі (на екваторі).

Практично її можна обчислити двома способами:

$$\text{а) } \mathcal{J} = \frac{63782}{13750} = 464 \text{ м/с,} \quad (3.3)$$

$$\text{б) } \mathcal{J} = \frac{40075600}{24 \cdot 60 \cdot 60} = 464 \text{ м/с.} \quad (3.4)$$

В чисельнику - довжина екватора в метрах, в знаменнику - тривалість доби в секундах).

Найбільша лінійна швидкість на екваторі, вона зменшується від екватора до полюсів, згідно з

$$\mathcal{J}_\varphi = \mathcal{J}_e \cos \varphi, \quad (3.5)$$

де $\mathcal{J}_e$ - лінійна швидкість на екваторі;

φ - географічна широта точки.

Лінійна швидкість усіх точок однієї паралелі однакова, зменшуючись від екватора до полюсів, а на полюсах ($\varphi = 90^\circ$, а $\cos 90^\circ = 0$) вона дорівнює нулю.

3.1.1 Головні геофізичні наслідки добового обертання Землі

Градусну сітку можна побудувати на карті, глобусі у зв'язку з обертанням Землі навколо своєї осі. Нерухомими на поверхні Землі залишаються тільки точки виходу уявної осі обертання Землі, які називаються географічними полюсами (один з них Північний, другий, протилежний йому, - Південний).

Екватор - лінія перерізу земної кулі площиною екватора, яка проходить через центр Землі перпендикулярно до осі обертання Землі. Площина екватора поділяє земну кулю на дві півкулі: північну і південну. Паралельні екватору кола, довжина яких зменшується до полюсів, називаються *паралелями*.

При перерізі Землі площиною, що проходить через вісь обертання Землі та будь-яку точку земної поверхні, виникають лінії, які називають *меридіанами* (тобто лінії, що з'єднують географічні полюси і мають напрямок північ - південь).

У 1884 р. Міжнародна Вашингтонська конференція прийняла за початковий (нульовий) меридіан - *Грінвіч*, який проходить через Грінвіцьку обсерваторію поблизу Лондона.

Паралелі та меридіани утворюють *координатну сітку*, за її допомогою визначаються географічні координати будь-якої точки земної кулі та орієнтуються на місцевості. Щоб визначити координати

будь-якої точки, потрібно знати її широту і довготу.

Широта (φ) - це кут між площиною екватора та лінією, яка з'єднує дану точку з центром Землі (рис.3.1), тобто це довжина дуги в градусах між лінією екватора і даною точкою. Широта відраховується від екватора в напрямку до полюсів (від 0° до 90°), тому вона буває північна (півн.ш.) і південна (півд.ш.).

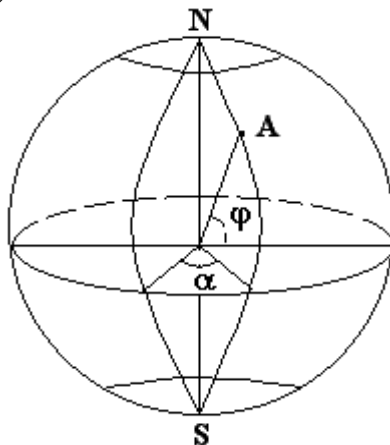


Рис. 3.1 - Географічні координати
 α - географічна довгота; φ - географічна широта

Довгота (α) вимірюється двогранним кутом між площиною меридіана, на якому знаходиться точка, і площиною початкового меридіана, тобто це довжина дуги в градусах між нульовим меридіаном (Грінвічем) і меридіаном, який проходить через дану точку. Довготу відраховують від нульового (початкового) меридіана на схід і на захід до 180° - меридіана. Довгота буває східна (сх.д.) і західна (зах.д.).

Отже, щоб визначити *географічні координати* будь-якої точки земної кулі, необхідно визначити її географічну широту і довготу, тобто наскільки вона віддалена від екватора та нульового меридіана.

3.1.2 Відцентрова сила

В результаті обертання Землі навколо своєї осі виникає **відцентрова сила**, діюча на тіло, яке знаходиться на поверхні Землі (Рис.3.2). Дію цієї сили відчувають під час катання на каруселі.

Відцентрова сила (f_c) відкидає вас в напрямку, перпендикулярному до осі обертання (рис 3.2). Якщо сила притягання (F), яка діє на кожне тіло, що знаходиться на поверхні Землі, направлена до центра Землі, то відцентрова сила (f_c), спричинена обертанням Землі навколо осі, завжди перпендикулярно направлена до осі обертання Землі і в протилежний бік від осі.

Відцентрова сила - найбільша на екваторі, вона зменшується в

напрямку до полюсів (на полюсах дорівнює нулю). Рівнодійна цих двох сил - притягання і відцентрової - найбільшою буде на полюсах і найменшою на екваторі.

Наявністю відцентрової сили та нерівномірністю її розподілу на земній поверхні від полюсів до екватора пояснюється стиснення Землі та фігура Землі - двовісний еліпсоїд.

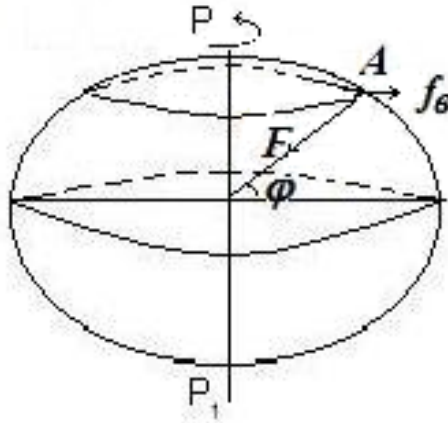


Рис.3.2 - Відцентрова сила

3.1.3 Сила Коріоліса

Сила Коріоліса - відхиляюча дія обертання Землі. Одним із важливих наслідків осьового обертання Землі є уявне відхилення тіл від напрямку їх руху (Рис. 3.3).

За законом інерції всяке рухоме тіло прагне зберегти напрям (і швидкість) руху відносно світового простору. Якщо рух відбувається відносно поверхні, яка переміщується, в даному разі Землі, що обертається навколо осі, то спостерігачу, пов'язаному з цією поверхнею, здається, що тіло змінює напрям свого руху. В дійсності воно продовжує рухатись в заданому напрямку, не відхиляючись, але поверхня під ним повертається. Відхиляючу дію обертання Землі називають силою Коріоліса.

Сила Коріоліса завжди направлена перпендикулярно до руху тіла, вправо від напрямку руху в північній півкулі і вліво, якщо тіло рухається в південній півкулі Землі.

$$F_k = 2mw\vartheta \sin \varphi, \quad (3.6)$$

де m - маса тіла в кг; w - кутова швидкість Землі в радіанах;
 ϑ - швидкість руху тіла в м/с; φ - географічна широта місця в $^{\circ}$.

Ця сила залежить від швидкості руху тіла, чим швидше воно рухається, тим більше відхилення. Якщо напрям руху тіла співпадає з напрямом осі обертання, відхилення дорівнює нулю, із збільшенням кута

між віссю обертання і напрямом руху тіла відхилення зростає. Максимальним воно буде при русі, перпендикулярному до осі обертання. Тобто сила Коріоліса залежить від широти місця. На екваторі відхилення тіл, які рухаються по поверхні Землі, дорівнює нулю ($\varphi = 0^\circ$, $F_k = 0$), а на полюсах воно найбільше ($\varphi = 90^\circ$, $F_k = \text{max}$). Сила Коріоліса проявляється як при русі тіла вздовж поверхні, що обертається, так і при падінні на цю поверхню.

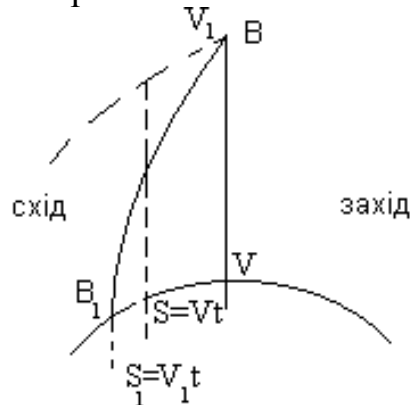


Рис. 3.3 - Відхилення падаючих тіл.

Це пояснюється просто: лінійна швидкість обертального руху тіл, розташованих на поверхні Землі, різна і залежить від того, на якій відстані R від земної осі вони знаходяться. Як бачимо на рис.3.3, чим далі від осі обертання розташоване тіло або чим вище воно над Землею, тим більша його лінійна швидкість.

Отже, на вершині високої башти лінійна швидкість ($\mathcal{V}_1$) більша, ніж біля її підніжжя ($\mathcal{V}$). Тіло, зберігаючи за інерцією попередню швидкість, за час падіння пройде в повітрі більший шлях ($S_1 = \mathcal{V}_1 \cdot t$) відносно підніжжя башти ($S = \mathcal{V} \cdot t$), тому місце падіння тіла B_1 буде не біля стіни башти, а трохи далі на схід - в напрямку обертання Землі (рис.3.3).

Зрозуміло, що найбільше відхилення тіла при падінні з висоти спостерігається на екваторі. На полюсах воно дорівнює нулю, тому що напрям падіння збігається з напрямом осі обертання Землі.

Відхилення падаючих тіл найкраще видно в глибоких шахтах, де немає впливу руху повітря. Так, в шахті глибиною 160 м кинута кулька відхиляється на 3 см.

Максимальне відхилення тіла при падінні спостерігатиметься на екваторі і буде зменшуватись в напрямі до полюсів, а на полюсі дорівнюватиме нулю (співпадає з віссю Землі).

Відхилення при падінні тіла на поверхню Землі знаходимо за формулою

$$a = \frac{F_k t^2}{2}, \quad (3.7)$$

де F_k - прискорення сили Коріоліса, яке визначається за формулою

$$F_k = 4\pi n, \quad (3.8)$$

де n - число обертів Землі за 1 с $= \frac{1}{86400}$;

n - середня швидкість падіння тіла; t - час, за який падає тіло.

Сила Коріоліса пояснює деякі закономірності атмосферної та водної циркуляції. Так вона впливає на напрям вітрів та океанічних течій (всі течії північної півкулі відхилені вправо, а південної - вліво). Ця сила зумовлює підмивання річками правого берегу в північній півкулі і лівого - в південній.

Як приклад розглянемо річковий потік, який протікає по земній поверхні. В зв'язку з тим, що на нього діє сила Коріоліса, він намагається відхилитися від початкового напрямку, але йому заважають береги. Тому цей потік буде постійно підмивати берег (правий - в північній і лівий - в південній півкулі). Як результат цієї сили в північній півкулі праві береги у річок круті, обривисті, а ліві - пологі, піщані, а в південній півкулі - навпаки.

Розглянемо явища, що відбуваються в атмосфері: внаслідок відхиляючої сили обертання Землі та нерівномірного нагрівання земної поверхні утворюються величезні (до кількох тисяч кілометрів в поперечнику) атмосферні вихори - циклони і антициклони.

Циклони зароджуються в районах з теплішим повітрям, де в центрі низький атмосферний тиск. Тому повітряні маси переміщуються від периферії до центру (з області підвищеного тиску) проти годинникової стрілки в північній півкулі і за годинниковою стрілкою в південній півкулі (рис. 3.4)

Антициклони спостерігаються в місцях постійного накопичення холодних повітряних мас із підвищеним атмосферним тиском в центрі та зниженим по периферії. Повітряні маси рухаються з центру до периферії за годинниковою стрілкою в північній півкулі і проти - в південній (рис. 3.5).

Як бачимо, саме сила Коріоліса є причиною виникнення циклонів та антициклонів в атмосфері.

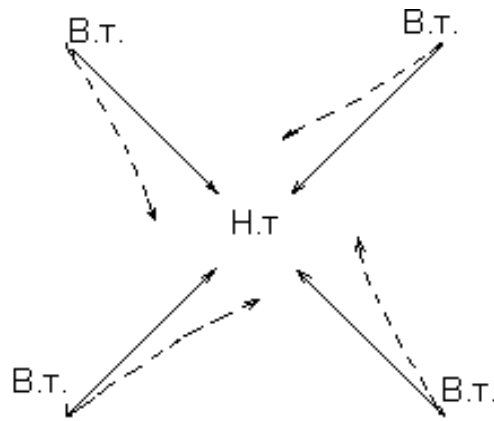


Рис. 3.4 - Схема циклону в північній півкулі

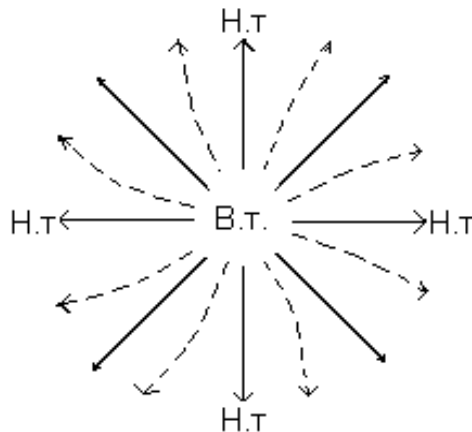


Рис.3.5 - Схема антициклону в північній півкулі

3.1.4. Зміна дня і ночі

Добове обертання Землі впливає майже на всі природні процеси, що відбуваються на поверхні Землі. Обертання Землі навколо своєї осі зумовлює зміну дня і ночі протягом короткого періоду - доби. Зміна дня і ночі відбувалася б і тоді, коли Земля, рухаючись навколо Сонця, не оберталась би навколо своєї осі. Але при цьому ми мали б тільки один день і одну ніч протягом року.

Обертання Землі навколо своєї осі зумовлює швидке переміщення сонячного освітлення по земній поверхні зі сходу на захід - зміну дня і ночі. Якщо б земна вісь була перпендикулярною до площини орбіти, то світлороздільна площина (площина, яка поділяє Землю на освітлену та неосвітлену половини) поділяла би усі широти Землі на дві рівні частини, і на всіх широтах земної кулі протягом року день був би рівний ночі.

При нахилому положенні осі до площини земної орбіти (кут нахилу складає $66^{\circ}33'$) день і ніч можуть бути рівні на всіх широтах тільки тоді, коли вісь Землі лежить у світлороздільній площині і

світлороздільна лінія (лінія утворена при перетині земної поверхні світлороздільною площиною) проходить через географічні полюси.

Якщо вісь Землі нахилена до Сонця північним полюсом (день літнього сонцестояння), світлороздільна площина, перетинаючи цю вісь в центрі Землі, поділяє Землю на дві половини так, що більша частина північної півкулі виявляється освітленою, а менша - перебуває в тіні (рис. 3.6). Південна півкуля, навпаки, в цей момент знаходиться більшою частиною в тіні. Якщо вісь Землі нахилена до Сонця південним полюсом (в день зимового сонцестояння), то південна півкуля освітлена більше, ніж північна (рис. 3.6).

Оскільки світлороздільна лінія в розглянутих випадках не проходить через географічні полюси і поділяє всі широти (крім екватора) на дві нерівні частини – освітлену і неосвітлену, тому день і ніч на всіх широтах Землі, крім екватора, будуть не однаковими за тривалістю.

В півкулі, яка нахилена до Сонця, день завжди довший від ночі, а в протилежній півкулі, навпаки, ніч буде довшою. На тих широтах, які світлороздільна лінія не перетинає, і вони певний час перебувають повністю на освітленій або неосвітленій частині Землі, у відповідний період (до півроку на полюсах) зміни дня і ночі не спостерігається. Тоді на освітленій території (за полярним колом) встановлюється полярний день, а на неосвітленій - полярна ніч.

3.1.5 Місцевий і поясний час

Місцевий і поясний час, а також лінія зміни дати прямо пов'язані з добовим обертанням Землі. Кутова швидкість (ω) обертання Землі складає 15 км/год, тому часові пояси проведені через кожні 15⁰ в меридіональному напрямку.

Місцевий час – час на меридіані даного місця. Його визначають за формулою

$$T_m = T_p \pm 1, \quad (3.9)$$

де T_m - місцевий час; T_p - час за Грінвічем;

+1 - східна довгота; -1 - західна довгота.

Для визначення місцевого часу користуються відповідною таблицею (табл. 3.1).

Поясний час - час на середньому меридіані даного 15-градусного поясу (в кожному поясі 15°). Його визначають номером поясу, який вказує на скільки годин час даного поясу відрізняється від Грінвіцького. Різниця в часі сусідніх поясів дорівнює 1 год.

Таблиця 3.1 - Переведення годин у градуси і градусів у години

Одиниці часу	Градуси довготи	Градуси Довготи	Одиниці часу
1 год	15°	1°	4 хв
1 хв	15'	1'	4 хв
1 хв	15"	1"	1/15 хв

Проте на практиці не завжди точно дотримуються теоретичних меж поясів, їх проводять по кордонах між країнами, тобто за політичною картою.

Декретний час - це поясний час, який на території колишнього СРСР переведений на 1 годину вперед. Таку назву він має тому, що запроваджений декретом (указом) від 16 червня 1930 р. для повнішого використання світлової доби. На території нашої держави цей декрет відмінили, коли Україна стала незалежною, тому, знаходячись з Москвою в одному часовому поясі, маємо різницю в часі на 1 годину.

Лінія зміни дати (межа дат) - умовна лінія на поверхні земної кулі, проведена приблизно по меридіану 180°, щоб розмежувати місця, календарні дати яких в один і той самий час різняться на добу. На лінії зміни дати (по обидві сторони від неї) години і хвилини поясного часу збігаються, а календарні числа відрізняються на цілу добу. Щоб уникнути цієї незручності, коли перетинають лінію зміни дати в напрямі зі сходу на захід - додають один день, із заходу на схід - один і той самий день лічать двічі.

3.2 Орбітальний рух Землі

3.2.1 Зміна пір року.

Якщо зміна дня і ночі визначається осьовим обертанням Землі, а тривалість дня і ночі - нахилом осі до площини орбіти, то *безперервні зміни тривалості дня і ночі на всіх широтах, крім екватора, це результат майже незмінного положення земної осі під час руху Землі навколо Сонця.*

Земля рухається навколо Сонця по еліптичній орбіті, причому віддаль до Сонця змінюється від 152 млн. км в афелії (5 липня) до 147 млн. км в перигелії (3 січня), як бачимо, взимку Земля знаходиться ближче до Сонця, ніж влітку. Проте інтенсивність сонячної радіації на Землі залежить від кута падіння сонячних променів. Найбільше нагрівання земної поверхні там, де кут падіння променів відносно Землі має 90°, тобто, чим менший кут падіння, тим менше тепла отримує дана земна поверхня.

Зміна пір року на земній кулі пов'язана з рухом Землі навколо Сонця, але визначальним є нахил земної осі при цьому русі. Вісь Землі нахилена до площини земної орбіти під кутом $66^{\circ}33'$, а площина земного екватора під кутом $23^{\circ}27'$. У зв'язку з рухом навколо Сонця положення Землі відносно сонячного проміння протягом року змінюється.

Якщо б вісь Землі була перпендикулярною до площини орбіти, то Сонце завжди прямовисним промінням освітлювало би тільки екватор, а далі на північ і південь від нього сонячне проміння падало би на поверхню Землі дедалі під меншим кутом. На екваторі протягом року було б однаково жарко, а на полюсах однаково холодно, і не відбувалося би зміни пір року.

В дійсності, внаслідок нахилу земної осі до площини орбіти земна куля повертається до Сонця то північною, то південною півкулею, тому кожна півкуля нагрівається більше або менше. Нахил земної осі впливає також на тривалість дня і ночі в різних широтах земної кулі (крім екватора) протягом року. (Рис.3.6)

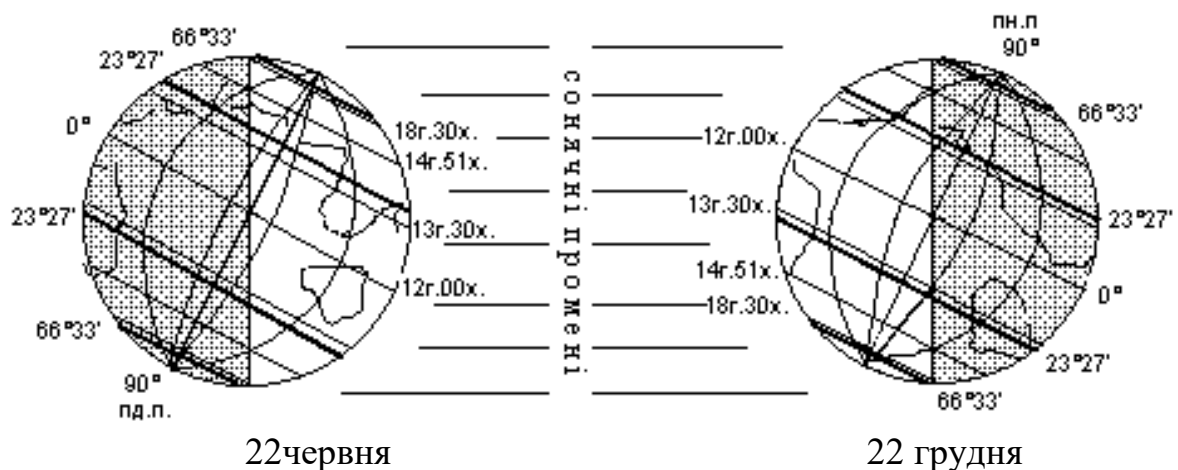


Рис.3.6 - Положення Землі в день літнього і зимового сонцестояння

Під час орбітального руху Землі виділяються чотири характерні позиції (рис. 3.7), що зустрічаються в літературі і на практиці під назвою: дні літнього і зимового сонцестояння; дні весняного і осіннього рівнодення. Розглянемо ці позиції.

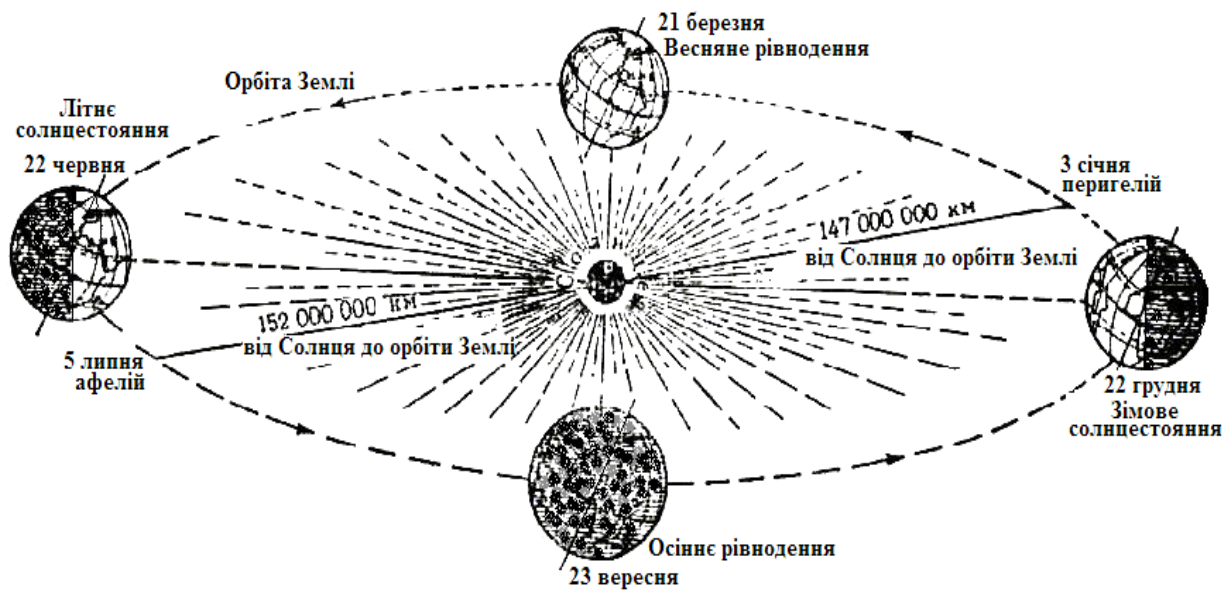


Рис.3.7 - Схема річного руху Землі навколо Сонця.

22 червня - день літнього сонцестояння, в північній півкулі початок астрономічного літа. В цей день Земля нахилена північним полюсом до Сонця, і сонячні промені падають перпендикулярно (тобто Сонце знаходиться в зеніті) на широті $23^{\circ}27'$ - на *північному тропіку*.

Тропіки - це паралелі $23^{\circ}27'$ північної і південної півкулі, які обмежують область земної кулі, де Сонце буває в зеніті.

На небі всіх широт північної півкулі в цей день Сонце займає найвище положення протягом року. Широти на північ від $66^{\circ}33'$ півн.ш. (від північного полярного кола) в цей час знаходяться повністю на освітленій території Землі (рис. 3.7), де Сонце за горизонт взагалі не заходить - там *полярний день*. На всіх широтах між екватором і північним полярним колом *день буде найдовший*.

В *південній півкулі* в день літнього сонцестояння Сонце дуже низько над горизонтом. На південь від $66^{\circ}33'$ півд.ш. (південне полярне коло) *полярна ніч*, що відповідає за тривалістю полярному дню тих же широт північної півкулі. На всіх широтах південної півкулі між екватором і південним полярним колом *день коротший* за ніч. 22 червня в південній півкулі починається астрономічна зима.

Полярні кола - це паралель в $66^{\circ}33'$, яка обмежує на земній кулі області, де бувають полярні дні і полярні ночі.

23 вересня - день осіннього рівнодення. Земля, безперервно рухаючись по орбіті, займає положення, при якому світлороздільна лінія проходить через географічні полюси (вона співпадає з віссю Землі) і

день рівний ночі на всіх широтах Землі. В цей день обидві півкулі - північна і південна - освітлені однаково, Сонце в зеніті знаходиться над екватором. Це початок астрономічної осені в північній півкулі і астрономічної весни в південній.

22 грудня - день зимового сонцестояння. До Сонця повернута південна півкуля Землі, там починається астрономічне літо, а в північній півкулі настає астрономічна зима. Сонце в зеніті на південному тропіку ($23^{\circ}27'$ півд. ш.). В північній півкулі спостерігається найкоротший день і найдовша ніч, в південній - навпаки. Область навколо Південного полюса, обмежена південним полярним колом, освітлена Сонцем, яке не заходить за горизонт (там *полярний день*); над відповідною областю в північній півкулі - за *північним полярним колом* - Сонце не сходить (там *полярна ніч*). В цей день, як і 22 червня, день рівний ночі тільки на екваторі.

В день весняного рівнодення - 21 березня Сонце освітлює Землю аналогічно 23 вересня; воно знаходиться в зеніті над екватором, і на всіх широтах земної кулі день рівний ночі. В північній півкулі настає астрономічна весна, а в південній - осінь (рис. 3.7).

Отже, якби вісь Землі не була нахилена до екліптики, то кут падіння сонячного проміння на земну поверхню залишався б завжди однаковим, і нагрівання її зменшувалося б рівномірно від екватора на північ і південь, і зміни пір року не відбувалися б. Щоправда, в широкій міжтропічній смузі день майже завжди однаковий, як і кількість тепла на одиницю площі земної поверхні, тому істотної відміни в порах року тут не спостерігається.

За полярними колами на великих просторах фактично існують *дві пори року* - *полярний день* і *полярна ніч*. В помірних широтах пори року виражені чітко, але їх тривалість тут неоднакова.

Запитання для самоконтролю

1. В чому полягають загальні зміни швидкостей орбітального та добового обертання Землі? Який вклад вносить кожна з цих частин в зміни швидкостей руху Землі?

2. Як залежить величина променевого сонячного потоку від географічної широти та нахилу екліптики до екватора в дні літнього і зимового сонцестояння та весняного і осіннього рівнодення?

3. Які геофізичні наслідки спостерігаються в результаті обертання Землі навколо своєї осі?

4. Градусна сітка, як наслідок добового обертання Землі, визначення географічних координат точки на поверхні Землі.
5. Дайте визначення тропікам. Полярним колам.
6. Чому відбуваються припливи та відпливи в геосферах?
7. Пояснити, чому північна півкуля отримує більше тепла за рік від Сонця, ніж південна?
8. Сила Коріоліса, її прояв в гідрологічних та метеорологічних процесах.
9. Як би змінилася сила Коріоліса на Землі за умови припинення добового обертання?
10. У який день в південній півкулі починається астрономічна весна?

Завдання до лабораторної роботи.

1. Показати за допомогою рисунків зародження циклонів та антициклонів для південної півкулі.
2. Накреслити в формі схеми положення Землі, яке вона займає в дні літнього і зимового сонцестояння та весняного і осіннього рівнодення. На рисунках показати напрям сонячних променів, кут, під яким вони падають на різні широти земної кулі, площину екліптики, земну вісь, екватор, північний і південний тропіки, полярні кола, кольоровими олівцями провести світлороздільну площину. Діаметр Землі повинен бути рівним 3-4 см. Сонячні промені зобразити паралельними прямими, нахил земної осі на всіх рисунках зберегти в один бік.
3. Побудувати криву тривалості найдовшого і найкоротшого дня на різних широтах північної півкулі, користуючись табл.3.2

Таблиця 3.2 - Тривалість найдовшого і найкоротшого дня

Широта	Найдовший день	Найкоротший день
0°	12 год.	12 год
10°	12 год. 35 хв	11 год. 25 хв

20°	13 год. 13 хв	10 год. 47 хв
30°	13 год. 56 хв	10 год. 04 хв
40°	14 год. 51 хв	9 год. 09 хв
50°	16 год. 09 хв	7 год. 51 хв
60°	18 год. 30 хв	5 год. 30 хв
66°30'	24 год. 00 хв	0 год. 00 хв

При побудові графіків взяти до уваги, що горизонтальний масштаб повинен бути досить крупним (на осі абсцис відкладають градуси широти), тому що криві будуть проходити дуже близько одна від іншої.

а) За графіком визначити, яку тривалість найдовшого і найкоротшого дня мають:

варіанти

1.	Київ, Владивосток, Вашингтон
2.	Москва, Мадрид, Магадан
3.	Ташкент, Рига, Копенгаген
4.	Сімферополь, Гельсінкі, Делі
5.	Дніпропетровськ, Лондон, Каїр
6.	Харків, Алжир, Нью-Йорк
7.	Львів, Токіо, Каракас
8.	Чернігів, Панама, Париж
9.	Вінниця, Маніла, Мехіко
10.	Ужгород, Стокгольм, Ханой

4. Побудувати криву тривалості полярного дня і полярної ночі на різних широтах північної півкулі за даними таблиці 3.3

Таблиця 3.3 - Тривалість полярного дня і полярної ночі

Широта	Тривалість полярного дня	Тривалість полярної ночі
66.5°	1 доба	1 доба
70°	64 доби 4 год	60 діб 13 год
80°	133 доби 14 год	126 діб 12 год
90°	186 діб 10 год	173 доби 20 год

а) За графіком визначити, яку тривалість полярного дня і ночі мають:

варіанти

1	о. Вайгач, Земля Франца Йосифа;
2	Нар'ян-Мар, о. Надєжди;
3	Хатанга, о. Шмідта;
4	о. Колгуєв, Норильськ;
5	о. Врангеля, о. Ведмежий;
6	о. Рибачий, мис. Барроу;
7	Воркута, о. Борден;
8	м.Канін Нос, о. Комсомолець;
9	о. Шмідта, мис Нордкін.
10	Кандалакша, м. Желанія

4 ЗЕМНА КОРА ТА ЇЇ БУДОВА

4.1 Мінерали. Загальні відомості

В складі земної кори на цей час відомо 92 хімічних елементи.

Хімічні елементи мають неоднакове розповсюдження і значення в складі земної кори, про що свідчить наведена таблиця 4.1.

З таблиці видно, що земна кора складається із 10 найбільш розповсюджених хімічних елементів, а решта хімічних елементів разом складають біля 0,5 %.

Таблиця 4.1- Середній склад земної кори (в вагових %)
(за Виноградовим О.П.)

№	Хімічні елементи	Ваговий процент
1	Кисень	47.00
2	Кремній	29.50
3	Алюміній	8.05
4	Залізо	4.65
5	Кальцій	2.96
6	Натрій	2.50
Продовження таблиці 4.1		
7	Калій	2.50
8	Магній	1.87
9	Титан	0.45
10	Фосфор	0.09
	Решта елементів	0.43
		100.00

Більшість хімічних елементів в земній корі утворюють сполуки з іншими елементами, тільки деякі з них - золото, платина, срібло, мідь, алмаз, графіт, сірка та інші - зустрічаються в чистому самородному вигляді. В результаті різноманітних хімічних перетворень елементи вступають в сполуки і утворюють мінерали, які складають земну кору. Звідси походить визначення поняття "мінерал".

Мінералом називають природну хімічну сполуку елементів (або самородний елемент), утворену в результаті певних фізико-хімічних процесів, що відбуваються в земній корі або на її поверхні.

Мінерали в земній корі не утворюють великих самостійних геологічних тіл, але в природі спостерігаються окремі мінерали, які в чистому вигляді складають такі тіла, як наприклад, лід льодовиків,

галіт пластів кам'яної солі, кальцит покладів мармуру та інші. В даних випадках названі мінерали утворюють одномінеральні гірські породи.

4.2 Властивості мінералів

З усієї кількості (майже 2500) відомих мінералів тільки близько 50 мають суттєве значення, беруть участь в утворенні гірських порід, їх називають породотвірними мінералами. Кожен мінерал має певні фізичні властивості, що впливають із властивостей його внутрішньої будови. Фізичні властивості дають змогу відрізнити мінерали один від одного.

Фізичні властивості мінералів:

Колір - фізична відзнака мінералів (першим впадає в око спостерігачу). При цьому один і той же вид мінералу може мати різне забарвлення. Наприклад, кварц може бути забарвленим в фіолетовий, темний, рожевий, білий і сірий колір, але може бути безколірним і прозорим. Внаслідок несталості колір не в кожному випадку може бути характерною ознакою мінералів. Тільки окремі мінерали мають сталі забарвлення. Наприклад: зелене - малахіт, червоне - кіновар та ін.

Колір мінералів залежить від їх хімічних домішок - барвників. Так корунд (Al_2O_3) в чистому вигляді безколірний і прозорий, при наявності домішки Cr_2O_3 , він забарвлюється в червоний колір (рубін), а домішка Ti надає йому синього кольору (сапфір).

Колір риски. Багато мінералів, перетертих на порошок, мають інший колір, ніж твердий кристал або шматок. Пірит у шматку - золотисто-жовтого кольору, а його порошок - майже чорний. Для визначення кольору риски мінералом кілька разів прокреслюють по жорсткій (неглазурованій) поверхні фарфорової чашки.

Блиск. Більшість мінералів у відбитому світлі мають блиск. Тільки деякі з них, переважно аморфні, мають матову поверхню. Блиск мінералів визначають, порівнюючи з характерним блиском знайомих речовин. Відрізняють такі види блиску: металічний та неметалічний.

Металічний блиск - мінерал блищить подібно до відполірованої поверхні сталі, срібла, платини та інших металів. Металічний блиск мають пірит, галеніт та інші.

Неметалічний блиск може бути:

а) *скляний блиск* - поверхня мінералів блищить як поверхня скла віконного або пляшки. Такий блиск має велика кількість мінералів, наприклад, галіт, гіпс, кварц, топаз, олівін, польовий шпат та ін.;

б) *перламутровий блиск* - мінерал блищить як перламутр при

наявності райдужного переливу, що буває при відбиванні світла тонкими пластинами поверхні. Наприклад, тальк, мусковіт, ортоклаз, анортит, гіпс та інш.;

в) *шовковистий блиск* – характерний для мінералів, які мають тонковолокнисту будову, нагадують блиск шовкових ниток, наприклад, азбест, рогова обманка, волокнисті різновидності гіпсу та ін.;

д) *матовий блиск* – мінерали не блищать. Його мають мінерали з пористою, нерівною землистою поверхнею.

г) *жирний блиск* – мінерал блищить подібно поверхні, змащеної жиром. Такий блиск мають сірка, опал, кварц на зломі, нефелін та ін.

Твердість - передається здатністю мінералів чинити опір дряпанню та шліфуванню. При визначенні твердості користуються шкалою Мооса, яка вміщує 10 мінералів. Порядковий номер мінералу за шкалою визначає його твердість в одиницях. Шкала твердості вміщує такі мінерали, що розташовані послідовно за збільшенням твердості:

- 1) тальк; 2) гіпс; 3) кальцит; 4) флюорит;
- 5) апатит; 6) польовий шпат (ортоклаз); 7) кварц;
- 8) топаз; 9) корунд; 10) алмаз.

Послідовність визначення твердості мінералів така: вибирають гладку площину на випробуваному мінералі, потім розкреслюють на ній по черзі мінералами шкали. Припустимо, що перші три не залишили риски, а четвертий (флюорит) залишив риску на досліджуваному мінералі. На підставі цього визначають, що наш мінерал має твердість 3. Якщо досліджуваний мінерал залишає риску на гіпсі, що має твердість 2, то це остаточно переконує нас, що досліджуваний мінерал має твердість 3.

Більш тверді мінерали мають більшу щільність пакування атомів у просторових ґратках. Вони, як правило, є більш стійкими до процесів розчинності і хімічного розкладу. Відзначена особливість твердості мінералів суттєво діє на розвиток рельєфу земної поверхні та на хімізм поверхневих і підземних вод. Гірські породи, які складаються з більш твердих мінералів, утворюють позитивні елементи рельєфу, а на місці порівняно м'яких мінералів утворюються від'ємні елементи рельєфу.

Спайність - характерна тільки для кристалічних речовин. *Спайністю* називають здатність кристалічних мінералів розколюватись у визначеному напрямку. Напрямки найбільш легкого розколювання в мінералах називають площинами спайності.

Спайність може бути:

а) *найдосконаліша* спайність проявляється в тому, що мінерали легко розколюються на пластини або при роздрібненні молотком розпадаються на уламки, обмежені з усіх боків рівними площинами. Перший випадок найдосконалішої спайності типово проявляється в

слядах, а другий - в галіті, кальциті, аденіті та ін.;

б) *досконала спайність* - при роздрібненні мінералів утворюються уламки, обмежені як рівними, так і шорсткими поверхнями. Цей вид спайності мають *польові шпати, рогова обманка, флюорит та ін.*;

в) *недосконала спайність* - рівні поверхні зламу при роздрібненні мінералів ледве виявляються або зовсім відсутні. Такий вид спайності мають *апатит, кварц, пірит та ін.*;

г) деякі мінерали не мають спайності; в цьому разі говорять про *зовсім недосконалу спайність*. Прикладом можуть бути молочно - білий кварц, золото.

Спайність має тісний зв'язок із внутрішньою будовою кристалів і пояснюється тим, що в просторових ґратах існують площини, між якими притягання найменше внаслідок значної відстані між атомами або іонами, завдяки чому в мінералах розрив по даних площинах проходить легше, ніж у будь-якому іншому напрямку. Характер спайності є важливою відмітною ознакою мінералів.

Злам - характер поверхні, одержаний під час подрібнення мінералів. При розколюванні мінералів із досконалою спайністю утворюються рівні поверхні. Різні поверхні злому утворюються в аморфних мінералах або в мінералах з недосконалою спайністю. Мінерали характеризуються такими видами зламів:

а) *раковистий* - поверхня зламу породи схожа на поверхню раковини, яка має концентричні зони наростання. Цей злом характерний для аморфних та приховано кристалічних мінералів, таких як *обсидіан, опал, кремін* та ін.;

б) *землистий* - поверхня шершава та пориста, як у грудки ґрунту. Такий злам мають *бурий залізняк, каолін, крейда, боксит та ін.*;

в) *зернистий* - кристалічні агрегати мінералів, наприклад, *мармур*;

г) *голчатий (занозистий)* - на поверхні зламу гострі колючки, наприклад, *у рогової обманки, волокнистого гіпсу (селеніту)*.

Щільність для різних мінералів змінюється від 0,9 до 19 (табл. 4.2). Точне визначення густини можливе тільки в лабораторних умовах шляхом зважування на гідростатичних терезах та іншими способами. На практиці для швидкого приблизного визначення щільності користуються зважуванням мінералів на руці (оцінка - "висока", "середня", "низька" густина). Щільність мінералів має велике значення при перенесенні водними потоками. Мінерали низької щільності переносяться на великі відстані, а високої - осідають раніше. У зв'язку з цим при перенесенні мінералів відбувається їх сортування за щільністю, що приводить до природного збагачення й утворення розсіпів родовищ цінних мінералів, таких як золото, платина, олов'яне

каміння, вольфрамів та ін.

Таблиця 4.2 - Щільність деяких мінералів

Мінерали низької густини, до 3	Мінерали середньої густини, від 3 до 5	Мінерали високої густини, більше 5
Лід 0,91	Флюорит 3,25	Галеніт 7,50
Гіпс 2,30	Барит 4,50	Кіновар 8,00
Кварц 2,65		Золото 19,0

Магнітність. Деякі мінерали мають магнітні властивості, тобто діють на магнітну стрілку або самі притягуються магнітом. Завдяки цьому магнітність є важливою відзнакою для них. До мінералів, які характеризуються магнітними властивостями, належать магнітний залізняк Fe_3O_4 , піротин FeSnS , самородна платина з наявністю домішок заліза.

Ряд мінералів мають специфічні властивості, наприклад, *карбонати реагують із слабкою (5-10%) соляною кислотою*, виділяючи при цьому бульбашки CO_2 , багато сульфідів закипають з утворенням сірководню, який легко можна виявити за характерним *запахом*.

Деякі легкорозчинні у воді солі визначають *на смак*. За цією ознакою легко відрізнити, наприклад, *сильвін від галіту*. Перший має гірко-солоний смак, а другий просто солоний.

В природі рідко спостерігаються умови кристалізації, за яких приплив речовин проходить рівномірно з усіх боків, а тому правильні кристали зустрічаються рідко. Частіше мінерали існують у вигляді кристалічних агрегатів і зростків.

Кристалічні агрегати - зчеплення мінеральних зерен різної форми, що залежить від внутрішньої будови мінералу і форми простору, де проходила його кристалізація. Серед кристалічних агрегатів за формою відрізняють такі: *зернисті* (пірит, кам'яна сіль), *стовбуваті* (селеніт), *жердинні* (рогова обманка), *волокнисті* (азбест), *пластинчасті* (гіпс), *лускаті* (графіт).

Мінерали в природі зустрічаються у вигляді *дендритів, друз, секретій, конкрецій, напливних форм, нальотів, кірок*.

Дендрити - деревовидні зростки кристалів, які утворюються при швидкій кристалізації або при кристалізації в тонких тріщинах. Прикладами можуть служити дендрити льоду на віконному склі взимку, глини, вапняків, дендрити самородної міді, золота, срібла та ін.

Друзи або кристалічні "дітки" - зростки кристалів, які прикріплені одним кінцем до загальної основи, у зв'язку з чим у них обмежені тільки вільні кінці, в друзах можна зустріти *кварц, кальцит, флюорит, гіпс* та ін.

Секреції представляють собою пустоти в твердих гірських породах, які повністю або частково заповнені мінеральною речовиною. Крупні секреції з пустотою всередині, називаються *жеодами*. Секреції мають концентричну будову і заповнення їх мінеральною речовиною відбувається від периферії до центру.

Конкреції - це стягнення кулеподібної або неправильної закругленої форми, утворюються при відкладанні мінеральної речовини навколо будь-яких центрів кристалізації, внаслідок чого вони часто мають радіально-променеву будову. Конкреції характерні для таких мінералів як *фосфорит, пірит, сидерит* та ін.

На відміну від секреції конкреції ростуть відбувається від центру до периферії. За своєю будовою конкреціям подібні *ооліти* - мілкі (до 10 мм в поперечнику) заокруглені утворення, що мають концентричну будову, яка виникає при випаданні мінеральної речовини з водяних розчинів. Найчастіше ооліти складаються з кальциту, оксиду марганцю, бурого залізняку.

4.3 Класи мінералів

Кожен мінерал характеризується хімічним складом. Фізичні властивості, практичне значення і поведінка мінералів в різних геологічних умовах залежить перш за все від їх хімічного складу. Хімічний склад мінералів виражається звичайними хімічними формулами. Знаючи хімічну формулу мінералу, легко передбачити всі його властивості.

Для зручності вивчення і практичного використання мінерали, як і інші природні утворення, поділяють на класи та групи. В основу класифікації беруть хімічні властивості, склад та походження мінералів. Враховуючи відзначні ознаки, всі мінерали можна поділити на дев'ять класів:

- 1) *самородні елементи*; 2) *сульфіди*; 3) *галоїдні сполуки*;
- 4) *оксиди і гідроксиди*; 5) *силікати*; 6) *карбонати*;
- 7) *сульфати*; 8) *фосфати*; 9) *вуглецеві сполуки*.

Самородні елементи. Мінерали цього класу складаються з одного хімічного елемента. Вони не мають значного поширення (крім графіту і сірки) але дуже важливі у практичному відношенні. До класу самородних елементів відносяться: *платина Pt, золото Au, срібло Ag, алмаз C, графіт C, сірка S, мідь Cu* та ін.

Сульфіди. До цього класу входять мінерали, які є сполуками, головним чином, важких металів з сіркою. Вони не є породотвірними мінералами, але викликають великий інтерес як руди кольорових і чорних металів. Найбільш поширені мінерали цього класу: *пірит* FeS_2 (залізний або сірчаний колчедан), *галеніт* PbS , *сфалерит* ZnS , *халькопірит* $CuFeS_2$, *кіновар* HgS .

Галоїдні сполуки. Мінерали цього класу в хімічному відношенні є солі кислот галоїдних елементів (HCl , HF та ін.), їх роль як породотвірних мінералів невелика, але вони важливі в загальногеологічному і практичному відношенні. Типові мінерали цього класу: *галіт* (кам'яна сіль) $NaCl$, *сільвін* KCl , *флюорит* CaF_2 .

Оксиди і гідроксиди. Мінерали цього класу представляють собою сполуки елементів з киснем і гідроксильною групою **ОН**. В земній корі вони поширені і складають близько 17% її маси. Розглянемо найважливіші з них.

Кварц SiO_2 - найпоширеніший породотвірний мінерал, на частку якого в земній корі припадає 12%. За хімічним складом він віднесений до оксидів, а за структурою - до силікатів. Різновиди кварцу відрізняються за кольором:

- 1) гірський криштал - безбарвний і прозорий;
- 2) аметист - фіолетовий;
- 3) моріон - чорний;
- 4) молочний кварц - білий;
- 5) звичайний кварц - сірий та ін.

Халцедон SiO_2 - прихованокристалічний різновид кварцу. Халцедон звичайно містить різні домішки, тому має багато різновидів, головні з них такі:

- 1) кремній - містить глино - залізні домішки;
- 2) яшма - такі самі домішки, але звичайно має кольорове рівне або плямисте забарвлення, тому широко використовується як виробний камінь;
- 3) агат - шаруватий халцедон.

Гематит (червоний залізняк) Fe_2O_3 як породотвірний мінерал значення не має, але в багатьох породах зустрічається у вигляді домішок від частки до кількох відсотків. Рівномірно розсіяні частини в осадових породах (глини, пісок, пісковик, вапняк та ін.) забарвлюють ці породи в червоні та червонуваті тони.

Магнетит (магнітний залізняк) Fe_3O_4 є мінералом основних вивержених порід Fe_3O_4 , Fe_2O_3 , FeO , багатший залізом, ніж гематит, має магнітні властивості.

Корунд Al_2O_3 як породотвірний мінерал значення не має. Червоний різновид корунду зветься *рубіном*, синій - *сапфіром*, дрібнозернистий агрегат корунду з домішками кварцу, гематиту та іншими - *наждаком*.

Із групи гідроксидів найбільш поширений бурий залізняк, або лимоніт $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n \cdot \text{H}_2\text{O}$, що є складним мінеральним агрегатом, близьким за складом мінералів. У зв'язку з цим його умовно можна віднести до класу водних оксидів. Бурий залізняк розсіяний у вигляді домішок в осадових породах і залежно від концентрації надає їм різного забарвлення - жовтого, жовто - бурого, бурого та ін., часто він може бути цементом в таких породах, як пісковики і конгломерати.

Опал $\text{SiO}_2 \cdot n \cdot \text{H}_2\text{O}$ представляє собою водний оксид кремнію. В деяких випадках є породотвірним мінералом і є основною частиною таких порід як гейзерит, трепел, опока та ін.

Карбонати. Мінерали класу карбонатів у хімічному відношенні є солями вугільної кислоти H_2CO_3 . Вони поширені у верхніх частинах земної кулі. Представники карбонатів: кальцит CaCO_3 , магнезит MgCO_3 , доломіт $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, сидерит FeCO_3 , малахіт $\text{Cu}(\text{OH})_2\text{CO}_3$.

Сульфати. До цього класу належать мінерали - *гіпс* $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, *барит* BaSO_4 . Інколи зустрічаються довгостовбуваті волокнисті різновиди гіпсу, які називають *селенітом* (місячним каменем). Тонкозернисті суцільні маси звичайного гіпсу називаються *алебастром*.

Барит BaSO_4 характеризується високою, в порівнянні з іншими нерудними мінералами щільністю (4300-4600), зустрічається серед осадових гірських порід разом із кальцитом та іншими мінералами.

Фосфати. Фосфати представляють собою солі ортофосфорної кислоти H_3PO_4 . З великої кількості мінералів, які входять до цього класу, апатит і фосфорит мають особливо важливе значення як породотвірні мінерали і сировина для виробництва добрив.

Апатит $\text{Ca}(\text{Cl}, \text{F})(\text{PO}_4)_3$ є найбільш поширеним мінералом цього класу.

Фосфорити - морські осадові утворення, близькі за складом до апатиту. Складаються в основному з $\text{Ca}_5(\text{Cl}, \text{F})(\text{PO}_4)_3$ з домішками карбонатів, глини та інших речовин. Вони звичайно утворюють

радіально - променеві і приховано кристалічні конкреції.

Силікати. Мінерали цього класу найпоширеніші, на їх долю припадає більше 75% всієї маси земної кори. Силікати є головними породотвірними мінералами. Вони входять до складу більшості гірських порід.

Тепер встановлено, що у всіх силікатів кожний іон кремнію $(\text{SiO}_4)^4$ сполучений з чотирма іонами кисню [формула $(\text{SiO}_4)^4$]. Основна структурна одиниця силікатів - кремнекисневий тетраедр, у вершинах якого розміщуються чотири іони кисню; центр такого тетраедра займає іон кремнію.

Кремнекисневий тетраедр має чотири вільні валентні зв'язки, за рахунок яких проходить приєднання іонів інших хімічних елементів і кремнекисневих тетраедрів.

За основу класифікації силікатів прийнятий спосіб з'єднання тетраедрів. Кремнекисневі тетраедри можуть бути відокремленими один від одного і можуть з'єднуватися за допомогою єдиних іонів через вершини тетраедрів, утворюючи складні комплексно-аніонні радикали. Іноді чотиривалентний іон кремнію може заміщатись тривалентним іоном алюмінію. Сполуки, в яких алюміній разом з кремнієм відіграє роль кисневого елемента, академік В.І. Вернадський назвав алюмосилікатами, до них, наприклад, відносяться польові шпати.

У хімічному відношенні силікати є солі різних *кремнієвих кислот*. Важливими кремнієвими кислотами є такі: ортокремнієва кислота H_4SiO_4 , метакремнієва кислота H_2SiO_3 і алюмокремнієва кислота $\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. В алюмокремнієвій кислоті алюміній разом з кремнієм відіграє роль кислотного елемента. Розглянемо найголовніші мінерали даного класу: олівін, авгіт, рогову обманку, польові шпати, каолін і слюди.

Олівін $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ - залізо-магнезійний, бідний кремнекислотний силікат, характерний для основних і ультраосновних вивержених порід.

Авгіт $\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})_2(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$ - мінерал складного і несталого хімічного складу. В структурі авгіту алюміній знаходиться в центрі кисневих тетраедрів, займаючи місце кремнію. Він є важливим породотвірним мінералом і входить до складу таких порід, як базальти, габро, діабази та ін.

Рогова обманка. Склад її досить несталий і може бути виражений формулою $(\text{CaNa})_2 (\text{Fe}^{2+} \text{Fe}^{3+}, \text{Mg, Al, Mn, Ti})_5 \cdot [(\text{Si, Al})_{4011}] \cdot (\text{F,OH}^2)_2$.

Польові шпати представляють собою алюмосилікати. Вони мають багато видів, серед них найголовніші: ортоклаз $\text{K}[\text{Al Si}_3\text{O}_8]$, альбіт $\text{Na}[\text{Al Si}_3\text{O}_8]$ і анортит $\text{Ca} [\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

Альбіт і анортит близькі між собою за кристалохімічною будовою,

тому, як правило, кристалізуються разом, утворюючи ряд мінералів, які називаються *плагіоклази*. Вміст альбіту (Ab) і анортиту (An) в плагіоклазах змінюється в межах від 0 до 100%. Склад плагіоклазів визначається формулою $p \cdot \text{Ab} + q \cdot \text{An}$; p і q - процентний вміст альбіту і анортиту в плагіоклазі даного складу.

Польові шпати є найбільш поширеними мінералами в земній корі (близько 50%). Ці мінерали є головною складовою частиною таких порід як граніти, сієніти, діорити, габро, базальти, гнейси та ін.

Каолініт $\text{Al}_2(\text{OH})_4[\text{Si}_2\text{O}_5]$ утворюється внаслідок хімічного розкладу польових шпатів і є складовою частиною глин. Землисті пухкі маси каолініту називаються **каоліном** (фарфорова глина).

Слюда входять до складу багатьох вивержених і метаморфічних порід. Вони мають досконалу спайність в одному напрямку, через це легко розщеплюються на дуже тонкі листочки. Породотвірне значення мають мусковіт і біотит.

Мусковіт $\text{KAl}_2(\text{F}, \text{OH})_2[\text{HSiO}_3]$ безколірна або злегка забарвлена прозора калієва слюда. Дрібнолускоподібний різновид мусковіту називається *серицитом*. Мусковіт входить до складу гранітів, сієнітів, діоритів і слюдяних сланців.

Біотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}_3)(\text{OH}, \text{F}) \cdot [\text{Al}, \text{Si}_3\text{O}_{10}]$ - магнезіальнозалізна слюда зеленуватого або коричневого кольору, входить до складу гранітів, сієнітів, діоритів і слюдистих сланців.

Тальк $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_2\text{O}_5]$ нерідко є породотвірним мінералом і входить як головна складова частина в талькові сланці.

Серпентин $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_2\text{O}_5]$, відрізняється від тальку тільки великою місткістю магнію і меншою - кремнезему. Гірська порода, яка складається із серпентину, називається серпентинітом (зміївиком), оскільки має зелений колір (*серпенс* – змія). Волокниста різновидність серпентину називається азбестом.

Вуглецеві сполуки. До цього класу належать мінеральні утворення, які представляють собою речовини тваринного і рослинного походження, що зазнали фізико-хімічних змін. За хімічними ознаками мінеральні вуглецеві сполуки можна поділити на три групи: 1) вуглеводневі; 2) природні смоли; 3) викопне вугілля.

До *вуглеводневих* відносяться *нафта і гірський віск* (озокерит). Останній утворюється при природному всиханні нафти і складається із 84% вуглецю і 16% водню.

Природними смолами є янтар $C_{10}H_{16}O$ (викопні смоли третинних хвойних рослин) і *асфальт* - продукт природного всихання і окислення нафти.

Викопне вугілля - це змінені рослинні залишки, збагачені вуглецем. До них відносяться торф, буре вугілля, кам'яне вугілля і антрацит. Вони фактично є гірськими породами і будуть розглянуті в розділі осадових порід.

Питання для самоперевірки

1. Дайте визначення поняттям "мінералогія" і "мінерал".
2. Від чого залежать фізичні і хімічні властивості гірських порід і мінералів?
3. Дайте загальну характеристику ендегенних і екзогенних процесів утворення мінералів.
4. Як визначається твердість мінералів? Що таке шкала Мооса?
6. Що таке спайність, злам? Які їх різновиди зустрічаються?
7. Які форми мінералів в природі Вам відомі?
8. Класи мінералів
9. Визначити, мінерали якого класу є найбільш розповсюдженими. Пояснити чому?
10. Які мінерали відносяться до класу самородних елементів ?
11. Назвати 10 основних хімічних елементів, з яких складається земна кора, вказати % вміст 3-х основних хімічних елементів.

Завдання до лабораторної роботи.

1. Визначити за фізичними властивостями 4-5 зразків мінералів, користуючись визначником породотвірних мінералів.
2. Коротко висвітлити теоретичну частину, основні положення і дати визначення.
3. Описати фізичні властивості двох - чотирьох зразків мінералів.

4.4 ГІРСЬКІ ПОРОДИ

Гірською породою називають мінеральний агрегат, який бере участь в будові земної кори і має більш - або менш визначений склад, структуру та будову. До складу породи може входити агрегат одного або декількох мінералів.

За мінеральним складом гірські породи поділяються на:

- 1) моно мінеральні або прості;

2) полімінеральні або складні гірські породи.

Мономінеральні породи не мають великого розповсюдження. Головними представниками їх є мармур, кварцит, кам'яна сіль, льодовиковий лід та інші.

Полімінеральні породи складаються з декількох визначених мінералів, які знаходяться між собою в більш-менш кількісних відношеннях.

Типові представники цих порід - *граніт (польовий шпат 50-56%, кварц 25-30%, слюда 5-10% та другорядні мінерали - апатит)*.

Характерними ознаками видів порід, крім їх мінерального складу, є структура і текстура.

Під **структурою** (або будовою) гірської породи розуміють форму, розміри та взаємне просторове співвідношення мінеральних зерен, що складають гірську породу. Структура є важливою для твердих або скальних порід, особливо для вивержених.

Текстура, або склад, визначається рівномірним або нерівномірним розподілом мінералів, характером орієнтування їх зерен: *тріщинуватістю, пористістю, шаруватістю, сланцюватістю і таке інше*.

Гірські породи, з яких складається земна кора, утворюються в результаті геологічних процесів, що проходять в глибоких горизонтах літосфери і на земній поверхні. Породи поділяють на види та групи не тільки за складом, але й за походженням. Так за походженням їх можна поділити на три великі групи, а саме: вивержені (магматичні), осадові та метаморфічні гірські породи.

4.4.1 Вивержені або магматичні гірські породи

Магматичні гірські породи утворюються шляхом кристалізації і затвердіння магматичних розплавів в глибині земної кори або на її поверхні.

З різноманітними умовами кристалізації магматичних виплавів пов'язано утворення більшості характерних структур вивержених порід. Важливі **структури** такі: *кристалічна, повнокристалічна, склоподібна, порфірова і порфіровидна*.

Кристалічна структура. Вся порода складається з кристалічних зерен мінералів, утворюється вона при повільному охолодженні і кристалізації виплавів крупних магматичних басейнів на великих глибинах. За величиною зерен ця структура буває 3-ох видів: *крупнозерниста* ($d = 5$ мм); *середньозерниста* ($d = 2-5$ мм); *дрібнозерниста* ($d = 2$ мм); *тонкозерниста* (менше 0,1 мм). Ця структура

характерна для інтрузивних вивержених порід, таких, як граніт, діорит, габро та інші.

Повнокристалічна структура. Порода складається із склуватої маси та розсіяних в ній мілких кристалічних зерен.

Склувата структура. Вся порода складається з склуватої речовини, яка не розкристалізовується (вулканічне скло - обсидіан).

Всі ці структури утворюються при швидкому охолодженні магми і лави під час виливання їх на земну поверхню, коли кристали не встигають утворитися. Ці структури характерні для ефузивних порід: ліпаритів, андезитів та інших.

Порфірова структура. Основна маса породи є щільнокристалічною, а в ній знаходяться кристали значних розмірів, завжди правильної форми. Її утворення пояснюється двома фазами кристалізації в різних умовах. Порфірова структура характерна для ефузивних порід.

Порфіровидна структура. Основна маса породи має середньозернисту кристалічну структуру, яка і містить крупні порфірові вкраплення. Порфірові вкраплення розвиваються із речовини, яка в магмі знаходиться в залишку і при охолодженні кристалізується першою.

Текстура також відображає умови кристалізації і затвердіння вивержених порід. Найбільш характерними видами є масивні, флюїдальні, мигдалекам'яні та інші.

Масивні - всі мінерали в породі мають рівномірний розподіл.

Флюїдальні утворюються при наявності тектонічних рухів та течій магматичних виплавів під час кристалізації.

Мигдалекам'яні характерні для лав, які затвердівали на земній поверхні і утворились при швидкому охолодженні сплаву в умовах низького тиску, утворюються пузиристі лави.

В подальшому ці пузирі заповнюються опалом, халцедоном, кальцитом і іншими мінералами.

Класифікація вивержених гірських порід

Магматичні гірські породи поділяють за різними умовами залягання і хімічним складом (Табл. 4.3).

За умовами залягання вони поділяються на дві групи: 1) інтрузивні і 2) ефузивні гірські породи.

Інтрузивні гірські породи виникають в результаті застигання магми всередині земної кори. Інтрузивні породи завжди мають кристалічну, а іноді порфіровидну структуру (граніт, сієніт, діорит, габро).

Ефузивні гірські породи утворюються з лави, яка затверділа на земній поверхні. Для них характерними структурами є повнокристалічна,

порфірова і рідше склувата (ліпарит, трахіт, андезит, базальт, діабаз).

За хімічним складом магматичні породи поділяються на *кислі, середні, основні та ультраосновні*. При цьому поділі береться до уваги кількісний склад окису кремнію (SiO_2) як кислотного елемента силікатів, що входить до складу порід.

За кольором можна визначити кислотність гірської породи: *чим кисліша, тим світліша порода*. Вивержені породи за своєю будовою є водонепроникними породами, але в результаті розвитку в них тріщин окремі масиви цих порід стають водопропускними.

Таблиця 4.3 - Класифікація вивержених гірських порід

Групи за хімічним складом	Головні складові мінералів	Групи за умовами залягання	
		інтрузивні	ефузивні
Кислі 65-75% SiO_2	Польові шпати (ортоклаз, плагіоклаз) кварц, біотит, мусковіт. рогова обманка	Граніт	Ліпарит
Середні 52-65% SiO_2	Ортоклаз, рогова обманка, біотит, плагіоклаз	Сієніт Діорит	Трахіт Андезит
Основні 40-52% SiO_2	Плагіоклаз, авгіт, олівін	Габро	Базальт Діабаз
Ультра-основні 40% < SiO_2	Олівін, авгіт	Дуніт Піроксеніт	Вулканічний туф

В поверхневих зонах магматичних порід розповсюджені тріщинні підземні води, які біля підніжжя схилів виходять на поверхню у вигляді джерел.

Всі інтрузивні гірські породи використовуються як стійкий будівельний та облицювальний матеріал. Із ефузивних порід широко використовують базальти і діабазы, які є високостійким будівельним матеріалом з легкою обробкою.

4.4.2 Осадові гірські породи

Осадові гірські породи представляють собою продукти механічного і хімічного вивітрювання, що утворилися з магматичних порід за участю

організмів.

Осадові породи є другорядними, оскільки вони утворились і утворюються з продуктів розкладу первинних вивержених гірських порід. Під час фізичного руйнування відбувається роздроблення порід на гострокутові уламки, які мають мінеральний склад вихідних порід. Під час хімічного вивітрювання відбуваються зміни та утворення продуктивнішого мінерального і хімічного складу.

За походженням осадові гірські породи поділяються на *уламкові, хімічні та органогенні* породи. (Табл. 4.4)

Уламкові породи за розміром поділяють на грубоуламкові, піщані, пилюваті та глинисті. Назви структури відповідають розмірам уламків (крупна, піщана, пилювата, глиниста).

Хімічні осадові породи утворюються із продуктів вивітрювання, перенесених у вигляді розчинів та відкладених в результаті хімічного накопичення або висихання водних басейнів. До них відносяться доломіт, гіпс, кам'яна сіль, калійні солі, вапняки хімічного походження, залізні руди, боксити та інше.

Будова у хімічних осадів зерниста або щільна. Вони мають звичайно біле або світле забарвлення.

В утворенні осадових порід органогенного походження бере участь органічний світ (рослини і тварини). Важливими представниками цієї групи порід є:

1. *Вапняки* складаються з мінералу кальциту, у вигляді домішок можуть бути доломіт і глина:

а) раковинні вапняки (різновидністю є ракушняки).

б) мікрозернисті вапняки (одним із видів є крейда).

в) щільномікрозернисті вапняки (із звичайного пухкого вапняку перетворюються на тверді).

г) уламкові вапняки в основному складаються із уламків вапнякових скелетів, зцементованих щільною вапняковою масою.

Таблиця 4.4 - Осадові породи

Уламкові осадові породи					Хімічні	Органо- генні
Розмір уламків, мм	Пухкі		Зцементовані			
	гостро- кутові	обкатані	гостро- кутові	необката- ні		
Крупноуламкові (псефіти)					Кристалічні	

<100	глиба	валун	-	-	хімічні осаді: галіт сілвін, карналіт ангідрит, гіпс.	Вапняки, мергель, крейда, трепел, діатоміт, опоки, торф, буре вугілля, кам'яне вугілля, антрацит, горючий сланець, нафта.
100-10	щебінь	галечник				
10-2	дресва	гравій	брекчія	конгломерат		
Середньо - уламкові (піщані, псаміти)					Карбонатні породи: вапняк, доломіт. Кременеві породи: кремений туф. Залізні породи. Марганцеві. Алюмінієві. Фосфатні породи.	
2-0,1	Пісок а) грубо-зернистий (1-2 мм) б) крупно-зернистий (0,5-1 мм) в) середньо-зернистий (0,25-0,5мм) г) дрібнозернистий (0,1-0,25мм) д) тонко - зернистий (0,25-0,1мм)	пісок	піщаник	піщаник		
Дрібноуламкові (пилюваті, алеврити)						
0,1-0,005	лес, супісок, суглинок		-	-		
Глинисті (пеліти)						
0,005	глина	глина	-	-		

2. *Мергель* - глина, до складу якої входить до 50% вапняку. Будова мергелю щільна, землиста. Утворюється тоді, коли вапнякові та глиняні осадки відкладаються одночасно. Використовується в цементній промисловості і як добриво в сільському господарстві.

3. *Діатоміт* або *трепел* утворюється із накопичення шкарлупи діатомових водоростей, які складаються з опалу. *Трепел* - це біла, пориста, легка порода, зовні схожа з крейдою, але не закипає з соляною кислотою.

4. *Викопне вугілля* утворюється із залишків різноманітних рослин, що гниють без доступу кисню і при цьому збагачуються вуглецем. За вмістом вуглецю в вугіллі воно поділяється на торф, буре вугілля, кам'яне

вугілля і антрацит.

5. *Горючі сланці* складаються з глини і органічної маси, яка утримує леткі речовини. Вони утворюються в мілководних морях, затоках та озерах, де відбувається разом відкладання глиняних частинок і водоростей.

6. *Нафта* за хімічним складом є сумішшю органічних речовин: вуглецю, азотистих, сірчаних і кисневих органічних сполук. Це рідка масляниста порода чорного, коричневого або жовтого кольору з характерним синюватим, зеленуватим і іншими відтінками; легка, при окисленні на повітрі густіє і перетворюється на асфальт. Утворилася на дні лагун, заток, мілководних частин моря, озера. В її виникненні брали участь залишки водоростей і планктону, які накопичувались на дні водоймищ.

З часом органічні залишки опинилися під товщею нових осадів, змінювались під дією анаеробних бактерій, тиску пластів, які лежать вище, високої температури і в результаті перетворились на нафту.

Будова органогенних гірських порід пов'язана з присутністю залишків організмів. Якщо ці залишки добре видно, то структура таких гірських порід називається *біоморфною*, якщо залишків не видно, то в цьому випадку вона називається *детритусова*.

В більшості випадків органогенні гірські породи пропускають воду, тоді їх текстура буде крихкою, пористою. Якщо ж вони воду не пропускають, тоді будова щільна, текстура масивна.

Прошарки осадових порід залягають у верхніх горизонтах земної кори і складають ніби самотійну оболонку земної кулі, що отримала назву *стратисфера*.

4.4.3. Метаморфічні гірські породи

Метаморфічні гірські породи утворилися із осадових і магматичних шляхом перетворення їх під дією високого тиску, високої температури і хімічного впливу магми, гарячих термальних вод та газів, що піднімаються із магматичних осередків.

Метаморфізм викликаний дією трьох факторів: температури, тиску, хімічно активних розчинників. Виділяють такі *види метаморфізму*:

термальний (під дією високої температури), *динамічний* (результат високого однобічного тиску) і *регіональний* (високий тиск і висока температура для окремих регіонів).

Структури метаморфічних гірських порід виникають в зв'язку з перекристалізацією, якщо утворюються хвилясті обриси зерен з окремими зростками (бластос), то структури називаються

кристалобластичними.

Текстури визначаються умовами тиску, які спостерігаються при перекристалізації. Головні види текстур: *зерниста або масивна; сланцювата і гнейсова (або змішана).*

Важливими метаморфічними породами є мармур, кварцити, роговики, глинисті сланці, слюдяні сланці, гнейси, роговообманкові сланці та інші.

Деякі метаморфічні гірські породи мають зернисту будову, наприклад, мармур, кварцит. Зустрічаються метаморфічні гірські породи щільної будови, наприклад, серпентиніт, яшма.

Метаморфічні гірські породи водонепроникні, але при тектонічних рухах та вивітрюванні вони розсікаються тріщинами і стають водопроникними.

Питання для самоперевірки

1. Дайте визначення поняттям "гірські породи" і "петрографія".
2. Що таке текстура і структура гірських порід?
3. Які основні типи структур і текстур гірських порід Ви знаєте?
4. Дайте характеристику основних магматичних порід.
5. У чому проявляється метаморфізм гірських порід?
6. Дайте характеристику основних метаморфічних порід.
7. В чому особливості текстури і структури осадових порід?
8. Поясніть особливість утворення осадових порід.
9. Дайте характеристику основних осадових порід.
10. Назвіть основні форми залягання магматичних, метаморфічних і осадових порід.
11. Назвіть основні елементи складки.
12. Які основні форми залягання осадових порід?
13. Від чого залежать властивості гірських порід?

Завдання до лабораторної роботи (для опису гірських порід).

Скласти характеристики властивостей трьох різновидів гірських порід, перерахованих у відповідному варіанті табл. 5.5, за схемою:

- назва породи;

- генетична група і підгрупа; колір; структура;
- текстура;
- мінералогічний склад;
- практичне застосування.

Гірські породи розташувати в такому порядку:

- 1) магматична;
- 2) осадова;
- 3) метаморфічна

Таблиця 4.5 - Варіанти завдань для опису гірських порід.

Варіанти	Назва гірських порід
1	Мармур, брекчія, граніт
2	Сієніт, гнейс, пісок
3	Лес, глинистий сланець, пегматит
4	Гравій, піроксеніт, кварцит
5	Кварцовий порфір, галька, хлоритовий сланець
6	Гнейс, граніт, піщаник
7	Ліпарит, конгломерат, слюдяні сланці
8	Дресва, трахіт, мармур
9	Яшма, глина, габро
10	Щебінь, піроксеніт, гнейс
11	Тальковий сланець, торф, базальт
12	Брекчія, крейда, трахіт
13	Слюдяний сланець, діорит, вапняк
14	Лабрадоріт, хлоритовий сланець, супісок
15	Діабаз, лес, кварцит

5 ГЕОЛОГІЧНІ КАРТИ ТА РОЗРІЗИ

Геологічна карта відображає геологічну будову земної поверхні та пов'язану з нею верхню частину земної кори. Вона дозволяє не тільки зрозуміти геологічну будову поверхні Землі, але і скласти уявлення про склад земної кори на ту або іншу глибину.

Геологічна карта будується на топографічній основі. На ній за

допомогою умовних знаків показують вік, склад і умови залягання оголених на земній поверхні гірських порід. В залежності від того, які особливості будови хочуть показати на геологічних картах, їх поділяють на декілька типів.

Важливе значення мають карти корисних копалин, на які нанесена інформація про присутні в гірських породах родовища мінеральної сировини і закономірності їх поширення.

Карти, на яких зображений склад порід, називають *петрографічними* і *літологічними*. На тектонічних картах вказуються основні структурні елементи земної кори, деформації порід, час і умови їх формування.

Карти четвертинних відкладень показують поширення наймолодших континентальних і місцями морських гірських порід.

Карти, що характеризують поширення й умови залягання підземних вод, називаються *гідрогеологічними*.

На *геоморфологічних* картах зображують основні елементи рельєфу земної поверхні, які поділяються за походженням і часом утворення. Існують й інші, більш спеціалізовані геологічні карти. Особливого значення в даний час набувають карти глибинних горизонтів із “знятими” більш молодими комплексами порід.

Перед тим, як перейти до викладу принципу складання геологічних карт, необхідно врахувати дуже важливу умову, що майже 90% поверхні суші покрито породами четвертинного віку, які представлені різноманітними континентальними відкладами: алювіальними, озерними, делювіальними, елювіальними, еоловими, льодовиковими та ін.

Тому, якщо формально підійти до вищенаведеного визначення геологічної карти, яка відображає поширення гірських порід на поверхні, то на ній майже повсюди були б показані породи четвертинного віку, а більш давні товщі наводилися б лише на невеличких ділянках.

Тим часом саме дочетвертинні, тобто “корінні”, породи вміщують основну частину корисних копалин, і тому в загальному випадку геологічна карта із зображенням будови тільки порід четвертинного віку була б малокорисною. З іншого боку, покрив четвертинних відкладень багатий корисними копалинами, наприклад, будівельними матеріалами, родовищами золота, олова та інш.

Тому геологічною картою *прийнято називати таку, на якій вилучений покрив четвертинних континентальних відкладів*.

Цей покрив зберігається лише там, де неможливо встановити будову корінних порід під четвертинними відкладеннями або в тих випадках, коли останні або включають корисні копалини, або мають морське походження.

Масштаби геологічних карт дуже відмінні.

Існують *дрібномасштабні* геологічні карти, які мають масштаби 1:500 000 і дрібніше.

Наступна група охоплює *середньомасштабні* (1:200000 і 1:100 000)

геологічні карти.

Третю групу складають *крупномасштабні* (1: 50 000 і 1: 25 000) геологічні карти, на яких показаний склад гірничопромислових областей і районів.

До останньої групи відносять детальні геологічні карти, які складені для районів поширення тих або інших корисних копалин (наприклад, вугілля, нафти, заліза й ін.), для ділянок, що охоплюють будь-яке родовище або його частину, а також для промислового і цивільного будівництва. Масштаби цих карт 1:25 000 і крупніше.

5.1 Стратиграфічні колонки та геологічні розрізи.

Середньо, крупномасштабні і детальні геологічні карти звичайно супроводжуються стратиграфічною колонкою і геологічним розрізом.

На стратиграфічній колонці (Рис. 5.1), у віковій послідовності знизу вверху від давніх до молодих залягань, умовним штрихуванням зображають дочетвертинні осадові, вулканічні і метаморфічні породи, які розміщені на території і показані на карті. Інтрузивні утворення на колонці не показуються.

Породи на колонці розчленовуються згідно з виділеними на карті стратиграфічними підрозділами.

Зліва від колонки вказується стратиграфічне положення порід (система, відділ, ярус) і індекс; справа - потужність (у метрах) і склад порід. В останній графі наводяться більш дрібні стратиграфічні підрозділи, які є на карті (серія, колір і т.д.), та окам'янілості, які трапляються в прошарках. Масштаби для побудови колонок можуть бути різними в залежності від загальної потужності порід. Їх висота не повинна перевищувати 40-50 см, ширина граф 1-4 см. При коливаннях потужності в колонці відображається максимальне її значення, а цифрами вказуються крайні межі. Узгоджені межі на колонці показуються прямими лініями, паралельні неузгодження - хвилястими, а кутові - зубчатими.

Геологічні розрізи показують залягання порід на площині вертикального перерізу земної кори від її поверхні на ту або іншу глибину.

Вони будуються за геологічною картою, даними бурових свердловин, геофізичними та іншими матеріалами. На геологічній карті розрізи складаються по прямих (а при необхідності і по ламаних) лініях у напрямках, які дають найбільш повне уявлення про залягання порід, що складають зображену на карті територію. При наявності опорних свердловин розріз варто проводити через них. На кінцях ліній розрізу та в місцях його зламу ставляться великі літерні букви за алфавітом.

Горизонтальний і вертикальний масштаби розрізів повинні відповідати масштабу карти. Збільшення вертикального масштабу

припустимо тільки для районів із пологим або горизонтальним заляганням порід. Змінювати вертикальний масштаб можливо до значень, при яких потужність прошарку, що має мінімальне значення на розрізі, буде мати ширину не менше 1 мм.

На кожному розрізі повинні бути показані: гіпсометричний профіль місцевості, лінія рівня моря, шкала вертикального масштабу з поділом через 1 см (на обох кінцях розрізу) і літерні позначки, відповідні значенням на карті. Сverdловини зображуються на розрізах або чорними суцільними лініями, якщо вони потрапляють на лінію розрізу чи розташовані поблизу, або штриховими лініями - при проектуванні їх на площину розрізу.

Розрізи складаються, зафарбовуються й індексуються в повній відповідності з геологічною картою. Для кожного листа геологічної карти звичайно дається один-три розрізи. Всі геологічні межі на розрізах (узгоджені, неузгоджені й ін.) показуються одним знаком - у вигляді суцільних чорних тонких ліній. Глибина розрізу зумовлюється тими даними, які має упорядник. Зліва на рисунку розрізу розташовуються Пн, ПнЗх, ПдЗх і Пд, а справа - Сх, ПнСх, ПдСх і Пд.

Варто звернути увагу на рамкове оформлення середньо-, крупномасштабних і детальних геологічних карт. Як правило, геологічна карта, стратиграфічна колонка і геологічні розрізи монтуються на одному листі.

Геологічна карта розміщується на середині листа так, щоб її північна рамка знаходилася у верхній частині листа. В заголовку над північною рамкою карти вказують назву карти, район і числовий масштаб. Рік складання карти розташовують над рамкою зліва. Автор - упорядник карти - вказується зліва під рамкою карти. В середині під рамкою наводять числовий, лінійний, горизонтальний масштаби та перетин горизонталей.

Справа від східної рамки карти розміщують умовні позначення, а зліва від західної рамки - стратиграфічну колонку. Геологічні розрізи розташовують внизу під південною рамкою карти.

Умовні позначення складають у такому порядку.

Спочатку в стратиграфічній послідовності (від молодих до давніх) вказуються осадові, вулканогенні та метаморфічні породи, далі в тій же віковій послідовності - інтрузивні та жильні утворення, нижче наводяться всі інші умовні позначення (геологічні межі, елементи залягання прошарків і ін.).

Завдання до лабораторної роботи.

1. Накреслити стратиграфічну колонку на міліметровому папері (за даними викладача).
2. Побудувати геологічний розріз, користуючись дрібномасштабною картою, визначити характер залягання прошарків.

Ера	Система	Відділ	Ярус	Індекс	Літологічний склад	Потужність м	Характеристика порід
Кайнозойська	Четвертинна	Плейстоцен		P		4-5	Лесовидні суглинки
	Неогенова	Пліоценовий		N ₁ -E		2-6	Товща червоно-бурих глин. Глини червоні та червоно-бурі
		Міоценовий	Новопетрівський	N _{1st}		1,5-2	Горизонт строкатих глин. Строкаті глини з гніздами обвугленої деревини.
				N _{1nv3}		1-2	Верхній горизонт. Світлі каоліністі піски, пісковики, піщанисті каолініти
				N _{1nv2}		0-12	Середній горизонт. Піски жовті, світлі.
	Палеогенова	Олігоценний	Берекський	P _{3br}		25	Горизонт сиваських пісків. Піски світлі кварцові

Рис 5.1 - Приклад стратиграфічної колонки.
(Літологічний склад - по табл. В.1)

Питання для самоперевірки

1. Що являє собою стратиграфічна колонка та принципи її побудови?
2. Які є гіпотези формування земної кори?

3. Дайте характеристику загальним та спеціальним геоморфологічним картам. Яке їх призначення?

4. Прочитайте, проаналізуйте і складіть геологічну, тектонічну карти і розрізи.

5. Складіть геоморфологічні профілі та карти.

5.2 Геолого - геоморфологічний профіль річкової долини

Геолого - геоморфологічним називається профіль, проведений через якусь місцевість у визначеному масштабі, він вказує в розтині на ту або іншу глибину будови форм рельєфу (Рис 5.2). Профілі можуть складатись по карті даних свердловин, геофізичних або яких-небудь інших матеріалах.

На великомасштабних геолого - геоморфологічних профілях відбиваються:

1) усі характерні риси профілю сучасного рельєфу: форма межиріч, схилів, корінні, цокольні й акумулятивні тераси, давні озерні улоговини, ерозійні форми та ін., наскільки дозволяє масштаб;

2) профілі похованих елементів рельєфу - терас та ін.;

3) пухкого корелятивного відкладу;

4) корінні породи (по можливості з елементами залягання).

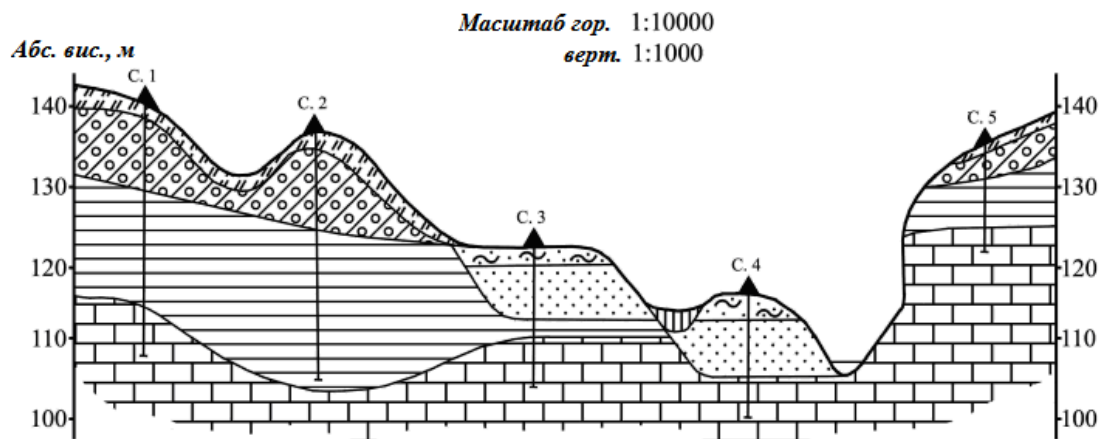


Рис 5.2 - Приклад побудови профілю
Побудова профілю

1. Підібрати горизонтальний і вертикальний масштаби. Вертикальний масштаб береться звичайно в декілька разів крупніше горизонтального.

2. Для побудови профілю на аркуші міліметрового паперу провести дві перпендикулярні лінії - вертикальну і горизонтальну. На вертикальній

лінії будуть відкладені висоти в обраному масштабі, на горизонтальній - відстань між горизонталями або свердловинами, надписати відмітки поверхні землі та номери свердловин. Горизонтальних ліній провести чотири.

Оскільки на геоморфологічному профілі повинна бути показана будова елементів рельєфу за даними геологічної карти і свердловин, то необхідно задати на профілі межу поширення й товщину всіх гірських порід, що складають дану ділянку території.

Геологічна будова по лінії профілю здійснюється так:

1) на горизонтальну вісь наносять місцезнаходження закладення свердловин (устя свердловин). Відклавши на них перпендикуляри до перетину з гіпсометричним профілем, знаходять положення цих точок на лінії рельєфу;

2) від устя свердловин вниз від гіпсографічної лінії проводять вертикальні лінії на глибину, рівну товщині всіх пройдених свердловиною пластів;

3) на лінії всіх свердловин відзначають горизонтальними штрихами межі пройдених пластів і справа олівцем вказують глибину залягання кожного пласта;

4) однакові пласти з'єднують між собою плавною суцільною лінією, межу дзеркала ґрунтових вод проводять пунктирною лінією;

5) гірські породи на профілі зображують штриховими умовними знаками;

6) внизу аркуша викреслюють умовні позначення для гірських порід, зображених на профілі;

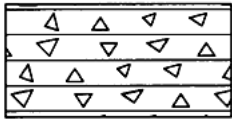
7) над гіпсографічною лінією профілю надписують найменування всіх елементів, що пересікають лінію профілю.

Надписи розташовують перпендикулярно до лінії профілю. У долині річки виділяють корінні схили, тераси, заплави, стариці, русло річки, а також балки, яри і т.д.;

8) профіль викреслюють на аркуші міліметрівки формату А3. Після того, як профіль буде закінчений, необхідно викреслити рамку, вгорі зробити загальний надпис "Поперечний геолого - геоморфологічний профіль долини річки", під профілем зазначити масштаби по вертикалі і горизонталі.

Підписи робити шрифтом.

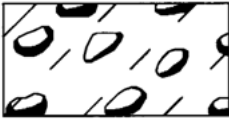
Умовні позначення гірських порід на профілі



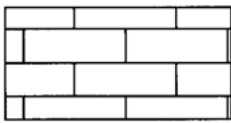
Брекчії



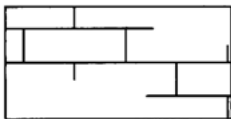
Валуни(валунний ґрунт)



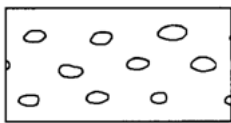
Валунний ґрунт із суглинистим заповнювачем



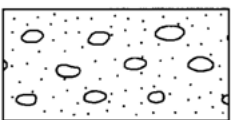
Вапняк



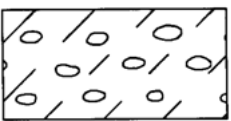
Вапняк вивітрілий до вапняного борошна із включенням уламків скельного ґрунту



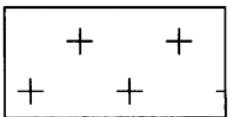
Галька (галечниковий ґрунт)



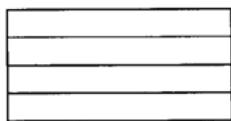
Галечниковий ґрунт із піщаним заповнювачем



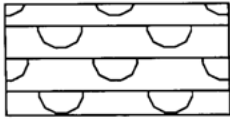
Галечниковий ґрунт із суглинистим заповнювачем



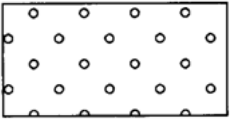
Граніт



Глина



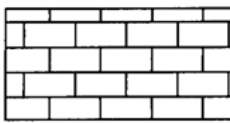
Гіпс



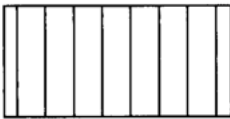
Гравій (гравійний ґрунт)



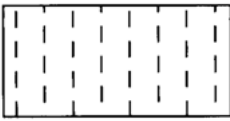
ґрунт (ґрунтово-рослинний шар)



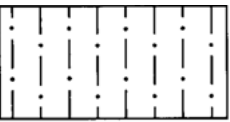
Крейда



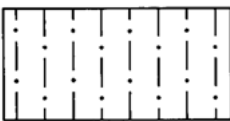
Лес



Лесовидні суглинки



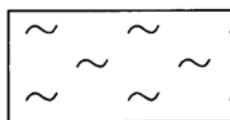
Лесовидні глини



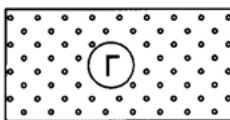
Лесовидні супіски



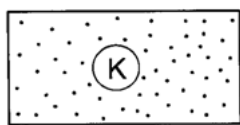
Мармур



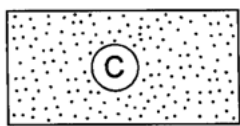
Мул



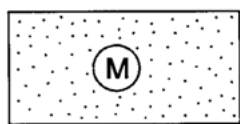
Пісок гравіюватий



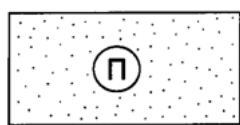
Пісок крупний



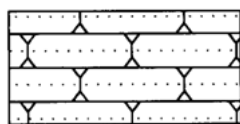
Пісок середньої крупності



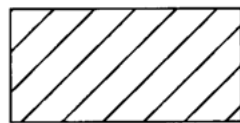
Пісок дрібний



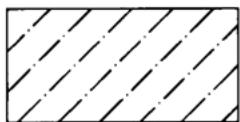
Пісок пилуватий



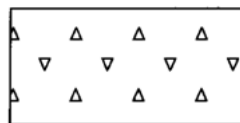
Пісковик



Суглинок



Супісок



Щебінь (щебенистий ґрунт)

Рис. 5.3 - Умовні позначення гірських порід на профілі

Завдання до лабораторної роботи.

За вихідними даними побудувати профіль річкової долини.

Початкові дані:

Свердловина 1

- Пласт 1. Четвертинні породи - ґрунтовий пласт. Глибина залягання 0,3 м.
Пласт 2. Четвертинні породи - суглинок середній. Глибина залягання 3,0 м.
Пласт 3. Нижній неоген - глина світло-зелена. Глибина залягання 18 м.

Свердловина 2

- Пласт I. Четвертинні породи - ґрунтовий пласт. Глибина залягання 0,3 м.
Пласт 2. Четвертинні породи - суглинок середній. Глибина залягання 3,0 м
Пласт 3. Четвертинні породи - супісок легкий. Глибина залягання 9,5 м
Пласт 4. Четвертинні породи - пісок дрібний. Глибина залягання 12,5 м
Пласт 5. Нижній неоген - глина світло-зелена. Глибина залягання 19,8 м.

Свердловина 3

- Пласт I. Четвертинні породи - ґрунтовий пласт. Глибина залягання 0,35 м.
Пласт 2. Четвертинні породи - суглинок середній. Глибина залягання 2,6 м

На глибині залягання 1,3 м - ґрунтові води.

- Пласт 3. Четвертинні породи - супісок легкий. Глибина залягання 2,9 м .
Пласт 4. Четвертинні породи - пісок дрібний. Глибина залягання 12,5 м
Пласт 5. Нижній неоген - глина світло-зелена. Глибина залягання 20,3 м.

Свердловина 4

- Пласт I. Четвертинні породи - ґрунтовий пласт. Глибина залягання 0,33 м.
Пласт 2. Четвертинні породи - супісок легкий. Глибина залягання 6,0 м
Пласт 3. Четвертинні породи - пісок дрібний. Глибина залягання 9,0 м
Пласт 4. Четвертинні породи - супісок легкий. Глибина залягання 12,0 м
Пласт 5. Нижній неоген - пісок дрібнозернистий. Глибина залягання 21,0 м.

Свердловина 5

- Пласт I. Четвертинні породи - ґрунтовий пласт. Глибина залягання 0,4 м..
Пласт 2. Четвертинні породи-суглинок легкий. Глибина залягання 6,0 м.
Пласт 3. Четвертинні породи - супісок легкий. Глибина залягання 12,0 м
Пласт 4. Нижній неоген - глина світло-зелена. Глибина залягання 20,0 м.

Свердловина 6

Пласт I. Четвертинні породи - ґрунтовий пласт. Глибина залягання 0,45 м.
Пласт 2. Четвертинні породи - суглинок легкий. Глибина залягання 8,0 м
Пласт 3. Четвертинні породи - супісок легкий. Глибина залягання 15,0 м
Пласт 4. Нижній неоген - глина світло-зелена. Глибина залягання 21,0 м.

Свердловина 7

Пласт I. Четвертинні породи - ґрунтовий пласт. Глибина залягання 0,3 м.
Пласт 2. Четвертинні породи - суглинок легкий. Глибина залягання 4,2 м
Пласт 3. Четвертинні породи - супісок легкий. Глибина залягання 7,0 м
Пласт 4. Нижній неоген - глина світло-зелена. Глибина залягання 18,0 м.

Свердловина 8

Пласт I. Четвертинні породи - ґрунтовий пласт. Глибина залягання 0,35м
Пласт 2. Четвертинні породи - суглинок легкий. Глибина залягання 5,5м
Пласт 3. Четвертинні породи - суглинок середній. Глибина залягання 10,5м
Пласт 4. Четвертинні породи - супісок легкий. Глибина залягання 13,0 м
Пласт 5. Нижній неоген - глина світло-зелена. Глибина залягання 19,0 м.

Відмітки поверхні землі, м

<i>Свердловина</i> 1	- 42,5	<i>Свердловина</i> 5	- 42,5
2	- 36,6	6	- 45,3
3	- 36,7	7	- 51,3
4	- 37,1	8	- 57,4

<i>Свердловини</i>	<i>Відстань, м</i>	<i>Свердловини</i>	<i>Відстань, м</i>
1-2	650	5-6	300
2-3	500	6-7	250
3-4	650	7-8	200
4-5	300		

Посередині між свердловинами 2 і 3 знаходиться русло річки.
Ширина річки 30 м, найбільша глибина 2 м.

Таблиця 5.3 - Варіанти завдань для побудови профілю річкової долини.

<i>варіант</i>	<i>Відстань між свердловинами, м</i>		<i>Відмітки поверхні землі, м</i>	
2	1-2	550	1	62,5
	2-3	450	2	56,6
	3-4	500	3	56,7
	4-5	350	4	57,1
	5-6	250	5	62,5
	6-7	300	6	65,3
	7-8	200	7	71,3
			8	77,4
3	1-2	450	1	72,5
	2-3	500	2	66,6
	3-4	450	3	66,7
	4-5	500	4	67,1
	5-6	250	5	72,5
	6-7	250	6	75,3
	7-8	300	7	81,3
			8	87,4
4	1-2	350	1	67,5
	2-3	450	2	61,6
	3-4	400	3	61,7
	4-5	350	4	62,1
	5-6	450	5	67,5
	6-7	200	6	70,3
	7-8	250	7	76,3
			8	82,4

Продовження Табл. 5.3

<i>варіант</i>	<i>Відстань між свердловинами, м</i>		<i>Відмітки поверхні землі, м</i>	
5	1-2	550	1	32,5
	2-3	400	2	26,6
	3-4	550	3	26,7
	4-5	300	4	27,1
	5-6	300	5	32,5
	6-7	250	6	35,3
	7-8	200	7	41,3
			8	47,4
6	1-2	400	1	62,5
	2-3	450	2	56,6
	3-4	400	3	56,7
	4-5	350	4	57,1
	5-6	300	5	62,5
	6-7	250	6	65,3
	7-8	200	7	71,3
			8	77,4
7	1-2	300	1	62,5
	2-3	550	2	56,6
	3-4	550	3	56,7
	4-5	300	4	57,1
	5-6	250	5	62,5
	6-7	250	6	65,3
	7-8	300	7	71,3
			8	77,4

Продовження Табл. 5.3

<i>варіант</i>	<i>Відстань між свердловинами, м</i>		<i>Відмітки поверхні землі, м</i>	
8	1-2	450	1	42,5
	2-3	500	2	36,6
	3-4	450	3	36,7
	4-5	350	4	37,1
	5-6	200	5	52,5
	6-7	250	6	55,3
	7-8	250	7	61,3
			8	67,4
9	1-2	400	1	64,5
	2-3	550	2	58,6
	3-4	500	3	58,7
	4-5	400	4	59,1
	5-6	250	5	64,5
	6-7	350	6	67,3
	7-8	300	7	73,3
			8	79,4
10	1-2	350	1	32,5
	2-3	500	2	26,6
	3-4	450	3	26,7
	4-5	350	4	27,1
	5-6	400	5	32,5
	6-7	250	6	35,3
	7-8	300	7	41,3
			8	47,4

Продовження Табл. 5.3

<i>варіант</i>	<i>Відстань між свердловинами, м</i>		<i>Відмітки поверхні землі, м</i>	
11	1-2	500	1	52,5
	2-3	450	2	46,6
	3-4	500	3	46,7
	4-5	400	4	47,1
	5-6	350	5	52,5
	6-7	200	6	55,3
	7-8	300	7	61,3
			8	67,4
12	1-2	450	1	42,5
	2-3	500	2	36,6
	3-4	400	3	36,7
	4-5	300	4	37,1
	5-6	200	5	52,5
	6-7	250	6	55,3
	7-8	200	7	61,3
			8	67,4
13	1-2	350	1	64,5
	2-3	400	2	58,6
	3-4	500	3	58,7
	4-5	450	4	59,1
	5-6	250	5	64,5
	6-7	300	6	67,3
	7-8	200	7	73,3
			8	79,4

Продовження Табл. 5.3

<i>варіант</i>	<i>Відстань між свердловинами, м</i>		<i>Відмітки поверхні землі, м</i>	
14	1-2	400	1	63,5
	2-3	500	2	57,6
	3-4	600	3	57,7
	4-5	300	4	58,1
	5-6	200	5	63,5
	6-7	250	6	66,3
	7-8	350	7	72,3
			8	78,4
15	1-2	450	1	42,0
	2-3	500	2	36,1
	3-4	550	3	36,2
	4-5	350	4	36,6
	5-6	250	5	42,0
	6-7	200	6	44,8
	7-8	250	7	50,8
			8	56,9

ЛІТЕРАТУРА

1. Адаменко О., Рудько Г. Екологічна геологія: Підручник для студентів вищих навчальних закладів екологічних, геологічних, географічних спеціальностей. - К.: Манускрипт, 1998. - 338 с.
2. Азизов З.К., Пьянков С.А. Определитель минералов: Учебное пособие. – Ульяновск: Ульяновский технический университет, 2006. – 53 с.
3. Багров М.В., Боков В.О., Черваньов І.Г. Землезнаство. – К.: Либідь, 2000.
4. Балан Г.К., Селезньова Л.В., Іваненко О.Г. Основи геофізики: Навчальний посібник. – Одеса: Екологія, 2006. – 96 с.
5. Балан Г.К., Селезньова Л.В., Борик С.А. Земля, її будова та рельєф: Навчальний посібник для студентів напряду навчання «Екологія». – Одеса: АО БАХВА, 2001. – 115 с.
6. Бондарчук В. Г. Геологія для всіх. – К.: Рад. шк., 2000.
7. Горбачев А.М. Общая геология. – М.: Высш. шк., 1973.
8. Екологічна геологія: підручник/ За ред. М.М. Коржнева. – К.: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2006. – 235 с.
9. Ивахненко Н.Ф., Корабельников В.А. Живое прошлое Земли. – М.: Просвещение, 1987.
10. Короновский Н. В., Якушова А. Ф. Основы геологии: Учебник для географических специальностей вузов. - М., 1991. - 416 с.
11. Кузнецов С.С. Как читают историю Земли. – Л.: Недра, 1973.
12. Куровець М., Гунька Н. - Основи геології. Підручник для вузів. - Львів, Вища школа, 1997. – 694 с.
12. Методические указания к практическим занятиям по курсу «Основы геофизики» для студентов I курса гидрологического факультета / Борик С.А., Селезнева Л.В. / – Одесса, ОГМИ, 1983. – 16 с.
13. Мильков Ф.Н. Общее землеведение. – М.: Высш. шк., 1990.
14. Монин А.С. История Земли. – Л., 1997.
15. Музафаров В.Г. Определитель минералов, горных пород и окаменелостей. – М.: Недра, 1979. – 327 с.
16. Національний стандарт України. Система проектної документації для будівництва. Умовні графічні зображення та умовні позначки в документації з інженерно-геологічних вишукувань. ДСТУ Б А.2.4-13:2009. На заміну ДСТУ Б. А. 2.4-13-97 (ГОСТ 21.302-96) – К., 2009.
17. Павлишин В.І., Довгий С.О. Мінералогія: Підручник. – К.: КНТ, 2008. – 536 с.
18. Паранько І.С., Сіворонов А.О., Мамедов О.І. Геологія з основами геоморфології: Навчальний посібник. – Кривий Ріг: Мінерал, 2008. – 373 с.
19. Практическое руководство по общей геологии /Гущик А.И., Романовская Н.А., Стафеев А.Н. - М.: Academia, 2005.- 160 с.

20. Рудько Г.І., Адаменко О.М., Чепіжко О.В., Крочак М.Д. Геологія з основами геоморфології: Підручник для студентів екологічних і географічних спеціальностей вищих навчальних закладів. – Чернівці: Букрек, 2010. – 400 с.
21. Рудько Г.І., Гамеляк І.П. Основи загальної, інженерної та екологічної геології. Навчальний посібник для студентів вузів України. - Чернівці: Букрек, 2003. – 423 с.
22. Рудько Г.І., Адаменко О. І. Екологічний моніторинг геологічного середовища. – Л.: ЛНУ, 2001.
23. Рудько Г.І., Адаменко О.М. Конструктивна геоекологія: наукові основи та практичне втілення/ За ред. Г.І. Рудька. – Ч.: ТОВ «Маклаут», 2008. – 320 с.
24. Сафранов Т.А., Чепіжко О.В., Коніков Є.Г. та ін. Оцінка техногенного впливу на геологічне середовище: підручник/ – Одеса: Екологія, 2012. – 272 с.
25. Тимофеев П.П., Алексеев М.Н., Сафранов Т.А. Англо-русский геологический словарь. – Москва: «Русский язык», 1988. – 540 с.
26. Тихоненко Д.Г., Дегтярьов В.В., Щуковський М.А. та ін. Геологія з основами мінералогії. – К.: Вища освіта, 2003.
27. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология. Учебник. - М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2002.- 415 с.
28. Тугафинов А.И. Геологу о методах определения абсолютного возраста горных пород. – М.: Госгеолтехиздат, 1961.
29. Чепижко А.В. Русско-украинско-английский словарь названий. Минералы. – Одесса: «ЧП Фридман А.С.», 2004. – 80 с.
30. Чечкин С.А. Основы геофизики. – Л.: Гидрометеиздат, 1990.
31. Шубаев Л.П. Общее землеведение. – М.: Высш. шк., 1969.

ДОДАТОК А
ВИЗНАЧЕННЯ МІНЕРАЛІВ

МЕТОДИКА КОРИСТУВАННЯ ВИЗНАЧНИКОМ

Визначення мінералів зручно розпочинати з твердості як постійної величини для більшості мінералів, що не залежить від розмірів досліджуваних зразків або крупності його зерен в породі (табл. А.1).

Таблиця А.1 – Основні властивості мінералів, визначені за твердістю

№	Твердість	Блиск	Характерні ознаки	Порядковий номер у табл. А.2
1	2	3	4	5
1	Мінерали з твердістю до 2 включно	<i>З металовидним блиском</i>	Бруднить руки, не гнучкий	№1
		<i>Зі скляним або шовковистим блиском</i>	Спайність дуже досконала, безбарвний, листочки за спайністю гнучкі	№20
			Зелений, слюдо подібний, листочки за спайністю гнучкі	№35
		<i>З жирним блиском</i>	Мильний на дотик	№29
		<i>Матовий, білий</i>	Землистий, з водою пластичний	№32
2	Мінерали з твердістю вище 2 до 3 включно	<i>З жирним блиском на зламі</i>	Жовтий з раковинним зламом	№2
		<i>Зі скляним або перламутровим блиском</i>	Зелений, дрібні зерна, риска зелена	№36
			Чорний, розщеплюється на тонкі листочки	№34
			Світлий, розщеплюється на тонкі листочки	№33
			Солоний на смак	№14
			Скипає від розведеної соляної кислоти	№16

Продовження табл. А.1

1	2	3	4	5
3	Мінерали з твердістю вище 3 до 4 включно	<i>З металевим блиском</i>	Золотисто-жовтий, риска зеленувата-чорна	№5
		<i>Зі скляним, шовковистим або перламутровим блиском</i>	Зелений, плямистий	№30
			Зеленувато-білий, волокнистий	№31
			Білий, скипає в підігрітій соляній кислоті	№17
			Фіолетовий, зелений, блакитний, прозорий, кубики кристали	№15
			Білий, блакитний, досконала спайність, зернистий	№21
			Скипає від соляної кислоти в порошку	№18
4	Мінерали з твердістю вище 4 до 5 включно	<i>З жирним або скляним блиском З матовим землистим або жирним блиском</i>	Жовтувато-бурий, скипає в підігрітій соляній кислоті, яка жовтіє на поверхні	№19
			Жовтий і зеленуватий, прозорий	№22
			Бурий, непрозорий, зернистий	№23

Продовження табл. А.1

1	2	3	4	5
5	Мінерали з твердістю вище 5 до 6 включно	<i>З металевим або матовим блиском</i>	Риска чорна, магнітні властивості	№10
			Риска жовто-бура, іржаво-жовта	№13
			Риска червона, вишнево-бура	№9
		<i>З жирним або шовковистим блиском</i>	Блиск тьмянний, просвічує	№12
			Блиск жирний, масляний	№42
			Риска зеленувата або бура, спайність досконала, злам занозистий	№28
		<i>Зі скляним блиском</i>	Темно-зелений, чорний, риска сіро-зелена	№27
			Сірий, іризує в синьо-блакитних і зеленуватих тонах	№41
			Зеленувато-сірий, жовтувато-зелений, рожевий, риска світла	№38
			Жовтуватий, рожевий, м'ясо-червоний, прямокутні уламки по спайності	№37
			Білий, косокутні уламки по спайності	№39
			Сірий, темно-сірий, жовтуватий, косі	№40

			кути по спайності	
--	--	--	-------------------	--

Продовження табл. А.1

1	2	3	4	5
6	Мінерали з твердістю вище 6 до 7 включно	<i>З металевим блиском</i>	Кубічні золотисті кристали, риска сіро-зеленувата	№3
			Променеві зростки тьмяно-золотистого кольору	№4
		<i>З жирним або скляним блиском</i>	Приховано- кристалічний, у вигляді жовен і натічних форм, слабко просвічує, інколи смугастий	№7
			Спайність відсутня, блиск жирний на зламі, скляний на гранях, злам раковинний	№6
			Темно-зелений, дрібні зерна	№24
		<i>З матовим блиском</i>	Різноманітного кольору, раковинний злам	№8
7	Мінерали з твердістю вище 7		Твердість 7,5, колір темно-червоний, багатогранники	№25
			Зелений, рожевий, чорний; стовпчасті, тригранні, призматичні кристали з повздовжнім штрихуванням	№26
			Твердість 9,0,	№11

			кристали бочкоподібні, штрихування на площинах спайності, дрібнозернистий, темний	
--	--	--	---	--

Як видно з табл. А.1 за твердістю всі мінерали розбиті на сім груп. У кожній з перших шести груп мінерали виділяються за блиском в невеликі підгрупи, де кожний мінерал має певний номер, проти якого вказані найбільш характерні ознаки, що відрізняють даний мінерал від його сусідів в підгрупі.

Хід визначення мінералу приблизно наступний: перш за все, визначається твердість мінералу, яка, припустимо, виявляється рівною 3. Отже, мінерал належить до другої групи за твердістю, тобто до групи мінералів з твердістю 2-3. Потім визначається блиск мінералу. Для цього необхідно знайти свіжу поверхню розколу. Припустимо, що блиск мінералу скляний. Звертаємося до підгрупи 2 (мінерали зі скляним або перламутровим блиском). У цій підгрупі (див. табл. А.1) є п'ять номерів: №36, №34, №33, №14, №16, кожному з яких притаманна та або інша певна властивість. Наприклад, для №36 характерний зелений колір і зелена риска, для №34 – характерний чорний колір і здатність розщеплюватися на тонкі листочки, а для №33 – світлий колір і розщеплюваність на тонкі листочки, для №14 – солоність, для №16 – «скипання» з соляною кислотою.

Виявляється, що визначуваний мінерал несолоний і не розщеплюється на листочки, але від дії слабкої соляної кислоти на свіжій поверхні бурхливо «скипає». Мінерал з подібними властивостями має №16. Далі, слід перейти до табл. А.2, де головні породоутворюючі мінерали розподілені за мінералогічними класами, і під цим номером знаходимо, що цей мінерал – кальцит. Визначивши всю решту властивостей мінералу за схемою, вказаною табл. А.2, остаточно переконуємося в правильності нашої характеристики.

У повну характеристику мінералу за цією схемою входять: назва, хімічний склад, твердість, блиск, колір, колір rischi, спайність і злам, форма кристалів, питома вага, форма знаходження в природі і специфічні діагностичні властивості.

Таблиця А.2 – Визначник **породотвірних** мінералів

№ п / п	Мінерал, формула	Форма кристалів	Твердіс ть	Блиск (Б.) Колір (К.) Колір rischi (Р.)	Злам і спайність	Діагностичні ознаки	Походження	Практичн е значення
			Питома вага, г/м ³					
1	2	3	4	5	6	7	8	9
І. Самородні елементи								
1	Графіт, С	Гексагональні пластинки та листочки	<u>1,0</u> 2,2	Б. – Металевий, жирний К. – Сталево- сірий, до чорного Р. – Сірувато- чорна, блищить	Дрібнозернистий, спайність дуже досконала в одному напрямку	Жирний на дотик, забруднює руки, пише на папері.	Утворюється в гірських вивержених породах, при відновних процесах в умовах високих температур. Може бути продуктом метаморфізму кам'яного вугілля.	Виготовлен ня олівців, плавильних тиглів, електроприладів та ін.
2	Сірка, S	Усічені тетраедри, тетрагональні кристали	<u>1,5</u> 2,0-2,1	Б. – Жирний К. – Жовтий Р. – Слабка, світло-жовта	Раковинний, землистий, спайність недосконала	М'який, жовтий та зеленувато- бурий колір. Під час тертя електризується , горючий.	Утворюється при розкладанні сірчаноокислих сполук за наявності органічних речовин. Виділяється в кратерах вулканів з парів та сірководню. Може формуватися при розкладанні сульфідів.	Використа ння в гумовій, хімічній, текстильній (відбілюва ння тканин) промислов ості, медицині, електротех

								ніці.
1	2	3	4	5	6	7	8	9
II. Сульфіди								
3	Пірит (сірчаний колчедан), FeS ₂	Кубічні кристали	<u>6,0-6,5</u> 4,9-5,2	Б. – Сильний металевий К. – Солом'яно-жовтий, золотистий Р. – Зеленовато-чорна	Нерівний, раковинний, спайність недосконала	Від халькопірита відрізняється солом'яно-жовтим кольором, високою твердістю, формою кристалів із штрихуванням на гранях.	Утворюється в контактово-метаморфічних породах, при розкладанні залишків тварин і рослин в осадових породах, при гідротермальних процесах.	Виробництво сірчаної кислоти.
4	Марказит (промисловий колчедан), FeS ₂	Радіально-променисті зростки, таблитчасті або списовидні кристали і гребінчасті двійники	<u>6,0-6,5</u> 4,5-4,9	Б. – Металевий, тьмянний К. – Блідо-зеленовато-жовтий Р. – Зеленовато-сіра	Нерівний	Зеленоватий відтінок на свіжому зламі, невластива піриту форма кристалів.	Утворюється з поверхневих кислих та низькотемпературних гідротермальних розчинів. Поширений серед осадових гірських порід.	Виробництво сірчаної кислоти.
5	Халькопірит (мідний колчедан), CuFeS ₂	Тетраедри (окремі кристали рідкі)	<u>3,5-4,0</u> 4,1-4,3	Б. – Сильний металевий, інколи з райдужною оболонкою К. – Латунно-жовтий, зеленувато-золотистий	Нерівний, спайність дуже недосконала	Має синю, рожево-фіолетову оболонку, від піриту відрізняється твердістю і	Мінерал має магматичне, гідротермальне походження. Зустрічається в пустотах серед пегматитів.	Найважливіша мідна руда.

				Р. – Зеленувато-чорна		кольором.		
--	--	--	--	-----------------------	--	-----------	--	--

1	2	3	4	5	6	7	8	9
III. Оксиди								
6	Кварц (прозорий гірський криштал, фіолетовий аметист, димчастий кварц), SiO ₂	Подовжені призматичні кристали з пірамідальним закінченням. Грані призми мають поперечне штрихування	<u>7,0</u> 2,6	Б. – Скляний на гранях, жирний на зламі К. – Білий, молочний, рожевий, димчастий, чорний Р. – Не дає rischi	Раковинний, спайності немає	Характерна форма кристалів і твердість, відсутність спайності, раковинний злам і жирний блиск.	Мінерал має магматичне і гідротермальне походження. Зустрічається в пустотах пегматитів. Під час екзогенних процесів формується при дегідратації і розкристалізації кремнезему.	Використання прозорих різновидів в оптичному виробництві, ювелірній справі; масивних – в металургійній, скляній промисловості
7	Халцедон, SiO ₂	Кристалив не утворює	<u>6,5</u> 2,6	Б. – Мутно-жирний, матовий, восковий К. – Світло-сірий, блакитний, димчастий Р. – Не дає rischi	Раковинний, спайності немає	Від схожих опалу і приховано-кристалічного флюориту відрізняється твердістю.	Утворюється при розкристалізації кремнезему, випадає з низькотемпературних гідротермальних розчинів.	Використання смугастих різновидів (агати) в ювелірній справі, в точній механіці і годинниковій справі.
8	Кремій,	Кристалив не	<u>7,0</u>	Б. – Матовий,	Спайності	Непрозорий,	Утворюється при	Використовує

	SiO ₂ Al ₂ O ₃	утворює	2,6	мутний К. – Від жовтого до чорного, різноманітного кольору Р. – Не дає rischi	немає, злам раковинний	при ударі об сталь іскрить, видає специфічний запах.	діагенезі осадов, катагенезі гірських порід і при вивітрюванні.	ться як абразив, в запальничках.
--	--	---------	-----	---	------------------------	--	---	----------------------------------

1	2	3	4	5	6	7	8	9
9	Гематит (залізний блиск, приховано-кристалічний бурий залізняк), Fe ₂ O ₃	Лусочки, таблички і розетки	<u>5,5-6,5</u> 4,9-5,3	Б. – Металевий у кристалічних видів, металовидний і матовий у землих К. – Від червоно-бурого до залізо-чорного Р. – Вишнево-червона, бура	Раковинний або землистий, спайності немає	Вишнево-червона і бура риска.	Утворюється в метаморфічних породах як продукт дегідратації гідроксидів заліза. Інколи – при гідротермальних процесах і в результаті окиснення магнітного залізняка.	Високоякісна залізна руда.
10	Магнетит (магнітний залізняк), Fe ₂ O ₄	Октаедричні кристали, інколи зі штрихуванням на гранях	<u>5,5-6,5</u> 4,9-5,2	Б. – Металевий, тьмяний К. – Залізо-чорний Р. – Чорна	Зернистий, недосконала спайність	Сильні магнітні властивості (впливає на стрілку компасу).	Породоутворюючий мінерал основних магматичних порід. Утворюється також при контактово-метаморфічних та	Високоякісна залізна руда.

							гідротермальних процесах.	
1 1	Корунд (червоний – рубін, синій – сапфір, темний дрібнозернистий – наждак),	Нерівний, поодинокі ромбоїдри, недосконалі спайність	<u>9,0</u> 3,9-4,0	Б. – Скляний К. – Блакитний, синій, сірий, бурий Р. – Не дає ризику або дає білу ризик, шкрябає порцелянову пластинку	Бочкоподібні та пластинчасті кристали, суцільна маса	Висока твердість.	Зустрічається в метаморфічних породах, пегматитових жилах, основних і лужних магматичних гірських породах.	Використовується для шліфування металів, як точильний камінь (наждак), прозорі різновиди – в ювелірній справі.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Водні оксиди</i>								
12	Опал, $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Кристали не утворює	<u>5,5-6,5</u> 2,2-2,3	Б. – Жирний, тьмяний, слабо-скляний, перламутровий К. – Білий, жовтий, сірий, синій, напівпрозорий Р. – Не дає ризику або дає білу ризик	Раковинний, спайності немає	Від халцедону відрізняється меншою твердістю та жирним блиском.	Утворюється з водних розчинів кремнезему в приповерхневих умовах.	Благородний опал – ювелірний камінь.
13	Лімоніт (бурий залізняк), $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Кристали не утворює	4,0-5,5 3,6-4,0	Б. – Матовий, напівметалевий К. – Іржаво-жовтий, бурий, темно-бурий Р. – Жовтувато-бура, іржаво-жовта	Землистий	Іржаво-жовта ризика.	Утворюється в корі вивітрювання з інших сполук заліза, відкладається на дні водойм з розчинів різних солей заліза за допомогою	Поширена залізна руда.

							бактерій.	
IV. Галогенні сполуки								
14	Галіт (кам'яна сіль), NaCl	Кубічні кристали	<u>2,5</u> 2,1	Б. – Скляний, жирний К. – Білий, безбарвний, синюватий, рожевий, сірий Р. – Біла	Дуже досконала спайність в трьох напрямках по гранях куба	Солоний на смак, дуже досконала спайність по кубу	Лагунно-морський хімічний осад.	Використовується в хімічній та харчовій промисловості, металургії.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
15	Флюорит (плавиковий шпат), CaF₂	Кубічні, октаедричні кристали	<u>4,0</u> 3,0-3,2	Б. – Скляний К. – Фіолетовий, жовтий, зелений, рожевий, безбарвний Р. – Біла, безбарвна	Досконала спайність	Форма кристалів, слабкий скляний блиск, спайність та твердість.	Утворюється при гідротермальних процесах, інколи в пневматолітових жилах спільно з бериллом, турмаліном, топазом та іншими мінералами.	Отримання плавикової кислоти, використання в металургії в якості плавня, прозорі різновиди – в оптиці.
V. Карбонати								
16	Кальцит (вапняковий шпат), прозорий	Ромбодричні та скаленодричні	<u>3,0</u> 2,7	Б. – Скляний, перламутровий К. – Білий, сірий, жовтий, блакитний,	Дуже досконала спайність в трьох напрямках по ромбоєдру	Досконала спайність по ромбоєдру,	Утворюється при гідротермальних процесах, також при процесах	Використання для виробництва вапна,

	різновид – ісландський шпат), CaCO_3	кристали		прозорий Р. – Біла		мала твердість, скипає під дією соляної розведеної кислоти.	вивітрювання та відкладання осадів.	прозорі різновиди – в оптиці.
--	---	----------	--	-----------------------	--	---	---	-------------------------------------

1	2	3	4	5	6	7	8	9
17	Магнезит (магнезіальний шпат), MgCO_3	Ромбодричні кристали зустрічаються зрідка, суцільні маси	<u>3,5-4,5</u> 2,9-3,1	Б. – Склоподібний, шовковистий, матовий К. – Білий, сірий, жовтуватий, кремовий, бурий Р. – Біла	Раковинний або землистий в приховано-кристалічних різновидах, спайність досконала в кристалічних різновидах	В порошок схожий на крейду. Скипає під дією підігрітої соляної кислоти.	Утворюється при метаморфізмі основних магнезіальних гірських порід, при гідротермальних процесах та діагенезі вапняків, при опадонакопиченні. Продукт вивітрювання магнезіальних порід.	Вогнетривкий будматеріал, порошкова форма – в медицині.

18	Доломіт (гіркий шпат), $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$	Викривлені ромбоєдричні кристали рідкі, суцільні маси	<u>3,5-4,0</u> 2,8-2,9	Б. – Скляний, перламутровий К. – Білий, жовтий, сірий, зеленуватий Р. – Біла	Досконала спайність в трьох напрямках по ромбоєдру	Скипає в порошок під дією соляної кислоти.	Продукт діагенезу вапняків при впливі магнезійних розчинів. Утворюється при метаморфізмі осадових порід.	Використовується як флюс в металургії, будматеріал.
19	Сидерит (залізний шпат), FeCO_3	Плоскі та викривлені ромбоєдричні кристали	<u>3,5-4,5</u> 3,7-3,9	Б. – Скляний, перламутровий К. – Сірий, горохово-жовтий, бурий Р. – Біла, інколи бурувата	Досконала спайність в трьох напрямках	Розкладається з шипінням в підігрітій соляній кислоті, жовтіючій при цьому через утворення хлористого заліза.	Утворюється при гідротермальном у і метасоматичном у процесах (під дією розчинів, які містять залізо на вапняки). Продукт осадоногопичення.	Цінна залізна руда.
VI. Сульфати								
20	Гіпс (легкий шпат, білий – алебастр, волокнистий – селеніт), $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Таблитчасті, пластинчасті кристали, двійники у вигляді «хвоста ластівки», розетки	<u>2,0</u> 2,3	Б. – Скляний з перламутровим відливом, шовковистий у волокнистих різновидів, матовий К. – Безбарвний (прозорий), білий, рожевий, жовтий, сірий	Занозистий у волокнистих різновидів, дуже досконала спайність в одному напрямку	Форма кристалів, дуже досконала спайність в одному напрямку і мала твердість (кришиться)	Хімічний осад.	Використовується в будівництві, скульптурній справі, медицині.

				Р. – Біла		нігтем).		
21	Ангідрит (безводний гіпс), CaSO_4	Дрібні таблитчасті кристали форми	<u>3,0-3,5</u> 2,8-3,0	Б. – Скляний, з перламутровим відливом К. – Білий, сіруватий, блакитний, рожевий Р. – Біла	Зернистий, спайність досконала по трьох взаємно перпендикулярних напрямках	Ні відміну від гіпсу не дряпається нігтем, на відміну від кальциту не реагує з кислотами.	Утворюється осадовим шляхом.	Виготовлення спеціального цементу, художніх виробів.
VII. Фосфати								
22	Апатит (фтор-apatит і хлор-apatит), $\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl})[\text{PO}_4]_3$	Шестигранні призми, інколи таблитчасті кристали	<u>5,0</u> 3,2	Б. – На гранях скляний, на зламі жирний, дрібнозернисті маси мають сильний цукроподібний блиск К. – Інколи безбарвний, зелений, жовтуватий, білий, синювато - і бурозелений Р. – Біла	Нерівний, раковинний, недосконала спайність	Характерна форма кристалів і твердість 5. В соляній кислоті не розчиняється.	Породоутворюючий мінерал магматичних порід, утворюється також на контакті вивержених порід з вапняками.	Виробництво мінеральних фосфорних добрив.
1	2	3	4	5	6	7	8	9
23	Фосфорит, $\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl})[\text{PO}_4]_3$ з домішками глини та піску	Кристалив не утворює	<u>5,0</u> 3,2	Б. – Матовий, землистий К. – Блідо-жовтий, сірий, бурий Р. – Сіра, слабка	Спайність відсутня	Характерні жовна, конкреції радіально-променистої будови, з'являється характерні	Утворюються осадовим шляхом з фосфору, який є в залишках давніх організмів.	Виробництво мінеральних фосфорних добрив.

						й запах.		
--	--	--	--	--	--	----------	--	--

VIII. Силікати *Силікати острівні (ортосилікати)*

24	Олівін (перидот), (Mg,Fe) ₂ [SiO] ₄	Кристали рідкі, зазвичай зерна	<u>6,5-7,0</u> 3,3-4,1	Б. – Скляний, прозорий К. – Оливково- зелений, пляшковий, буруватий, прозорий Р. – Не дає риси	Нерівний, спайність недосконала	Характерний олівково- зелений колір, ясна спайність, зернистість.	Породоутворюючий мінерал ультраосновних і основних вивержених гірських порід.	Прозорі різновиди – хризоліти використовують ся в ювелірній справі, олівінові породи (дуніти) – як будматеріал, в хімічній промисловості
25	Гранат (альмандин, андрадит, уваровіт), R ³ R ² [SiO] ₄ ; R ³ – Mg, Ca, Mn, Fe; R ² – Al, Fe,	Ізометричні багатогранники	<u>7,0-7,5</u> 3,5-4,3	Б. – Скляний інколи жирний К. – Темно- червоний, буруватий Р. – Не дає риси	Нерівний, раковинний, спайність недосконала	Ізометричний вигляд кристалів, забарвлення, висока твердість.	Утворюється при метаморфічних, інколи магматичних процесах.	Використовується як шліфувальний абразивний матеріал, прозорі різновиди – ювелірна справа.
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Силікати кільцеві</i>								
26	Турмалін Складний бороалюмо	Трьохгранні витягнуті шестуваті	<u>7,0-7,5</u> 3,0-3,2	Б. – Скляний К. – Зелений, рожевий, бурий,	Занозистий, спайності немає	Призматична тригональна форма	Зустрічається в гранітних породах і пегматитових	Використовується в радіотехніці,

	-силікат $\text{Na}(\text{Li},\text{Al})_3\text{Al}_6[(\text{OH})_4(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	призматичні кристали з повздожні м штрихуванн ям		чорний, прозорий Р. – Біла або не дає риски		кристалів, повздожнє штрихування, твердість, спайність відсутня.	жилах, інколи в контактово- метаморфічних породах.	прозорі різновиди – коштовне каміння.
<i>Силікати ланцюжкові (піроксени)</i>								
27	Авгіт , $\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})[(\text{SiAl})_2\text{O}_6]$	Восьмикутні і призматичні дрібні стовпчасті кристали	<u>6,5</u> 3,3-3,6	Б. – Скланий К. – Зелений, бурий, чорний Р. – Світла, сірувато-зелена	Нерівний, спайність ясна на гранях призми під кутом близьким до прямого	Від рогової обманки відрізняється формою кристалів, спайністю і твердістю.	Породоутворюючий мінерал основних вивержених і метаморфічних гірських порід.	Використовується в радіотехніці, прозорі різновиди – коштовне каміння.
<i>Силікати стрічкові (амфіболи)</i>								
28	Рогова обманка , Загальна формула амфіболів $\text{R}_7(\text{OH})_2[\text{Si}_2\text{O}_{11}]$; R – Ca, Mg, Fe, Na	Стовпчасті або гексагональні призматичні кристали, променисті зростки	<u>5,5-6,0</u> 3,1-3,5	Б. – На площинах спайності шовковистий, схожий на блиск рогової речовини К. – Сіро і темно- зелений, чорний Р. – Зеленовата або бура	Занозистий, досконала спайність в двох напрямках під кутом 124°	Форма кристалів (голчаста, шестувата), спайність під кутом 124°.	Породоутворюючий мінерал магматичних і метаморфічних гірських порід.	Використовується в радіотехніці, прозорі різновиди – коштовне каміння.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Силікати листові</i>								
29	Тальк ,	Дуже	<u>1,0</u>	Б. – Жирний на	Листові і	Жирний на	Продукт	Застосовується

	$\text{Mg}_3(\text{OH})_2$ [Si ₄ O ₁₀]	досконала в одному напрямі, розщеплюєть -ся на товсті непружні лис-точки	2,7-2,8	площинах спайності, перламутровий К. – Білий, жовтуватий, зеленуватий, блакитний Р. – Біла	лускаті	дотик, дуже м'який, листочки гнучкі, але не пружні.	метаморфізму магнезійних гірських порід.	ся в гумовій, паперовій промисловос ті, медицині, вогнетривкий матеріал.
30	Серпентин (змійовик), $\text{Mg}_6(\text{OH})_8$ [Si ₄ O ₁₀]	Волокнисті і пластинчасті і кристали, дрібні зерна	<u>3,0-4,0</u> 2,5-2,7	Б. – Жирний, восковий, шовковистий К. – Від світло- зеленого, блакитного до темно-зеленого з жовтими плямами (нагадує шкіру змії) Р. – Біла, зеленувата	Раковинний в суцільних масах, занозистий в волокнистих різновидах	Серпентин відрізняється по забарвленню, відсутності спайності і слабкому жирному блиску.	Продукт гідротермального метаморфізму ультраосновних магматичних гірських порід.	Застосовуєть ся в якості декоративного матеріалу.
31	Азбест , $\text{Mg}_6(\text{OH})_8$ [Si ₄ O ₁₀]	Волокнисті кристали	<u>2,5-3,0</u> 2,22	Б. – Шовковистий К. – Зеленувато- жовтий, майже білий Р. – Не дає ризику	Досконала спайність в одному напрямку в волокнистих різновидах	Азбест має волокнисту будову і шовковистий блиск.	Продукт гідротермального метаморфізму ультраосновних магматичних гірських порід.	Азбест вживається для виготовлення вогнетривких тканин, картону, прокладок.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
---	---	---	---	---	---	---	---	---

32	Каолініт (каолін), $\text{Al}_4(\text{OH})_8$ $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$	Кристали виключно рідкі, зазвичай землисті маси	<u>1,0-2,0</u> 2,6	Б. – Тьмянний, матовий, жирний, в лусочках перламутровий К. – Білий, злегка жовтуватий або сіруватий Р. – Біла	Землистий, щільний, у пластинок дуже досконала спайність в одному напрямку	Жирний на дотик, м'який, у воді сильно розбухає.	Продукт гідротермальних змін і поверхневого вивітрювання польових шпатів та інших алюмосилікатів.	Виготовленн я кераміки, використанн я в будівництві, паперовій промисловос ті, вогнетривки й матеріал.
33	Мусковіт (біла калієва слюда), тонко-лускувата –серицит, KAl_2 $[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ $(\text{OH},\text{F})_2$	Таблитчасті, пластинчасті кристали досягають великих розмірів	<u>2,0-3,0</u> 2,7-3,1	Б. – Скляний, перламутровий К. – Безбарвний з жовтуватим, рожеватим, сіруватим відтінком, прозорий Р. – Не дає риси	Дуже досконала спайність в одному напрямку	Спроможність розщеплюватис я на тонкі, пружні листочки і лусочки, світле забарвлення.	Породоутворюючи й мінерал магматичних порід метаморфічного походження.	Використовує ться як електроізоляц ійний та тугоплавкий матеріал.
34	Біотит (чорна залізо-магнезіаль на слюда), $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3$ $[\text{AlSi}_8\text{O}_{10}]$ $(\text{OH},\text{F})_2$	Таблитчасті гексагональн і, пластинчасті кристали	<u>2,0-3,0</u> 3,0-3,1	Б. – Скляний, перламутровий К. – Прозорий, чорний або темно-зелений, бурий Р. – Не дає риси	Дуже досконала спайність в одному напрямку	Зеленувато буре забарвлення, розщеплюєтьс я на пружні листочки, в товстих пластинках непрозорий.	Породоутворюючи й мінерал магматичних порід метаморфічного походження.	Використовує ться як електроізоляц ійний та тугоплавкий матеріал.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
35	Хлорит , (Fe,Mg) ₅ Al(OH) ₈ [AlSi ₃ O ₁₀]	Таблитчасті, лускоподібні кристали, що утворюють грузи суцільної маси	<u>2,0-2,5</u> 2,6-2,8	Б. – Скляний, перламутровий К. – Світлий та темний трав'яно- зелений, фіолетовий, рожевий Р. – Біла, світло- зеленувата або риси не дає	Дуже досконала спайність в одному напрямку	Спроможність розщеплюватис- я на гнучкі, пружні листочки, характерний зелений колір, низька твердість.	Продукт метаморфічних перетворень біотиту, авгіту і рогової обманки	Хлорити з високим вмістом заліза (шамозит) використову- ється як залізна руда.
36	Глауконіт (з групи гідрослюд) , K(Fe,Mg) ₃ (OH) ₂ [AlSi ₃ O ₁₀]· nH ₂ O	Дрібні (до 1 мм) зерна і жовна	<u>2,0-3,0</u> 2,2-2,8	Б. – Тьмянний, скляний, жирний К. – Темно-зелений (чорнувато- зелений) Р. – Зеленувата	Зернистий, нерівний	Темно-зелений колір, зернистість.	Осад морського походження.	Використову- ється для пом'якшення води.
<i>Силікати каркасні (алюмосилікати)</i>								
37	Ортоклаз , K ₂ O·Al ₂ O ₂ · 6SiO ₂	Призматичні пінакоідеаль- ні кристали	<u>6,0</u> 2,6	Б. – Скляний, перламутровий К. – Білий, кремовий, блакитно-сірий, рожевий, червоний Р. – Не дає риси	Досконала спайність в двох напрямках під прямим кутом	Прямокутні сколи, висока твердість, досконала спайність.	Породоутворюючи й мінерал кислих, середніх, лужних магматичних порід. Продукт високотемпературн их гідротермальних модифікацій порід.	Блідо- забарвлені різновиди використову- ються в фарфоровій та фаянсовій промисловос- ті.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
38	Мікроклін , Склад аналогічний ортоклазу	Призматичні кристали, схожі з кристалами ортоклазу	<u>6,0</u> 2,6	Б. – Скляний або слабо перламутровий на гранях спайності К. – Кремовий, зеленувато-сірий, рожевий, зелений Р. – Світла	Спайність досконала в двох напрямках під майже прямим кутом	Відрізняється від ортоклазу по спайності (кут між площинами спайності менше прямого на 20°).	Породоутворюючий мінерал середніх, лужних, магматичних порід. Утворюється також метаморфічним шляхом.	Використовується в фарфоровій та фаянсовій промисловості.
39	Альбіт (натрієвий плагіоклаз), $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$	Таблитчасті пластинчасті кристали, зростки	<u>6,0</u> 2,6	Б. – Скляний, перламутровий К. – Білий, блакитно-білий Р. – Біла	Нерівний, спайність досконала в двох напрямках під косим кутом	Білий колір, інколи з тонким штрихуванням на площинах спайності, висока твердість.	Утворюється при магматичних і метасоматичних гідротермальних процесах (породоутворюючий мінерал).	Промислового значення не має.
40	Анорит або анортит (кальцієвий плагіоклаз), $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$	Таблитчасті кристали (зустрічаються інколи)	<u>6,0-6,5</u> 2,7	Б. – Скляний, перламутровий К. – Сірий, білий, блакитний, жовтуватий Р. – Біла	Ясна спайність в двох напрямках	Схожий з альбітом, відрізняється тільки в шліфах.	Породоутворюючий мінерал основних гірських вивержених порід.	Промислового значення не має.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
41	Лабрадор (вапняково-натрієвий плагіоклаз), (Ca,Na) [(Al,Si) AlSi ₂ O ₂]	Таблитчасті кристали з помітним штрихуванням на площинах спайності	<u>6,0</u> 2,7	Б. – Скляний, перламутровий К. – Темно-сірий, з переливами (іритує) Р. – Біла	Досконала спайність в двох напрямках	Помітна ознака – іризація.	Породоутворюючий мінерал лужних магматичних гірських порід.	Лабрадорит – коштовний облицювальний матеріал.
42	Нефелін (елеоліт) «масляне каміння», KNa ₃ [AlSiO ₄] ₄	Дрібні призматичні кристали (інколи зустрічаються)	<u>5,5-6,0</u> 2,7	Б. – Скляний, на гранях, жирний на зламі К. – Сірий, рожевий, жовто-бурий, безбарвний Р. – Не дає риси або дає білу риску	Плоско-раковинний, недосконала спайність.	Від ортоклазу і плагіоклазів відрізняється жирним блиском, недосконалою спайністю. Від кварцу відрізняється твердістю і блиском.	Породоутворюючий мінерал лужних магматичних гірських порід.	Використовується в скляній промисловості, для одержання соди, глинозему, фарб.
Мінерали, які не мають породоутворюючого значення, але входять до шкали твердості								
<i>Самородні елементи</i>								
43	Алмаз (діамант), C	Восьми і дванадцятигранні	<u>10,0</u> 3,5	Б. – Сильний алмазний (діамантовий)	Досконала спайність в чотирьох	Від кварцу відрізняється досконалою	Продукт кристалізації ультраосновної та	Використовується в ювелірній

		кристали (різної форми)		К. – Прозорий, безбарвний, жовтий, блакитний, чорний Р. – Не дає rischi	напрямах (по октаедру)	спайністю, високою твердістю і формою кристалів.	основної магми в трубках вибуху.	справі, для виготовленн я та шліфовки бурових коронки.
--	--	-------------------------------	--	---	------------------------------	--	-------------------------------------	---

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Силікати (острівні)</i>								
44	Топаз, $\text{Al}_2(\text{FOH})_2$ $[\text{SiO}_4]_3$	Призматичні кристали	8,0 3,3-3,6	Б. – Скляний К. – Безбарвний, блакитний, жовтуватий, рожевий, фіолетовий Р. – Не дає rischi	Нерівний, спайність досконала в одному напрямку	Від кварцу відрізняється більшою твердістю, досконалою спайністю, більш сильним блиском.	Продукт кристалізації кислої магми в пегматитах і процесах автометаморфізму (грейзени).	Використову ється як коштовне каміння, як абразивний матеріал, у виробництві точних приладів.

АЛФАВІТНИЙ ПОКАЖЧИК МІНЕРАЛІВ

Назва		№ п/п у визначнику	Формула
українська	англійська		
1	2	3	4
А			
Авгіт	Augite	27	$R_2[Si_2O_6]$; R – Ca, Mg, F, Mn
Азбест	Asbestos	31	$Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$
Алмаз (діамант)	Diamond	43	C
Альбіт	Albite	39	$Na(AlSi_3O_8)$
Ангідрит	Anhydrite	21	$CaSO_4$
Анорит (анортит)	Anorthite	40	$Ca(Al_2Si_2O_8)$
Апатит	Apatite	22	$Ca_5(F,Cl)[PO_4]_3$
Б			
Біотит	Biotit	34	$K(Fe,Mg)_3 [AlSi_8O_{10}](OH,F)_2$
Г			
Галіт	Halite	14	$NaCl$
Гематит	Hematite	9	Fe_2O_3
Гіпс	Gypsum	20	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
Глауконіт	Glauconite	36	$K(Fe,Mg)_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}] \cdot nH_2O$
Гранат	Garnet	25	$R_3''R_2'''[SiO_4]_3$; R'' – Mg, Ca, Mn, Fe; R''' – Al, Fe, Cr
Графіт	Graphite	1	C
Д			
Доломіт	Dolomite	18	$CaCO_3 \cdot MgCO_3$
К			
Кальцит	Calcite	16	$CaCO_3$
Каолініт (каолін)	Kaolinite	32	$Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$
Кварц	Quartz	6	SiO_2
Корунд	Corundum	11	Al_2O_3
Кремінь	Cherty flint	8	SiO_2
Л			
Лабрадор	Labrador	41	$(Ca,Na)[(Al,Si)AlSi_2O_2]$
Лімоніт	Limonite	13	$FeO_2 \cdot nH_2O$
М			
Магнезит	Magnesite	17	$MgCO_3$
Магнетит	Magnetite	10	Fe_3O_4
Марказит	Radiated Pyrite	4	FeS_2
1	2	3	4
Мікроклін	Microcline	38	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$

Мусковіт	Muscovite	33	$\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$
Н			
Нефелін (елеоліт)	Nepheline	42	$\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]_4$
О			
Олівін	Olivine	24	$(\text{Mg},\text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$
Опал	Opal	12	$\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Ортоклаз	Orthoclase	37	$\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$
П			
Пірит	Pyrite	3	FeS_2
Р			
Рогова обманка	Hornblende	28	$\text{R}_7(\text{OH})_2[\text{Si}_2\text{O}_{11}]$; R – Ca, Mg, Fe, Na
С			
Серпентин (змійовик)	Serpentine	30	$\text{Mg}_6(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$
Сидерит	Siderite	19	FeCO_3
Сірка	Sulfur	2	S
Т			
Тальк	Talc	29	$\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$
Топаз	Topaz	44	$\text{Al}_2(\text{FOH})_2[\text{SiO}_4]_3$
Турмалін	Tourmaline	26	$\text{Na}(\text{Li},\text{Al})_3\text{Al}_6[(\text{OH})_4(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
Ф			
Флюорит	Fluorite	15	CaF_2
Фосфорит	Phosphorite	23	$\text{Ca}_5(\text{F},\text{Cl})[\text{PO}_4]_3$ з домішками
Х			
Халцедон	Chalcedony	7	SiO_2
Халькопірит	Yellow copper (Chalcopyrite)	5	CuFeS_2
Хлорит	Chlorite	35	$(\text{Fe},\text{Mg})_5\text{Al}(\text{OH})_8[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$

ДОДАТОК Б

ГЕОЛОГІЧНІ ТЕРМІНИ

Аерофотознімання - фотографування земної поверхні з літака чи вертольота.

Акцесорні мінерали - мінерали, що входять до складу гірських порід у незначних кількостях, але позначаються на їх якості (апатит, циркон, сфен).

Алеврит (грец. - мука) - пухка уламкова осадова гірська порода, що складається переважно з мінеральних зерен (кварц, польовий шпат, слюда) розміром 0,01 - 0,1 мм.

Алювій (лат.- насос) - уламкові пухкі відклади, утворені дією водних потоків у річкових долинах (галечник, гравій, пісок, суглинок, глина). Для нього характерне верстувате (здебільшого навкісновенустувате) залягання.

Амфіболіт - метаморфічна гірська порода, яка утворилася із середніх і основних г. п., до складу якої входять амфіболи, плагіоклази та інші.

Аномалія сили тяжіння - відхилення сили тяжіння в даній точці від нормального її значення, приведенного до умов спостереження.

Антикліналь - форма залягання звичайно верстуватих осадових чи ефузивних порід. Має опуклий вигін послідовно напластованих верств, ядро якого складається більш давніми верствами, а верхня частина - молодшими.

Аниклінорій - велика (завдовжки сотні кілометрів) складна структура в цілому антиклінальної будови. Виникає внаслідок підняття земної кори в геосинклінальних системах. При цьому відбуваються процеси складкоутворення.

Ареал (лат. - площа, простір) - загальне поняття, що означає площу, простір, межі поширення: 1) будь-якої систематичної групи організмів, 2) схожих умов існування; 3) певного типу біотичних утворень чи екологічних систем будь-якого ієрархічного рівня.

Аридний клімат - засушливий.

Архейська ера - найдавніша ера в геології історії Землі. Вік архейських порід становить 3,5- 4 млрд. років.

Астеносфера - розм'якшений шар в середині Землі, який підстилає літосферу, речовина в ньому знаходиться від 500-100 до 600-650 км.

Аутигенний глауконіт - мінерал, напівкристалічний силікат групи гідролуд. Трапляється у вигляді дрібних зерен розміром до 0,1 мм, що складаються з тонких пластинок (*autos-грец.*- аутигенний - тобто свій, власний для даної гірської породи).

Базальт - вулканічна основна ефузивна дрібнозерниста гірська порода, чорна або темно-сіра, ефузивний аналог габро, складається з плагіоклазів (лабрадор, бітовніт), авгіту, олівіну.

Балка - суха або з тимчасовим водостоком ерозійна долина з пологими схилами, звичайно вкрита делювієм.

Бінарна номенклатура - метод найменувань видів організмів світу, яким користуються в палеонтології, біології. Вона включає латинську назву роду, виду і прізвище дослідника, який дав назву.

Біогерм (грец.- *життя на підводних скелях*)- горбоподібна органогенна будова різних розмірів, яка чітко виступає в рельєфі дна морських та іноді озерних басейнів.

Біостратиграфія - галузь стратиграфії, що ґрунтується на палеонтологічному методі вивчення відкладів (розчленування за віком залежно від наявності органічних решток).

Валуни - заокруглені уламки гірських порід діаметром від 10см. і більше.

Вапняки - осадова гірська порода головним чином морського походження, що складається з кальциту або кальцитових скелетних організмів з домішками піщано-глинистого матеріалу, кремнезему, доломіту.

Відбиток - відбиток викопної тварини або рослини на гірській породі, в якій ці тварини чи рослини були поховані.

Вулканізм - ендегенні магматичні процеси, що супроводжуються виверженням на земну поверхню лави та інших продуктів вулканічної діяльності.

Габро - основна магматична гірська порода, повно кристалічна. Сіра, зеленувата або чорна, належить до інтрузивних порід (плагіоклази, піроксени, рогова обманка, біотит, олівін).

Галька - закруглені уламки мінералів і гірських порід розміром від 1 до 10 см.

Генезис (грец.- *походження*)- у геології - походження різноманітних геологічних утворень, що виникли в певних умовах під впливом геологічних процесів.

Геологічна карта - графічне зображення на карті в певному масштабі геологічної будови різних районів земної кулі.

Геологічний розріз - графічне зображення на вертикальній площі в певному масштабі умов залягання та складу гірських порід. Складається на основі наземних спостережень, вивчення бурових свердловин та географічних даних.

Геологічні процеси - процеси, що змінюють склад, структуру, рельєф і глибинну будову Землі. Внутрішні - ендегенні, поверхневі – екзогенні процеси

Геосинклінали - великі зони земної кори, для яких характерні опускання і нагромадження потужних товщ гірських порід, вулканізм, складчастість. На кінцевій стадії розвитку проходить підняття і гороутворення.

Геофізичні методи - методи дослідження будови земної кори та пошуків корисних копалин, що ґрунтуються на вивченні фізичних властивостей гірських порід. Ці методи поділяються на гравіторозвідку, магніторозвідку,

сейсморозвідку, каротаж та інші.

Геохронологія (грец.- час Землі) - хронологія геологічної історії Землі.

Геохронологічна шкала - шкала відносного геологічного часу, що відображає послідовність і супідрядність основних етапів геологічної історії Землі та розвитку життя на ній.

Гнейс - поширена метаморфічна гірська порода з характерною смугасто-паралельною текстурою. До її складу входять: польові шпати, кварц, мусковіт, рогова обманка, авгіт та інші.

Голоцен - четвертинні відклади, сформовані після юрського зледеніння.

Граніт - поширена повнокристалічна масивна магматична інтрузивна порода (склад: калієвий польовий шпат, кислий плагіоклаз, кварц, слюда, амфіболи, піроксени).

Гранодіорит - магматична інтрузивна гірська порода. Складається з польових шпатів, рогової обманки, біотиту і акцесорних мінералів (сфен, апатит).

Грануліт - метаморфічна гірська порода. Складається головним чином з мінералів світлих кольорів: ортоклазу, мікрокліну, мікропериту, альбіту, кварцу та інших.

Гумідний клімат - вологий клімат.

Дайка - інтрузивне тіло з паралельними стінками. Утворюється при заповненні магмою вертикальних або похилих тріщин земної кори.

Делювій (лат.- змив)- відклади уламкового матеріалу, що утворилися біля підніжжя та на схилах підвищень в результаті руйнування гірських порід і перенесення продуктів руйнування тимчасовими потоками або сповзання уламків під дією сили тяжіння.

Детритусові піски - піски зі значною домішкою різних подрібнених рештків тварин та рослин (до мікроскопічних розмірів).

Диференціація магми - сукупність фізико-хімічних процесів, що зумовлюють утворення з магми порід, різних за хімічним складом або з різним кількісним співвідношенням тих самих мінералів.

Дніпровське зледеніння - друге (максимальне) середньо-четвертинне зледеніння Східноєвропейської рівнини, південна межа якого доходила долини р.Дон, відповідає зледенінню Альп.

Долерит - дрібно і середньозернистий базальт з долеритовою чи офітовою структурою без вмісту скла.

Евгеосинкліналь - найбільш рухома, звичайно внутрішня частина геосинклінальних областей з високою вулканічною активністю.

Евксинський басейн - напівпрісноводний басейн типу Чорного моря.

Еклогіт - метаморфічна порода, складається головним чином з граніту і піроксену з домішкою амфіболу, сфену і інших. Утворюється внаслідок метаморфізму габро.

Елювій - продукти вивітрювання гірських порід, різноманітні за механічним складом, які залягають на місці свого утворення. Він

поступово переходить у підстеляючу породу, з якої він утворився.

Еолові відклади - відклади, що нагромаджуються в результаті перенесення вітром річкових і морських наносів та продуктів вивітрювання гірських порід (лес, піски дюн, барханів та інші). Особливо поширені в районах з посушливим кліматом.

Ерозійний рельєф - рельєф з перевагою форм, що утворилися внаслідок ерозійної діяльності.

Ерозія (лат. - розмивання)- процес руйнування гірських порід поверхневими текучими водами.

Журавчики - карбонатні конкреції різноманітної форми, розміром зрідка більш як 10 см, особливо поширені в лесі та лесових суглинках.

Западини - зниження різноманітної форми та різного походження (осадові, тектонічні, вулканічні, еолові, карстові та інші).

Земна кора (літосфера) (грец. –кам'яна сфера) - тверда зовнішня оболонка земної кулі (континентальна, океанічна, перехідна).

Інтрагляціальні відклади - відклади льодової зони.

Каолін (від хребта Као - Лін, Китай) - біла, малопластична, тугоплавка глина, що складається основним чином із каолініту з домішками материнської породи, оксидів заліза, від яких залежить забарвлення. Утворюються внаслідок вивітрювання гірських порід, в яких містяться польові шпати і слюда (граніти, гнейси, кварцові порфіри).

Карбонатні породи - гірські породи, що складаються з кальциту, доломіту, магнезиту, сидериту.

Керн (нім. - ядро)- циліндричний стовп гірської породи, який утворюється при колонковому бурінні. Використовується для вивчення геологічної будови місцевості, розвідування корисних копалин тощо.

Коливальні тектонічні рухи - вертикальні рухи земної кори різного напрямку. Вони зумовлюють трансгресію та регресію морів, утворення морських і річкових терас, гороутворення та інше.

Кореляція - у стратиграфії - зіставлення верст гірських порід або окремих частин розрізів з метою встановлення їх віку.

Кристалічні сланці - загальна назва різноманітних повнокристалічних метаморфічних гірських порід, що утворюються в процесі метаморфізму.

Літоральна зона (лат.- берегова, прибережна)- прибережна зона моря.

Літосферні плити - блоки літосфери, які розділені сейсмічними поясами, і здатні переміщуватися по астеносфері в горизонтальних напрямках.

Мантия - оболонка Землі, що залягає під земною корою до глибини 2900 км; тобто до межі з ядром.

Маркіруючий горизонт (опорний) - пласт серед товщ гірських порід з характерними особливостями (склад, колір, органічні рештки), що зберігаються на всій площі поширення певного горизонту і дають змогу простежити і зіставити розрізи під час геологічного знімання та картування.

Мергель - осадова, уламкова - хемогенна гірська порода, що складається з глинистого матеріалу (35-50 %) і карбонату (40-60 %). Залежно від співвідношення карбонату (рідше доломіту) та глинистого матеріалу розрізняють мергель глинистий і вапнистий. Використовується для виробництва цементу.

Міндель - друге зледеніння гір Альп, відповідає Окському зледенінню.

Міогеосинкліналь - відносно малорухомі частини геосинклінальних областей з відсутністю вулканічної діяльності.

Мобілізму гіпотези - гіпотези, за якими материки (жорсткі маси) плавають на підстиляючій базальтовій товщі і переміщуються внаслідок зміни швидкості обертання Землі.

Моласи - товщі осадових уламкових порід (пісковиків, конгломератів, алевроїтів, глин, мергелів), головним чином, крейдового, палеогенового та неогенового віку, що залягають у передгір'ях і підніжжях гірських хребтів.

Морена - уламковий матеріал, що переноситься і відкладається льодовиком (поверхнева, внутрішня, донна) і відкладена (основна, кінцева, повздовжня).

Насув - порушене залягання гірських порід, зумовлене диз'юнктивними дислокаціями; розрив суцільності мас земної кори і насування однієї маси на іншу по поверхні розриву.

Напластування - залягання осадових гірських порід у вигляді декількох пластів, що чергуються, як це часто спостерігається у відслоненнях.

Незгідне залягання - залягання гірських порід, що характеризується наявністю поверхні розриву між молодшими і більш давніми відкладами-підстиляючими верствами.

Онколіти - викопні вапнисті стяжіння округлої форми.

Ооліти - сферичні мінеральні агрегати (від часток міліметра до 5-10 мм.) з концентрично - верстуватою будовою. Утворюються у водному середовищі навколо уламків черепашок піщанок і пухирців газу.

Орогенез (гороутворення) - інтенсивні тектонічні процеси, що відбуваються в геосинкліналі і призводять до виникнення гір. Орогенез супроводжується інтенсивними землетрусами, магматизмом і метаморфізмом. Найбільш інтенсивний орогенез - каледонський, герцинський та альпійський.

Офіоліти - комплекс ефузивних та інтрузивних гірських порід, які є найбільш типовим наслідком геосинклінального магматизму.

Палеогеографія — галузь історичної геології, що вивчає фізико-географічні умови минулих геологічних епох (геологічну будову, рельєф, клімат, гідрографію, ґрунтово-рослинний покрив, тваринний світ).

Палеоекологія — наука, що вивчає взаємозв'язки між організмами геологічного минулого та довкілля (середовищем мешкання).

Палеомагнетизм — властивість гірських порід зберігати протягом усього їх існування частину того намагнічування, яке вони дістали при

формуванні. Це дає змогу визначити, як були орієнтовані магнітні меридіани та де саме розміщувались магнітні полюси в період формування гірських порід.

Палінологія — галузь ботаніки, що вивчає спори та пилок рослин.

Пенеплен — слабо горбкувата, майже рівна земна поверхня, утворена на місці давніх гір.

Платформа - одна з головних структурних форм земної кори, що має двоярусну будову; нижній ярус, або фундамент, дуже дислокований і складений магматичними і метаморфічними породами. Верхній ярус складений осадовими породами, що залягають горизонтально, або у вигляді незначних складок і місцями прорвані інтрузивними тілами.

Плита - частина платформи, де кристалічний фундамент вкритий потужною товщею осадових порід.

Поверхня Мохоровичича - (від прізвища дослідника) межа між земною корою і мантією, яка дзеркально відображає земну поверхню.

Проверсток - тонка верства гірської породи, що відрізняється від породи, в якій вона міститься.

Ракушняки - вапняки, що складені із зцементованих уламків, черепашок.

Регресія моря - відступ моря, що спричиняється тектонічними підняттями ділянки земної кори, екстатичним зниженням рівня моря, а також зміною кліматичних умов.

Рифт - видовжена на кілька сот кілометрів (іноді і більше) щілина, або ровоподібна структура глибинного походження.

Розломи глибинні - розломи земної кори, що утворюються між різними тектонічними областями. Мають значну глибину (сотні км), іноді доходять до мантії Землі.

Серпентинізація - перетворення ультраосновних порід, що полягає в заміщенні магматичних безводних залізисто-магнезіальних силікатів (олівіну, ромб, піроксену), ультрабазитів водним силікатом магнезії - серпентином.

Синклінорій - велика синкліналь, ускладнена меншими складками; система складок із зниженою частиною.

Складчастість - процес зминання гірських порід у складки.

Сланці - метаморфічні гірські породи, які розколюються на плити за поверхнями сланцюватості.

Спредінг - явище розсування дна океану і нарощування нової кори в хребтах океану за рахунок виверження базальтів.

Стеногалинні організми (*грец. - вузькосольові*) - водні організми, які живуть при нормальній солоності водного середовища і не переносять її коливань.

Стратиграфія - розділ геології, що вивчає послідовність утворення залягання прошарків гірських порід, їх геологічний вік.

Стратотип - еталонний геологічний розріз, що характеризує в певному

обсязі певний підрозділ геологічної шкали.

Строматоліти (*грец.-настил, ложе з каміння*) - карбонатні донні нарости з нерівною поверхнею та складною внутрішньою шаруватістю, їх вважають за біогерми синьо-зелених та інших вапнякових водоростей, які розвинені на морському мілководді з періодичною зміною солоності води. Відомі з протерозою.

Субареальний - такий, що знаходиться, або утворений у минулому середовищі.

Субаквальний - такий, що знаходиться, або утворений під водою.

Субдукція - явище підсування однієї літосферної плити під іншу, найчастіше океанської плити під континентальну.

Субліторальна зона - зона моря, яка знаходиться під літоральною.

Тектоніка (*грец.- будівництво*) - розділ геології, що вивчає структуру, рухи, деформації та розвиток земної кори.

Тераси - форми рельєфу, що мають вигляд горизонтальних або трохи нахилених ділянок, обмежених уступами. Спостерігаються найчастіше в річкових долинах та на берегах морів і озер (аккумулятивні і структурні).

Трансгресія - наступання моря на сушу.

Трансгресивне залягання - залягання морських осадових порід на розмитій поверхні більш давніх порід, які характеризується закономірною зміною фацій знизу вгору від мілководних до глибоководних внаслідок трансгресії моря.

Ультрабазити - безпольовошпатні ультраосновні гірські породи (дуніти, олівіні, перидотити) незалежно від їх походження .

Фація - геологічне тіло, яке складається з однієї чи декількох гірських порід, що утворилися в однакових фізико-географічних умовах, реставрованих за допомогою генетичних ознак (дельтова, континентальна, лагунна, морська).

Фіксизм - науковий напрямок в геології, у відповідності з яким континенти є фіксованими і стоять на одному місці з часу їх утворення в давнину; головною причиною тектонічних деформацій вважаються вертикальні переміщення.

Фракція гранулометрична - різновид фракції стосовно розмірів мінеральних уламків у гірській породі чи ґрунті.

Черепашка - зовнішній скелет деяких безхребетних тварин (форамініфер, молюсків).

Шкала стратиграфічна - умовна назва певної послідовності таксономічних одиниць стратиграфії; ця послідовність відповідає черговості етапів геологічного розвитку земної кори у часі.

Щит - велика ділянка земної кори, на якій докембрійські кристалічні породи виходять на земну поверхню.

ДОДАТОК В
МІЖНАРОДНА ХРОНОСТРАТИГРАФІЧНА ШКАЛА

Таблиця В.1 - Міжнародна хроностратиграфічна шкала



МІЖНАРОДНА ХРОНОСТРАТИГРАФІЧНА ШКАЛА

Міжнародна Стратиграфічна Комісія



Епохема Ера	Ератема Ера	Суб-Ера Система Період	Відділ Епоха	Ярус Вік	Вік, млн. р.	GSSP
Фанерозой	Кайнозой	Четвертинна* Неоцен	Голоцен		0.0118	
			Верхній		0.126	
			Плейстоцен	Середній	0.781	
			Нижній		1.806	
			Пліоцен	Геласій	2.588	
			П'яченцо		3.600	
			Занклій		5.332	
			Міоцен	Месіній	7.246	
			Тортон		11.608	
			Серавалі		13.82	
Мезозой	Третинна*	Палеоген	Лангій		15.97	
			Бурдігал		20.43	
			Аквітан		23.03	
			Хат		28.4 ± 0.1	
			Рюпель		33.9 ± 0.1	
			Пріабон		37.2 ± 0.1	
			Еоцен	Бартон	40.4 ± 0.2	
			Лютет		48.6 ± 0.2	
			Іпр		55.8 ± 0.2	
			Палеоцен	Танет	58.7 ± 0.2	
Мезозой	Крейда	Палеоцен	Зеландій		61.7 ± 0.2	
			Даній		65.5 ± 0.3	
			Верхній	Маастріхт	70.6 ± 0.6	
			Сантон		83.5 ± 0.7	
			Коньяк		85.8 ± 0.7	
			Турон		89.3 ± 1.0	
			Сеноман		93.5 ± 0.8	
			Нижній	Альб	99.6 ± 0.9	
			Алп		112.0 ± 1.0	
			Барем		125.0 ± 1.0	
Мезозой	Крейда	Палеоцен	Готерив		130.0 ± 1.5	
			Валанжин		136.4 ± 2.0	
			Беріас		140.2 ± 3.0	
			Беріас		145.5 ± 4.0	

Четвертинна*: Затверджений хроностратиграфічний підрозділ (визначення об'єднаної групи ICS-INQUA (2005) та ICS).

Третинна*: Не затверджений хроностратиграфічний підрозділ (Aubry et al. (2005, Episodes 28/2)).

Епохема Ера	Ератема Ера	Система Період	Відділ Епоха	Ярус Вік	Вік, млн. р.	GSSP
Фанерозой	Мезозой	Юра	Верхній	Тітон	145.5 ± 4.0	
			Верхній	Кімеридж	150.8 ± 4.0	
			Верхній	Оксфорд	155.7 ± 4.0	
			Верхній	Келовей	161.2 ± 4.0	
			Середній	Бат	164.7 ± 4.0	
			Середній	Байос	167.7 ± 3.5	
			Середній	Аален	171.6 ± 3.0	
			Середній	Тоар	175.6 ± 2.0	
			Нижній	Плінсбахій	183.0 ± 1.5	
			Нижній	Сінемюрій	189.6 ± 1.5	
Фанерозой	Мезозой	Тріас	Верхній	Гетангій	196.5 ± 1.0	
			Верхній	Ретій	199.6 ± 0.6	
			Верхній	Норій	203.6 ± 1.5	
			Верхній	Карній	216.5 ± 2.0	
			Середній	Ладіній	228.0 ± 2.0	
			Середній	Анізій	237.0 ± 2.0	
			Нижній	Оленьок	245.0 ± 1.5	
			Нижній	Індуаній	249.7 ± 0.7	
			Нижній	Хангсінгій	251.0 ± 0.4	
			Нижній	Вучапінгій	253.8 ± 0.7	
Фанерозой	Палеозой	Перм	Лопінгій	Капітаній	260.4 ± 0.7	
			Гвадалупій	Вордій	265.8 ± 0.7	
			Роддій		268.0 ± 0.7	
			Кунгурій		270.6 ± 0.7	
			Артінскій		275.6 ± 0.7	
			Цисуралій	Сакмарій	284.4 ± 0.7	
			Цисуралій	Асселій	294.6 ± 0.8	
			Цисуралій	Асселій	299.0 ± 0.8	
			Верхній	Гжелій	303.9 ± 0.9	
			Верхній	Касімовій	306.5 ± 1.0	
Фанерозой	Палеозой	Карбон	Середній	Московій	311.7 ± 1.1	
			Нижній	Башкірій	317.1 ± 1.3	
			Верхній	Серпуховій	318.1 ± 1.3	
			Верхній	Візе	326.4 ± 1.6	
			Середній	Турне	326.4 ± 1.6	
			Середній	Візе	345.3 ± 2.1	
			Нижній	Турне	352.2 ± 2.5	

Епохема Ера	Ератема Ера	Система Період	Відділ Епоха	Ярус Вік	Вік, млн. р.	GSSP
Фанерозой	Палеозой	Девон	Верхній	Фамен	359.2 ± 2.5	
			Верхній	Фран	374.5 ± 2.6	
			Верхній	Живет	385.3 ± 2.6	
			Середній	Ейфель	391.8 ± 2.7	
			Середній	Емсій	397.5 ± 2.7	
			Нижній	Прагій	407.0 ± 2.8	
			Нижній	Лохжовій	411.2 ± 2.8	
			Нижній	Пржидол	416.0 ± 2.8	
			Нижній	Лудлов	418.7 ± 2.7	
			Нижній	Лудфорд	421.3 ± 2.6	
Фанерозой	Палеозой	Силур	Верхній	Горстій	422.9 ± 2.5	
			Верхній	Гомер	426.2 ± 2.4	
			Верхній	Шейнвуд	428.2 ± 2.3	
			Середній	Теліхій	436.0 ± 1.9	
			Середній	Авероній	439.0 ± 1.8	
			Середній	Руданій	443.7 ± 1.5	
			Середній	Хірантії	445.6 ± 1.5	
			Нижній	Катій	455.8 ± 1.6	
			Нижній	Сандбій	460.9 ± 1.6	
			Нижній	Дерівілій	468.1 ± 1.6	
Фанерозой	Палеозой	Ордовік	Верхній	Ярус 10	471.8 ± 1.6	
			Верхній	Ярус 9	478.6 ± 1.7	
			Середній	Тремадок	488.3 ± 1.7	
			Середній	Ярус 7	~ 492.0 *	
			Середній	Ярус 6	~ 496.0 *	
			Середній	Пайбій	501.0 ± 2.0	
			Середній	Ярус 5	~ 503.0 *	
			Середній	Ярус 4	~ 506.5 *	
			Середній	Ярус 3	~ 510.0 *	
			Середній	Ярус 2	~ 517.0 *	
Фанерозой	Палеозой	Кембрій	Відділ 3	Ярус 1	~ 521.0 *	
			Відділ 2	Ярус 1	~ 524.6 *	
			Відділ 1	Ярус 1	542.0 ± 1.0	

Креслив Gabi Ogg. Переклад українською - Helgi.

Вік границь кембрійських ярусів позначений * незатверджено, і вимагає подальшого ратифікаційного визначення.

Епохема Ера	Ератема Ера	Система Період	Вік, млн. р.	GSSP
Докембрій	Протерозой	Едіакарій	542	
		Неопротерозой	630	
Докембрій	Протерозой	Кріогеній	850	
		Тоній	1000	
Докембрій	Протерозой	Мезопротерозой	1200	
		Ектасій	1400	
Докембрій	Протерозой	Калімії	1600	
		Стейсерій	1800	
Докембрій	Протерозой	Оросірій	2050	
		Ріасій	2300	
Докембрій	Протерозой	Сайдерій	2500	
Докембрій	Протерозой	Неоархей	2800	
Докембрій	Протерозой	Мезоархей	3200	
Докембрій	Протерозой	Палеоархей	3600	
Докембрій	Протерозой	Еоархей	Немає визначення	

Підрозділи глобальної стратиграфічної шкали офіційно визначені їхніми нижніми границями. Кожен підрозділ фанерозою підшоа Едіакарія визначені базальними Глобальними Стандартними Розрізами і Прив'язками (GSSP), тоді як Докембрійські підрозділи є офіційно розчленовані за визначеннями абсолютного віку (Глобальний Стандартний Стратиграфічний Вік, GSSA). Докладніше про кожний GSSP - на вебсайті MCK (www.stratigraphy.org).

Міжнародні хроностратиграфічні підрозділи, їх ранги, власні назви і офіційний статус схвалені Міжнародною Стратиграфічною Комісією (ICS) та ратифіковані Міжнародною Геологічною Спільнотою (IUGS).

Значення абсолютного віку границь підрозділів фанерозою підлягають перегляду. Деякі яруси Ордовіку і Кембрію отримують офіційну назву після міжнародного узгодження їх GSSP границь. Більшість границь під ярусів офіційно не визначені.

Кольори подані згідно рішення Комісії Геологічної Карти Світу (www.cgmw.org).

Наведені в шкалі значення абсолютного віку за (A Geologic Time Scale 2004, by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith, et al.)

ДОДАТОК Г

А

Аномалія - Буге, 25
- магнітна, 29
- сили тяжіння, 18
- Фая, 25
Антициклони, 10
Астрономічне літо, 13
Афелій, 13

Б

Блиск, 37

В

Вік - відносний, 74
- абсолютний, 74
Височини, 55
Відцентрова сила, 7, 19
Властивості мінералів, 37
Вуглецеві сполуки, 36

Г

Галактика, 5
Галімо, 22
Галоїдні сполуки, 38
Географічні координати, 6
Геоманітні полюси, 26
Геофізичні поля, 18
Гіпсографічна крива, 53
Гірські породи
- вивержені, 47
- ефузивні, 47
- інтрузивні, 47
- магматичні, 47
- метаморфічні, 51
- кислі, 48
- уламкові, 50
- осадові, 49
- основні, 48
- ультраосновні, 48
- високі, 53

Гори

- низькі, 53
- середні, 53
Гравітаційна стала, 23
Гравітаційне поле Землі, 22
Густина, 37

Д

Декретний час, 12
День - зимового Сонцестояння, 14
- літнього Сонцестояння, 14
- весняного рівнодення, 14
- осіннього рівнодення, 14
Депресії, 54
Добове обертання Землі, 5
Довгота, 6

Е

Екватор (нульовий), 6
Елементи
- гравітаційного поля Землі, 18
- земного магнетизму, 26
Еліптична орбіта, 13
Ера, 70
Епоха, 70

З

Закон всесвітнього тяжіння, 19
Земна кора, 36
Земна вісь, 5
Злам, 38
Зміна дня і ночі, 11

І

Ізодинами, 27
Ізогони, 27
Ізокліни, 27
Інтенсивність сонячної радіації, 13

К

Карбонати, 41
Класи мінералів, 41
Класифікація гірських порід
- вивержених, 48
- осадових, 49

Колір, 37
Колір rischi, 37
Координатна сітка, 5
Криптодепресії, 54
Кристалічні агрегати, 40
Кут нахилу, 13

Л

Лінія зміни дати, 12

М

Магнітний
- екватор, 27
- меридіан, 27
Магнітна епоха, 28
Магнітне - нахилення, 27,
- поле, 26
- схилення, 27, 28
Магнітні - полюси, 26
- карти, 29
Магнітність, 40
Меридіан Грінвіцький, 6
Метаморфізм, 51
- динамічний, 51
- термальний, 51
Методи визначення віку
- аргонкалієвий, 75
- стратиграфічний, 74
- палеонтологічний, 74
- петрографічний, 74
- радіологічний, 75
- радіовуглецевий, 75
- свинцевий, 75
- стронцій-рубідієвий, 75
Мінерал, 36

Місцевий поясний час, 12

Н

Напруження
земного магнетизму, 27
Нахил земної осі, 13
Нормальне поле сили тяжіння, 23

О

Оксиди і гідроксиди, 41
Орбітальний рух, 13
Осьове обертання, 5

П

Перигелій, 13
Пора року, 13
Полярна ніч, 11
Полярний день, 11
Полярні кола, 11
Поправка за проміжний шар, 24
Пори року, 13
Плато, 54
Прискорення
- сили Коріоліса, 8
- сили тяжіння, 20

Р

Радіальна складова відцентрової
сили, 19
Редукція сили тяжіння, 24
Рельєф суші, 53
Рівневий еліпсоїд, 5

С

Самородні елементи, 41
Світлороздільна
- лінія, 11
- площа, 11
Сила
- Коріоліса, 8
- відцентрова, 7, 19
- притягання, 18

- тяжіння, 19

Силікати, 41

Система, 5

Сонце в зеніті, 13

Спайність, 37

Структура, 46

Т

Тип земної кори

- материковий, 36

- океанічний, 36

Твердість, 37

Текстура, 46

Тривалість дня, ночі, 11

Тропік, 13

Ц

Циклони, 10

Ч

Часові пояси, 12

Ш

Швидкість - кутова, 6

- лінійна, 6

Широта, 6

Шкала - Мооса, 38

- геохронологічна, 70

- стратиграфічна, 70

Я

Ярус, 70

ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЇ. ПРАКТИКУМ

Підп. до друку
Умовн. друк. арк.

Формат
Тираж

Папір
Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул. Львівська, 15

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЇ.
ПРАКТИКУМ**

Одеса – 2014

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЇ.
ПРАКТИКУМ**

Навчальний посібник до лабораторних
занять з дисципліни "Геологія з основами
геоморфології"

Рекомендовано
вченою радою університету
як навчальний посібник для студентів
напряму підготовки – екологія, охорона навколишнього середовища та
збалансоване природокористування

Одеса 2014

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЇ.
ПРАКТИКУМ**

Навчальний посібник до лабораторних
занять з дисципліни "Геологія з основами
геоморфології"

Затверджено
Каф. гідроекології
та водних досліджень
Протокол №
від “ ” “ ” 2014 р.

Затверджено
Метод. комісія
природоохоронного. факультету
Протокол №
від “ ” “ ” 2014 р.
Чугай А.В.

Затверджено
Метод. рада інституту
від “ ” “ ” 2014 р.
Голова метод. комісії
Хохлов В.М.

Одеса 2014