

ЛЕКЦІЯ №3

ТЕМА: ГІРСЬКІ ПОРОДИ ТА ЇХ КЛАСИФІКАЦІЯ. ОСНОВНІ ЕТАПИ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ ЗЕМЛІ ТА ЇЇ РЕЛЬЄФУ. ПРОЦЕСИ ВНУТРІШНЬОЇ ГЕОДИНАМІКИ-ЕНДОГЕННІ ПРОЦЕСИ ТА ЇХ РОЛЬ У ФОРМУВАННІ РЕЛЬЄФУ. МАГМАТИЗМ І ФОРМИ ЙОГО ПРОЯВУ. МЕТАМОРФІЗМ, ФОРМИ ЙОГО ПРОЯВУ ТА РЕЛЬЄФОТВОРНЕ ЗНАЧЕННЯ.

План лекції:

1. Визначення поняття гірські породи.
2. Класифікація гірських порід.
3. Характеристика основних етапів геологічного розвитку Землі.
4. Особливості рельєфу Землі.
5. Ендогенні процеси та їх роль у формуванні рельєфу.
6. Форми прояву магматизму.
7. Форми прояву метаморфізму.
8. Роль магматизму і метаморфізму у формуванні рельєфу.
9. Тектонічні рухи та їх вплив на формування рельєфу.
10. Землетруси та їх вплив на формування рельєфу.

Основні поняття:

Гірські породи, мінеральні агрегати, геологічний розвиток, рельєф, ендогенні процеси, магматизм, метаморфізм, осадові породи, магма, лава, інтрузивні і ефузивні тіла, вулкан, метаморфізм, сейсмічні явища, землетруси, тектонічні рухи, періоди розвитку Землі, методи вивчення віку Землі, геохронологія, вулканічна бомба.

В земній корі та на її поверхні під дією різноманітних геологічних процесів сформувалися і продовжують формуватися різноманітні асоціації мінералів, які одержали назву “гірські породи”.

Гірські породи - це природні мінеральні агрегати, які складають літосферу Землі у вигляді самостійних геологічних тіл. Традиційно, під гірськими породами розуміють тільки тверді тіла, хоча в ширшому розумінні до них також відносять воду, нафту, природні гази. Вважається, що гірськими породами складені верхні оболонки планет земної групи, а також Місяць та астероїди.

Залежно від умов формування, серед гірських порід виділяють три основні генетичні групи:

а) магматичні породи, які утворилися в процесі кристалізації або застигання складного природного розплаву - магми (лави);

б) осадові породи, які утворилися за рахунок механічного, хімічного і біологічного процесів в приповерхневій зоні земної кори;

в) метаморфічні породи, формування яких пов'язане з переродженням (перекристалізацією) первинних осадових або магматичних гірських порід на відповідних глибинах земної кори під впливом різноманітних фізико-хімічних факторів.

Незважаючи на відокремленість виділених вище трьох основних груп гірських порід, деякі з них пов'язані між собою перехідними групами. Так, магматичні та осадові породи мають проміжну групу вулканічно-уламкових порід. Крім того, як магматичні, так і осадові породи можуть бути різною мірою метаморфізованими, аж до повного переплавлення.

Магматичні та метаморфічні гірські породи складають близько 90% об'єму земної кори, решта 10% припадає на долю осадових гірських порід, але вони займають близько 75% площі земної поверхні.

Практичне значення гірських порід надзвичайно велике. З ними генетично пов'язані більшість рудних і нерудних корисних копалин, в тому числі вода, нафта і газ. Часто гірські породи самі є корисними копалинами, тобто об'єктами розробки. Це різноманітні будівельні матеріали (піски, гравій, вапняки, граніти, базальти та ін.), апатити, фосфорити, різноманітні солі. Крім того, всі види господарської діяльності відбуваються на поверхні геологічного середовища, яке складається з різноманітних гірських порід.

Магматичні гірські породи

Джерелом утворення магматичних гірських порід є магма або лава.

Магма - це розплавлена вогняно-рідинна маса, переважно силікатного складу, яка виникла в земній корі або верхній мантиї та утворила при застиганні магматичні гірські породи. Магма – складний розчин великої

кількості хімічних елементів і сполук, серед яких переважають Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, O, H, S, Cl, P. Кристалізація цих компонентів може проходити як в надрах Землі, так і на її поверхні.

В вулканічних областях магма досягає земної поверхні і виливається у вигляді лави. Вона утворює в жерлах вулканів екструзивні тіла або викидається з газами у вигляді попелу. Останній, у суміші з уламками бокових порід та осадовим матеріалом, формує різноманітні туфи.

Лава - це гаряча рідина або повністю розплавлена маса гірських порід, вилита або витиснута на поверхню Землі під час вулканічного виверження. Вона відрізняється від магми відсутністю летких компонентів, деякими геологічними і фізико-хімічними властивостями.

Магматичні маси, що застигають на глибині, утворюють різні за формою і розмірами інтрузивні тіла. За розмірами вони бувають від дрібних, що виповнюють тріщини, до величезних масивів, які охоплюють площу в багато тисяч кв. км. Серед вилитих на поверхню вулканічних гірських порід, переважають базальти, а серед сформованих на глибині - граніти.

Гірські породи, що утворилися при кристалізації магми на глибині, одержали назву **інтрузивних**. Породи, які утворилися в результаті затвердіння лави на поверхні Землі або на незначних глибинах, названі **ефузивними**. Окремо виділяють, так звані, жильні породи. Їх формування пов'язане з проникненням магми по тріщинах у бокові породи.

Природні магми мають різний хімічний склад. Однак склад початкової магми остаточно не відомий. Деякі вчені вважають, що початковою була базальтова магма, з якої в процесі еволюції виникають всі інші типи магми. Інші вважають, що спочатку існували два типи магми - гранітна і базальтова.

Мінеральний склад магматичних гірських порід тісно пов'язаний з їх хімічним складом. Одночасно він також залежить від умов формування окремої породи. Інтрузивні породи формуються на значних глибинах, що сприяє повільній і повній розкристалізації магми з утворенням цілої гами мінералів. Застигання лави, яка вилилась на поверхню Землі, призводить до

повної втрати летких компонентів, що сприяє швидкому застиганню. В більшості випадків утворюється склоподібна маса з незначною кількістю кристалічних вкраплень окремих мінералів.

Магма може зазнати перетворень і змінити свій склад, попадаючи в інші умови, ніж ті, в яких вона утворилась. Це призводить до утворення різних за мінеральним складом гірських порід. Диференціація магми може відбуватись до розкристалізації або в процесі кристалізації. Місцем диференціації може бути проміжне магматичне джерело або місце її застигання.

Магма - складний розчин, в якому випадання твердих фаз визначається законом діючих мас і розчинністю компонентів. Тому в багатій на алюмосилікати і лужні компоненти магмі, польові шпати виділяються раніше від темноколірних мінералів. А у сильно перенасичених кремнеземом - першим часто виділяється кварц. Навіть в магмі одного складу кристалізація змінюється залежно від температури, тиску і вмісту летких компонентів.

Детальне вивчення магматичних порід дозволило розробити відповідні класифікації. Найбільш обґрунтованими класифікаціями магматичних порід є класифікації, які базуються на хімічному і мінеральному складі. Одночасно всі класифікації відображають специфіку формування і умови утворення тієї чи іншої породи.

Головним компонентом, покладеним в основу хімічної класифікації магматичних інтрузивних та ефузивних гірських порід, є вміст в них SiO_2 . Залежно від вмісту SiO_2 всі магматичні породи об'єднують в чотири групи. Окремо виділяють групу лужних порід (таблиця 1.1).

Таблиця 1.1 - Класифікація магматичних гірських порід

№ п/п	Типи порід	Породи		Мінеральний склад
		інтрузивні	ефузивні	

I	Ультраосновні $\text{SiO}_2 < 45\%$	перидотити, дуніти, піро- ксеніти	підкрити, кім- берліти	олівін, піроксен, рудні мінерали, рідко рогова обманка
II	Основні $\text{SiO}_2 45 - 52\%$	габро, лабрадорити	базальти	основний плагіоклаз, піроксени, біотит, олівін
III	Середні $\text{SiO}_2 52 - 65\%$	діорити, квар- цеві діорити	андезити, андезитові порфіри	середній плагіоклаз, рогова обманка, слюди, калієвий польовий шпат
IV	Кислі $\text{SiO}_2 > 65\%$	граніти, гранодіорити	ріоліти, дарити	кварц, польові шпати, кислий плагіоклаз, слюди
V	Лужні $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} +$ $\text{Li}_2\text{O} 9 - 12\%$	нормальні сіє- ніти, лужні сієніти, ніфелінові сієніти	трахіти, трахітові порфіри, фоноліти	ніфелін, альбіт, ортоклаз, авгіт

Осадові гірські породи

Осадова гірська порода - це геологічне тіло, яке складається з мінеральних або органічних утворень, що сформувалося на поверхні суші або на дні водойми та існує в термодинамічних умовах, характерних для верхньої частини літосфери.

Вихідним матеріалом для утворення осадових гірських порід є продукти вивітрювання магматичних, метаморфічних і більш давніх осадових порід; продукти життєдіяльності організмів, вулканічної діяльності, випадання в осад хімічних сполук з атмосферних газів і води, космічного матеріалу.

Осадовий матеріал, що утворився на поверхні суші переміщується водою, вітром, льодом та іншими екзогенними факторами і поступає у водні басейни. В процесі переносу відбувається його диференціація за розмірами і густиною та часткове осадження на шляху перенесення.

Процес осадонакопичення являє собою комплекс механічних, фізичних, хімічних і біологічних перетворень, які відбуваються в декілька етапів - утворення осадового матеріалу, його перенесення, накопичення і перетворення в осадову гірську породу. Ці етапи називають *літогенезом*. Вони відбуваються за невеликий геологічний проміжок часу, який, в більшості випадків, не перевищує декілька десятків тисячоліть.

Наступна після літогенезу стадія називається стадією катагенезу. Вона, залежно від особливостей геологічного розвитку території, може тривати декілька сотень мільйонів і навіть мільярди років.

Осадові гірські породи складають близько 10% маси земної кори і покривають 75% поверхні Землі. Основне їх поширення - на материках (752 млн.км²), шельфах і континентальних схилах (158 млн. км³). На дно океанів припадає 190 млн. м³. В межах материків близько 20% об'єму осадових гірських порід залягають на платформах і 48% - в геосинкліналях. Товщина осадової оболонки коливається від часток метра до 10-15 км і можливо навіть більше. Але, в порівнянні з всім об'ємом Землі, це складає надзвичайно малу частину. Нижче осадових порід переважно залягають метаморфічні або магматичні породи.

Формування осадових гірських порід надзвичайно складний природний процес, який проходить в різних умовах і визначається різноманітними факторами та силами земного та космічного походження. Серед них головну роль відіграють тектонічні процеси, клімат, рельєф, життєдіяльність тварин і рослин та ін. Крім того, на утворення осадових гірських порід значний вплив здійснюють: газовий склад атмосфери, сольовий склад і мінералізація вод гідросфери, інтенсивність і форми прояву вулканічної діяльності, склад порід областей живлення та інші фактори.

Осадові гірські породи формуються за рахунок ряду компонентів, що виникають на різних стадіях літогенезу. Основними складовими частинами цих порід є уламкові, хемогенні, біогенні, вулканогенні, колоїдні та космічні компоненти. При цьому, осадові породи можуть включати одну, а найчастіше декілька відмічених складових частин. Найголовнішими з них є уламкова, хемогенна, біогенна, а в давніх відкладах і вулканогенна складові. Роль космічного матеріалу в процесі породоутворення невелика і характерна для порід геосинклінальних областей.

Названі компоненти перебувають у різних поєднаннях та кількісних співвідношеннях, навіть при однаковому хемогенному, біогенному або уламковому походженні. Ця обставина викликає суттєві труднощі при систематизації осадових порід. До сьогоднішнього дня поки що не існує єдиної схеми їх класифікації. Тому, найчастіше застосовується поділ осадових гірських порід, в основу якого покладено умови утворення, структуру і склад основної частини породи. Виділяють три основні групи осадових порід - уламкові, хемогенні та органогенні (таблиця 1.2).

Якщо порода складається з декількох складових частин, то основою для її належності до конкретної групи є кількісне співвідношення між цими частинами. До уламкових належать породи, в яких уламковий матеріал складає понад 50%. До хемогенних і біогенних – породи із вмістом хімічних і біогенних компонентів понад 50%.

Таблиця 1.2 - Класифікація осадових гірських порід

Уламкові породи					
Підгрупи порід	Розмір уламків, мм	Рихлі		Зцементовані	
		округлі	кутоваті	округлі	кутоваті
Грубоуламкові (псефіти)	>1000	Глиби	Глиби	Глиб. конглом	Глибова брекчія
	1000-500	Валун крупний	Валун крупний	Валунний конгл	Валунна брекч

	500-250	Валун середній	Валун середній		
	250-100	Валун дрібний	Валун дрібний		
	100-50	Галька крупна	Щебінь крупний		
	50-25	Галька середня	Щебінь середній	Гальковий конгломерат	Щебнева брекчія
	25-10	Галька дрібна	Щебінь дрібний		
	10-5	Гравій крупний	Дресва крупна	Гравеліт крупний	Дресвіт крупний
	5-2,5	Гравій середній	Дресва середня	Гравеліт середній	Дресвіт середній
	2,5-1,0	Гравій дрібний	Дресва дрібна	Гравеліт дрібний	Дресвіт дрібний
Середньо- уламкові, піщані (псаміти)	1,0-0,5	Пісок крупнозер		Пісковик крупнозер	
	0,5-0,25	Пісок се- редньозер.		Пісков се- редньозер.	
	0,25-0,1	Пісок дрібнозер.		Пісковик дрібнозер.	
Дрібно- уламкові (алеврити)	0,1-0,05	Алеврит крупнозер		Алевроліт крупнозер	
	0,05-0,025	Алеврит середнзер.		Алевроліт середнзер.	
	0,025-0,01	Алеврит дрібнозер.		Алевроліт дрібнозер.	

Тонко-уламкові,	0,01-0,001	Глина груба		Аргіліт грубий	
глинисті (пеліти)	<0,001	Глина тонка		Аргіліт тонкий	

В кожному із основних генетичних типів порід поділ на більш дрібні категорії проводиться за додатковими ознаками. В уламкових породах цими ознаками є структурні особливості (розмір і форма уламків); в хемогенних та органогенних - хімічний склад, кількісне співвідношення складових частин, структура, комплекс і ступінь збереженості органічних залишків.

Метаморфічні гірські породи

Назва “метаморфізму” походить від грецького слова "метаморфоз", що означає переродження. Отже, метаморфічні гірські породи утворюються в результаті значної переробки осадових і помірною переробкою магматичних гірських порід в надрах земної кори. Ці переродження супроводжуються сильною або незначною перекристалізацією порід в твердому стані, переважно без суттєвого розплавлення порід метаморфізації.

Метаморфічні породи мають досить широке розповсюдження в земній корі. Вони є основною складовою частиною найдавніших утворень, в тому числі й більшості древніх гірських систем. З цим типом гірських порід генетично пов'язані родовища урану, золота, молібдену, вольфраму, заліза, дорогоцінного і технічного каменю, керамічної та діелектричної сировини та ін. Процеси формування метаморфічних гірських порід відбуваються під впливом високих температур, тисків та циркуляції водних і газових розчинів.

Температура. На основі сучасних досліджень вважають, що метаморфізм відбувається при температурах від 300-400⁰С до 800-1000⁰С.

Тиск відіграє надзвичайно важливу роль при метаморфізмі. Швидкість зростання тиску з глибиною, головним чином, залежить від середньої густини вищезалігаючих порід і становить 25-30 МПа на 1 км глибини. При

цьому, тиск може бути одностороннім (стрес) і всестороннім (гідростатичним).

Підвищення температури в зонах метаморфізму сприяє прискоренню хімічних реакцій в декілька сотень разів, збільшує ступінь ізоморфної змішуваності, призводить до розпаду кристалічних ґраток нестійких при цих умовах мінералів і формування більш стійких. Все це обумовлює перекристалізацію одних мінералів і появу інших. Багато мінералів, які в своєму складі мають воду, вуглекислий газ, хлор, бор, гідроксильну групу та інші легкорухомі компоненти, розкладаються і перетворюються у тверду і газоподібну форми.

Метаморфізм гірських порід, залежно від факторів, що переважають, поділяють на такі типи: *локальний*, який охоплює порівняно невеликі ділянки земної кори; *регіональний*, який охоплює значні території земної кори.

Метаморфічні породи належать до гірських порід, які за своїм зовнішнім виглядом і фізичними властивостями різко відрізняються від магматичних і осадових. Це пов'язано з тим, що первинні магматичні чи осадові породи, переходячи в метаморфічні, практично повністю змінюють свій зовнішній вигляд і ознаки. Особливо це стосується текстури і структури, характеру розподілу окремих мінералів в об'ємі та частково інших фізичних властивостей.

В основу класифікації метаморфічних гірських порід покладено ряд ознак, серед яких найважливішими є: хімічний і мінеральний склад, структура, текстура, види метаморфізму. Мінеральний склад дає змогу встановити тиск і температуру метаморфізму; структурні і текстурні особливості - глибину і способи метаморфізму; хімічний склад - характер первинних порід. Отже, основу класифікації метаморфічних порід складають типи метаморфізму.

Серед порід локального метаморфізму виділяють глинисті сланці, роговики, мармур, брекчії, вторинні кварцити, скарни тощо. Породи

регіонального метаморфізму представлені гнейсами, амфіболітами, кварцитами, граніто-гнейсами та ін.

Основні етапи геологічного розвитку Землі та її рельєфу.

В процесі розвитку цивілізації людину постійно цікавив вік Землі, її будова, походження, причини геологічних явищ і процесів. Робилось багато спроб визначення віку Землі, вцілому, та її основних структурних підрозділів. Але тільки поступове накопичення потрібних знань дозволило встановити геохронологічну послідовність та час геологічних подій відповідно до основних етапів розвитку планети. В результаті, в історії формування і розвитку Землі та геологічного субстрату почали виділяти *догеологічний* і *геологічний* періоди. *Догеологічний* період охоплює проміжок часу від моменту виникнення Землі, як планети, до початку формування земної кори. *Геологічний* період охоплює проміжок часу від початку формування земної кори до сьогодення, коли на земній кулі основну роль почали відігравати ендегенні та екзогенні процеси, що перетворюють закладені раніше елементи геологічної будови.

Складний й довготривалий період розвитку земної кори можна відтворити на основі вивчення її речовинного складу, форм залягання мінеральних мас, структурних форм геологічних тіл, залишків рослинного і тваринного світу, що збереглися в товщі гірських порід земної кори.

Для визначення вікових взаємопоеднань гірських порід і структурних форм, в геології користуються *відносною* та *абсолютною системою геологічного літочислення*. Відносне літочислення визначає вік геологічних об'єктів і послідовність їх утворення за допомогою стратиграфічних методів. Абсолютне літочислення визначає час виникнення гірських порід, прояву геологічних процесів, їх тривалість в астрономічних одиницях (роках) радіологічними методами.

Методи визначення *відносного* віку гірських порід базуються на їх порівняльному аналізі та виявленні більш давніх і більш молодих гірських порід. Ці методи не дають змоги встановити тривалість геологічного

формування, але з високою точністю визначають відносний вік сумісно залягаючих порід. Відносна геохронологія використовує стратиграфічний, палеонтологічний та петрографічний методи.

Стратиграфічний метод базується на вивченні послідовності залягання шарів гірських порід в геологічному розрізі. При цьому, приймається, що нижній шар утворився раніше і є більш давній, ніж розташовані над ним шари. Це правило справедливе для непорушеного (первинного) залягання шарів гірських порід. Часто первинне залягання шарів може бути змінене тектонічними рухами. Шари можуть зім'ятися у складки, розірватися і переміститися один відносно одного на значні відстані. Тому, метод можна застосовувати тільки в тому випадку, коли в розрізі кожний нижче залягаючий пласт узгоджено перекривається вище залягаючим без розмиву і пов'язаний з ним поступовим переходом. Метод практично непридатний для районів сильної складчатості, насувів та інших тектонічних дислокацій.

Палеонтологічний метод базується на вивченні скам'янілих залишків вимерлих тварин і рослин, які існували на час утворення гірських порід, що їх містять. В основі методу лежить закон незворотності еволюції органічного світу. Організм ніколи не може повернутися до передпредкового стану, навіть тоді, коли він знаходиться в умовах, близьких до умов існування його предків. Порівняння скам'янілих залишків дає змогу встановити процес розвитку органічного світу і виділити в геологічній історії Землі ряд етапів з характерними видами рослин і тварин. Подібність керівних видів скам'янілостей в шарах гірських порід на різних територіях дозволяє допустити аналогічні фізико-географічні умови їх утворення. А знаючи абсолютний вік існування тих чи інших форм живих організмів, можна перейти до визначення абсолютного віку утворення конкретних шарів гірських порід.

Цей метод широко застосовують в геології. Він дає можливість визначити вік будь-яких шарів, які містять залишки скам'янілих організмів,

незалежно від порушеності залягання гірських порід і відстані між територіями вивчення. Особливо важливе значення він має при стратиграфічному розчленуванні однорідної товщі гірських порід, що мають порівняно однаковий склад на значній території (флішові відклади). Застосування методу неможливе тільки у випадку відсутності залишків рослин і тварин, тобто у, так званих, "німих" товщах гірських порід.

Петрографічний метод базується на виділенні шарів або групи шарів, які відмінні від підстеляючих чи перекриваючих пластів. Відмінності встановлюють за кольором, речовинним складом, структурними і текстурними особливостями, включеннями, піщанистістю, глинистістю та іншими петрографічними показниками. На основі характерних особливостей в розрізі встановлюють найбільш помітні, відмінні від інших шари і пачки шарів. Наприклад, серед ритмічного чергування темно-сірих аргілітів і глинистих сланців зустрічаються пласти роговиків або туфітів, а серед монолітної товщі пісковиків - прошарки конгломератів, доломітів або строкатих аргілітів. Такі шари або пачки шарів можуть поширюватися на значних площах. Вони отримали назву "маркуючих горизонтів". За їх допомогою вдається порівняти геологічні розрізи між собою і побудувати зведений розріз для окремої площі, району або навіть цілого регіону. Однак, маркуючі горизонти, при простяганні на великі відстані, можуть змінювати свій літологічний склад і вік. Тому, застосування методу, при співставленні віддалених один від одного розрізів, може призвести до помилок при встановленні відносного віку окремих шарів і прошарків однієї і тієї ж товщі порід.

Не дивлячись на вказані недоліки цього методу, він є досить надійним при вивченні метаморфічних і магматичних порід. Без нього практично неможливо визначити відносний вік гнейсів, кварцитів, гранітів, діоритів та інших гірських різновидів.

Різновидом петрографічного методу є **мінералогічний метод**, що полягає у порівнянні за мінералогічними асоціаціями, ступенем діагенезу і

метаморфізму шарів і пачок шарів (горизонтів). Застосовується він виключно на обмеженій площі при умові, що геологічний розвиток земної кори відбувався завдяки абсолютно однаковим процесам.

Абсолютна геохронологія визначає вік гірських порід в роках. Визначення віку проводиться за вмістом продуктів розпаду радіоактивних хімічних елементів, що містяться в гірських породах і мінералах. Процес розпаду проходить з постійною швидкістю протягом геологічної історії розвитку Землі. В результаті радіоактивного розпаду з'являються атоми стійких елементів, які не піддаються подальшому розпаду. Їх кількість збільшується відповідно до віку гірських порід. Різні елементи розпадаються з різною швидкістю, а тому розроблено декілька методів визначення віку гірських порід та створено шкалу абсолютного літочислення історії Землі.

Провідними методами ядерної геохронології є: **радіовуглецевий, калій-аргоновий, стронцієвий та свинцево-урано-торієвий.**

Радіовуглецевий метод застосовують для визначення віку гірських порід в межах до 60 тис. років. В атмосфері встановилась постійна концентрація атомів радіоактивного вуглецю ^{14}C з періодом напіврозпаду понад 5700 років. Рослини і тварини, в процесі життєдіяльності, засвоюють його в такій концентрації, в якій він знаходився в атмосфері у певний період. Після їх відмирання обмін речовин припиняється, а концентрація вуглецю в залишках організмів починає зменшуватися у зв'язку з його розпадом. Заміряючи вміст, можна встановити вік органічних залишків і, відповідно, гірських порід та час різних геологічних та історичних подій. За допомогою даного методу встановлено епохи зледеніння в Європі та в Північній Америці.

Калій-аргоновий метод базується на визначенні вмісту радіоактивного аргону в калієвих мінералах. Оскільки відомо, що в процесі самочинного розпаду калію, 11% атомів ^{40}K переходять в аргон ^{40}Ar , а решта 89% - в ізотоп кальцію ^{40}Ca , вік мінеральних утворень при цьому визначається за величиною співвідношення $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$. Чим більше це співвідношення, тим

старший об'єкт, який вивчається. Однак радіогенний аргон відносно швидко виділяється із багатьох гірських порід. Тому цей метод застосовується переважно для визначення абсолютного віку осадових порід, які досить надійно затримують в собі радіогенний аргон. Крім того, можливості його застосування обмежуються температурою і тиском. Якщо породи піддавались нагріванню (понад 300°C) і високому тиску, то його застосування для визначення абсолютного віку гірських порід недоцільне.

Стронцієвий метод базується на розпаді рубідію ^{87}Rb і перетворенні його в ізоотп стронцію ^{87}Sr , якого за всю історію геологічного розвитку Землі накопичилось трохи більше 7%. Ізотоп ^{87}Rb присутній переважно у вигляді домішок в калієвих мінералах. Найчастіше це: польові шпати, слюди, біотит, мусковіт, лепідоліт. Абсолютний вік гірських порід цим методом визначають порівнюючи співвідношення цих ізоотпів з еталоном, який має нерадіогенне походження.

Стронцієвий метод переважно використовується для встановлення абсолютного віку вивержених магматичних порід, а також вапняків осадових гірських порід.

Свинцево-урано-торієвий метод використовується в різних варіантах і на сьогодні залишається одним з найбільш досконалих методів визначення абсолютного віку гірських порід. Баується він на тому, що свинець і гелій є кінцевими продуктами розпаду урану і торію. Для визначення віку за свинцем використовують мінерали: монацит, циркон, ураніт та ортіт, які зустрічаються в магматичних породах. Вік порід встановлюється за трьома ізоотпними співвідношеннями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{U}$, що дає можливість контролювати співставимість одержаних результатів.

Відхилення значень віку, обчисленого за допомогою цих співвідношень, переважно невеликі і дають змогу достовірно визначити абсолютний вік вивержених і метаморфічних гірських порід, для яких інші методи не дають результатів.

Широке застосування радіологічних методів дозволило визначити абсолютний вік практично всіх гірських порід та послідовно розмістити їх згідно часу утворення. Крім цього, вдалося встановити абсолютний вік найдавніших порід планети (чарнокіт), що складає близько 4,5 млрд. років. Однак належить зазначити, що максимальний вік для більшості гірських порід планети становить 3,6-3,8 млрд. років. Одночасно вік древніх гірських порід Місяця сягає 4,5 млрд. років. Закономірно, що найдавніші породи планети зазнали суттєвих змін під впливом різних геологічних процесів за тривалий період розвитку Землі.

Дані абсолютної геохронології та аналіз багатогранних форм розвитку органічного світу на нашій планеті дали можливість систематизувати гірські породи за віком та стратиграфічним положенням. Результатом систематизації стало складання загальноприйнятої *геохронологічної шкали*.

Геохронологічна шкала являє собою послідовний ряд геохронологічних еквівалентів загальних стратиграфічних підрозділів та їх таксономічної підпорядкованості. Вони визначають етапи розвитку Землі та її органічного світу. Назви стратиграфічних і геохронологічних одиниць в шкалі є міжнародними. Вони затверджені на II і III сесіях Міжнародного геологічного конгресу в 1881 і 1900 рр.

Підрозділи, що характеризують час, в геохронологічній шкалі відповідають певному рангу стратиграфічних підрозділів. Нижче наводяться стратиграфічні і геохронологічні підрозділи (таблиця 1.3).

Стратиграфічні підрозділи застосовуються для позначення комплексу шарів гірських порід, а геохронологічні - для позначення часу, протягом якого ці комплекси шарів накопичувались.

В історії розвитку Землі виділяють два основні стратиграфічно-вікові підрозділи - криптозой і фанерозой, - що зветься *еони*.

Таблиця 1.3 – Підрозділи геохронологічної шкали

Стратиграфічні	Геохронологічні
----------------	-----------------

Еонотема	Еон
Група (еротема)	Ера
Система	Період
Відділ	Епоха
Ярус	Вік

Криптозой - найдавніший етап в історії розвитку земної кори та утворення найдавніших порід з ізотопним віком понад 3,5 млрд. років. Протягом криптозою активно проявлялися тектонічні деформації земної кори. Вони складають фундамент Східноєвропейської платформи і виходять на поверхню в межах Українського щита.

Відповідно до стратиграфічної шкали, криптозой поділяють на архей і протерозой.

Архей - найдавніший відрізок часу формування земної кори або нижній з двох стратиграфічних підрозділів криптозою (докембрію). Нижня геохронологічна межа архею становить 3650 млн. років, а верхня (з протерозоем) - 2600 млн. років.

Протерозой - давній етап формування земної кори або верхній з двох стратиграфічних підрозділів криптозою. Його нижня геохронологічна межа становить 2600 млн. років (кінець архею), а верхня - 570 млн. років. Для раннього протерозою характерне глобальне розширення континентальної земної кори, утворення глибинних розломів і рифтів та магматична діяльність. Протягом пізнього протерозою формувався осадовий покрив, утворений породами, близькими за складом до фанерозойських. Подекуди породи деформовані внаслідок активних складкоутворюючих процесів байкальської епохи.

Фанерозойський етап охоплює 570 млн. років. Його поділяють на *палеозойську, мезозойську і кайнозойську ери*, базуючись на еволюції органічного світу, характері геологічних процесів і особливостей

формування рельєфу земної поверхні. Кожний з підрозділів поділяється на більш дрібні етапи (*періоди*), які виділені на основі аналізу палеонтологічних даних.

Протягом геологічної історії розвитку Землі, періоди відносного спокою тектонічного розвитку літосфери неодноразово змінювались епохами активного вулканізму і гороутворення. Найбільш помітні наслідки в геологічній будові і рельєфі залишили байкальська, каледонська, герцинська, мезозойська та альпійська фази складчастості.

Всі епохи складчастості являють собою закінчені тектонічні цикли. На початку кожної епохи проходило опускання значних територій і затоплення суші морем. В морських умовах накопичувались товщі осадових гірських порід. Потім відбувались висхідні тектонічні рухи, які призводили до відступання моря. Закінчувався тектонічний цикл зім'яттям порід у складки і гороутворенням. Тектонічні рухи супроводжувались розривами і розломами літосфери, інтрузивним та ефузивним вулканізмом, який досягав найбільшої інтенсивності в період гороутворення в геосинкліналях. Після кожної такої епохи площа платформ збільшувалась внаслідок приєднання до них геосинклінальних областей, які в результаті тектонічного розвитку набули жорсткості, властивої континентальним платформам.

Періоди – це відрізок часу, протягом якого утворились відклади, що містять типові для цього часу види органічних форм. Комплекс порід, що утворились протягом конкретного періоду називається **системою**. Назви періодів (систем) здебільшого пов'язані з назвою тієї місцевості, де відповідні відклади були вперше описані. Іноді їх назву визначає склад домінуючих порід. Так, наприклад, девонську систему названо на честь графства Девоншир в Англії, пермську - за назвою Пермської області Російської Федерації, кам'яновугільну - за широким поширенням в її відкладах кам'яного вугілля, крейдову - за наявністю в ній значних відкладів звичайної крейди.

Підрозділи стратиграфічної шкали переважно мають ті ж назви, що й підрозділи геохронологічної шкали. Так, палеозойській ері відповідає палеозойська група порід, а протягом юрського періоду утворилась юрська система відкладів. Однак назви відділів переважно не співпадають з назвами епох. При поділі періодів на три епохи здебільшого застосовують назви: пізня, середня і рання. Стратиграфічно кожній з цих епох відповідають відділи - верхній, середній і нижній. При поділі на дві епохи вони мають назви пізня і рання, а відділи – верхній і нижній, згідно з послідовністю їх залягання в земній корі.

Стратиграфічне дослідження в певній місцевості розпочинають на конкретному розрізі осадових або вулканогенних порід. За допомогою різних методів виділяють і прослідковують природні геологічні тіла, вивчають послідовність їх залягання у розрізі і зміну літологічного складу в плані, складають місцеву стратиграфічну схему.

Основним підрозділом місцевої схеми є **світи**, які поділяються на **підсвіти**. Дві або більше світ, які характеризуються загальними ознаками, об'єднуються у **серії** і мають свою назву. Комплекс об'єднує дві або більше серій і також має свою власну назву. Місцеві стратиграфічні підрозділи відповідають реальним геологічним тілам. Їх наявність не залежить від порівняння з підрозділами загальної шкали і замінюватися цими підрозділами не можуть.

Для геологічного району, великого палеобасейну седиментації або палеогеографічної області встановлюються регіональні стратиграфічні підрозділи. Основною одиницею в цьому випадку є **горизонт**, який являє собою сукупність одновікових світ. В більшості випадків горизонт називається за назвою однієї з характерних світ.

Процеси внутрішньої геодинаміки–ендогенні процеси та їх роль у формуванні рельєфу.

Геологічні процеси, які проходять в надрах Землі, мають назву *ендогенних*. Вони відбувалися і відбуваються за рахунок теплової енергії Землі починаючи з часу її появи.

Ендогенні процеси проявляються через магматизм, виверження вулканів, метаморфізм, землетруси та деформацію земної кори тощо. При цьому, відбувається не тільки значний перерозподіл мінеральної речовини у верхніх оболонках Землі та перехід її з одного стану в інший, але й пересування величезних мас гірських порід і продуктів геологічної діяльності на значні відстані. Про інтенсивність ендогенних процесів свідчать потужні виверження вулканів, землетруси, гороутворення, виникнення тріщин на поверхні Землі тощо.

Глибинне тепло Землі переважно має радіоактивне походження. Відповідна кількість тепла виділяється й при гравітаційній диференціації. Безперервна генерація в надрах Землі призводить до виникнення теплових потоків, спрямованих до поверхні.

На деяких глибинах в надрах Землі при сприятливому поєднанні речовинного складу, температури і тиску, можуть виникати джерела і зони часткового розплаву. Таким шаром у верхній частині є астеносфера - основне джерело утворення магми. В ній можуть виникати конвекційні потоки, які служать основною причиною проявлення вертикальних і горизонтальних рухів в літосфері. Конвекційні процеси в масштабах всієї мантії приводять до загальнопланетарних горизонтальних переміщень літосферних плит.

Під впливом теплового потоку або безпосереднього тепла, привнесеного піднятою глибинною магмою, виникають, так звані, корові джерела магми у самій земній корі. Досягаючи приповерхневих частин кори, магма поступає в них у вигляді різноманітних за формою інтрузивів або виливається на поверхню, утворюючи вулкани.

Гравітаційна диференціація призвела до розшарування Землі на геосфери різної густини. На поверхні Землі вона проявляється через тектонічні рухи, які, в свою чергу, призводять до тектонічних деформацій

порід земної кори і верхньої мантії. Накопичення й наступне розвантаження тектонічних напруг вздовж активних розломів призводить до землетрусів.

Ендогенні геологічні процеси змінюють не тільки речовинний склад цілих регіонів земної кори, але й рельєф самої поверхні. Залежно від форм прояву, ендогенні геологічні процеси поділяють на чотири групи: 1) магматогенні; 2) метаморфогенні; 3) тектоногенні; 4) землетруси. Нижче приводиться коротка характеристика названих процесів і описуються форми рельєфу, що утворюються внаслідок їх прояву.

Магматизм і форми його прояву.

Магматизм - це сукупність геологічних явищ, пов'язаних з виплавленням магми, її еволюцією, переміщенням, взаємодією з твердими породами і застиганням. Магматизм - це один з найважливіших проявів глибинної активності Землі.

Головним фактором магматичних процесів або магматизму є **магма**, яка являє собою розплавлену вогняно-рідинну масу переважно силікатного складу. Магма виникає в земній корі або верхній мантії й утворює при застиганні магматичні гірські породи. В окремих випадках бувають магматичні розплави несилікатного складу, наприклад, лужно-карбонатного або сульфідного.

Магма - складний розчин великої кількості хімічних елементів, серед яких переважають Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, O, H, S, Cl, P. Поряд з типовими катіонами в магмі знаходяться аніони, які представлені переважно сполуками кремнію з киснем на основі, так званого, тетраедра (SiO_4). Наявність Ti, Al і деяких інших елементів призводить до утворення більш складних комплексних аніонів. Крім того, магматичний розплав містить сульфідні і сполуки типу триоксиду заліза, атоми окремих металів і молекули розчинних газів.

У вулканічних областях магма, досягаючи земної поверхні, виливається у вигляді **лави**. В жерлах вулканів вона утворює екструзивні тіла або викидається разом з газами у вигляді попелу. В подальшому, разом з

уламками гірських порід та осадовим матеріалом лава формує різноманітні туфи. Магматичні маси, які застигають на глибині, утворюють різноманітні за формою і розміром інтрузивні геологічні тіла - від малих (що заповнюють тріщини), до величезних масивів з площами поширення в плані до багатьох тисяч квадратних кілометрів. Серед гірських порід, що утворились з магми на поверхні переважають базальти, а на глибині - граніти.

В сучасну геологічну епоху процеси магматизму активно проявляються в межах Тихоокеанського вулканічного кільця, серединно-океанічних хребтів, рифтових зон Африки і Середземномор'я. Рух магми в земній корі цих регіонів пояснюється рядом факторів. Це: наявність в земній корі різноманітних розривних порушень, які простягаються на сотні кілометрів в довжину і десятки кілометрів на глибину; процеси гороутворення в окремих регіонах, які призводять до зім'яття в складки гірських порід і до виникнення ослаблених зон, по яких проникає розплавлена магма. Суттєвим фактором проникнення магми у верхні горизонти земної кори є переробка гірських порід, які контактують з магматичним джерелом.

Характерною особливістю інтрузивного магматизму є те, що він відбувається на значних глибинах у закритій термодинамічній системі, яка сприяє повній і повільній розкристалізації магми. Початком розкристалізації магми вважається її рух у верхні горизонти земної кори. Форми прояву магматизму залежать від геологічних умов утворення та просування магми і тісно пов'язані з тектонічними рухами земної кори. Якщо магма не досягає поверхні Землі, а застигає всередині земної кори, то утворюються глибинні магматичні тіла - *інтрузії*.

Головною причиною різноманітності магматичних гірських порід є кристалізаційна диференціація. Це підтверджено петрографічними спостереженнями та експериментальними дослідженнями. Основними причинами, які призводять до утворення і відділення кристалів від розплаву, є відтиснення розплаву від кристалів під дією тектонічних сил і під дією сили тяжіння. При розкристалізації магми процес гравітаційного фракціонування є

основним. Він базується на послідовній кристалізації силікатів, починаючи від найбільш тугоплавких і важких та закінчуючи легкоплавкими і легкими.

Ефузивний магматизм, на відміну від інтрузивного, проявляється в областях подрібненої земної кори та в зонах розломів, по яких магма піднімається вгору і виливається на поверхню Землі. Процес виходу магми на денну поверхню називається **вулканізмом**. А процес перетворення рідкої і рухомої магми в важку і менш рухому лаву обумовлений активною дегазацією на поверхні та втратою летких хімічних елементів.

В результаті вулканічної діяльності на поверхні Землі формуються своєрідні утворення, які одержали назву **вулканів**. Вони, як правило, виникають в певних областях планети, що об'єднані в величезні зони активного вулканізму.

Вулкани - це геологічні споруди, які виникли над каналами і тріщинами в земній корі, по яких відбувається виверження на земну поверхню магматичних розплавів, гарячих газів та уламків гірських порід. В середньому вулкани Землі виносять на її поверхню не менше 5-6 куб. км вулканічного матеріалу за рік, приблизно 80% якого викидають підводні вулкани і лише 20% - наземні.

Наземні вулкани переважно являють собою окремі конусоподібні гори з центральним кратером, що складені продуктами виверження. Розміри вулканів залежать від їх гіпсометричного положення. Максимальна відносна висота (перевищення вершини конуса над основою) для діючих вулканів досягає: в океанах до 9 км; в межах острівних дуг 6 км і в гірських системах до 3 км. Середня висота діючих на Землі вулканів становить 1750 м, а об'єм - 85 куб. км.

Основним елементом вулкану є його жерло, яке являє собою канал, що з'єднує верхню частину вулкану з глибинним магматичним джерелом. Через нього проходить винесення на денну поверхню магми-лави, насиченої різноманітними газами та уламками захоплених порід. Тіло вулкану складається виключно з продуктів виверження, які представлені вулканічним попелом, уламками гірських порід і продуктами застиглої лави (рис.2.1).

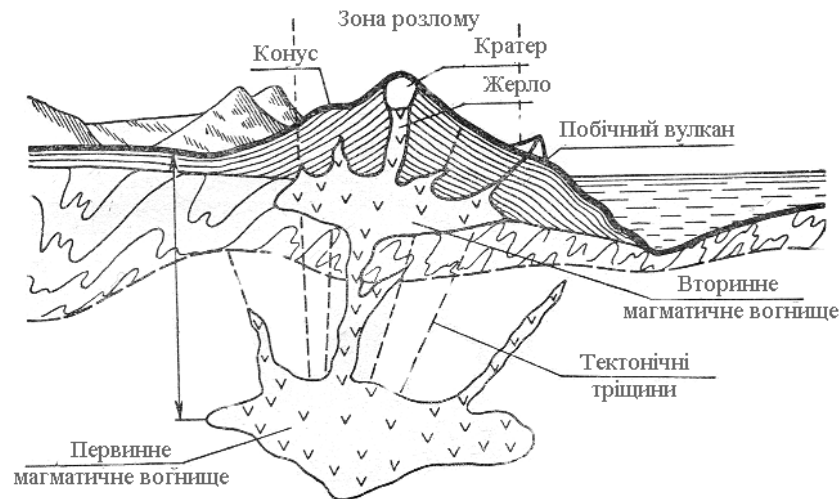


Рисунок 2.1 – Схема будови вулкану

Процес формування вулкану може супроводжуватися потужним вибухом газів або відбуватися спокійно. В першому випадку гази вивільняються при виверженні лави та одночасно викидають в атмосферу попутно захоплені частини лави і, подрібнені вибухом, вміщуючі гірські породи. Тіло вибухових вулканів переважно склепінчастоподібне і в більшості випадків асиметричне.

При спокійному утворенні вулкану відбувається, в основному, вилив лави, а тіло вулкану формується з продуктів її застигання. Форма таких вулканів має конусоподібний симетричний вигляд.

Формування вулканів лише в рідкісних випадках відбувається в процесі одного викиду. Переважна більшість вулканів формується в процесі багаторазових періодичних або спорадичних вивержень. Прояв вулканізму – одне з найграндіозніших геологічних явищ, які відбуваються на планеті. Їх

геологічне значення в історії розвитку земної поверхні надзвичайно велике. Встановлено, що жодна область нашої планети не формувалася без участі вулканічних процесів. Близько 35-40% території більшості країн світу сформувалось в результаті вулканічної діяльності. Окремі ж регіони планети (Ісландія, Гавайські острови, Японія та інші) на 80-90% складені вулканічними відкладами.

Отже, вулканічна діяльність на нашій планеті з різною інтенсивністю проявлялась в усі геологічні епохи. Вона продовжується і зараз. Всі сучасні вулкани на Землі поділяються на діючі, потенційно діючі, умовно згаслі та згаслі.

До діючих належать вулкани, які викидали продукти вулканізму або виділяли гарячу воду і гази за останні 3500 років історичного часу. Загальна кількість таких вулканів на Землі - 947. В процесі вулканічної діяльності на денну поверхню і в атмосферу виноситься величезна кількість різних мінеральних речовин у вигляді газоподібних, рідких і твердих продуктів.

Газоподібні продукти, або фумароли, мають високу температуру і різноманітний склад. Рідинні продукти - представлені лавою та водою. Тверді продукти виверження вулканів (пірокласти) являють собою уламки гірських порід і затверділої лави різної величини. При цьому, більші уламки розташовуються ближче до жерлової частини вулкану, а менші відносяться на певну відстань від конусу вулкану. Пиловидні тверді продукти можуть переноситися на значні відстані від кратера вулкану і утворювати вулканогенно-уламкові або пірокластичні породи.

Залежно від величини уламків, тверді продукти вулканічних вивержень поділяються на **вулканічні бомби, ланілі, вулканічний пісок і попіл**.

Вулканічна бомба - це застиглий уламок лави, викинутий під час виверження із жерла вулкану в рідкому стані. Форма вулканічних бомб залежить переважно від складу лави (рис. 2.2).

Лавілі – викинуті тверді уламки лави величиною до 1,5-3 см. Їх форма дуже різноманітна - краплеподібна, овальна, куляста та ін. Внутрішня будова суцільна або пухирчаста, часто шлакоподібна.

Вулканічний пісок - це тверді уламки-зерна величиною 1-5 мм. Зерна переважно мають ізометричну форму, кутоваті, щільні.

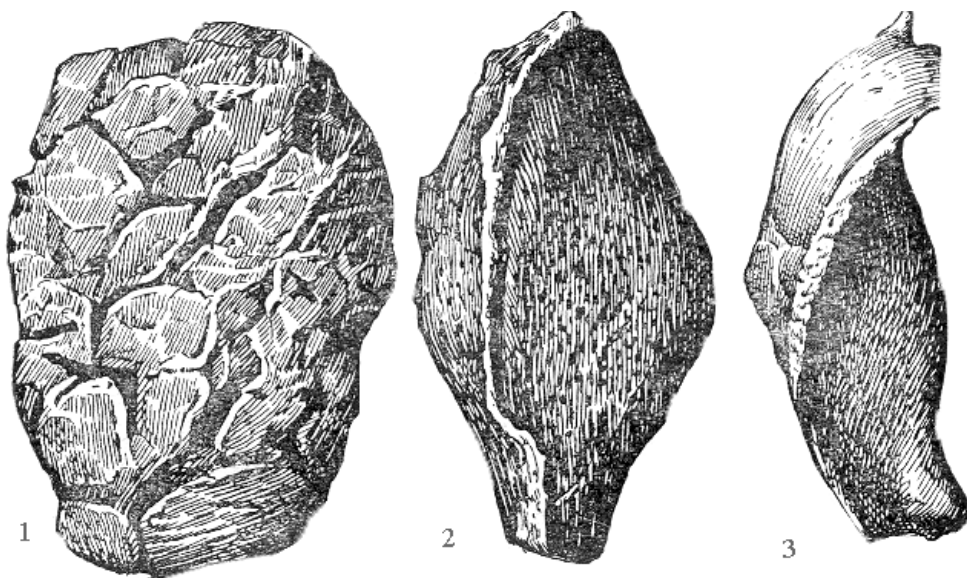


Рисунок 2.2 – Вулканічні бомби

1 – хлібоподібна; 2 – грушовидна; 3 - закручена

Вулканічний попіл - це пірокластичний матеріал з розміром частинок менше 2 мм, утворений в результаті подрібнення вулканічним вибухом виверженої застиглої лави і продуктів більш ранніх вивержень.

Тверді продукти вулканічних вивержень з часом ущільнюються, зцементовуються і перетворюються у щільні породи, які одержали назву пірокластичних ефузивних порід. Серед цих порід виділяють вулканічні туфи, туфіти, туфогенні пісковики і туфогенні конгломерати за характером уламків, їх кількістю, формою і складом цементу.

Залежно від місця формування розрізняють **наземні** і **підводні** вулкани.

Для наземних вулканів характерним є викид в атмосферу великої кількості вулканічної речовини і розсіювання її на значних територіях.

Виверження підводних вулканів переважно відбувається на материкових схилах і рідше в зонах океанічного ложа або шельфу.

Всі вулкани поділяються на тріщинні та вибухові за характером лавовивідних каналів і морфологічними особливостями вулканічних споруд.

Тріщинні вулкани пов'язані з глибокими тріщинами-розломами, які розсікають земну кору на багато сотень і навіть тисяч кілометрів. Наземна частина вулканів цього типу утворена серією склепінчастих підвищень і валів, навколо яких на значну відстань простягаються пласти застиглої лави.

Вибухові вулкани утворюються в місцях перетину магматичних потоків із величезними тріщинами в земній корі. При проникненні магми вони перетворюються у неправильної форми циліндричний канал, який називається вулканічним жерлом.

Сучасні діючі вулкани відомі в усіх основних геолого-структурних зонах і геологічних районах Землі. На початок 1980 р. на земній кулі було відомо 947 діючих вулканів, в т.ч. 139 підводних. Однак їх розподіл на поверхні Землі надзвичайно нерівномірний. Спостерігається пряма залежність між їх кількістю та тектонічною активністю структурно-геологічних регіонів. Найбільша кількість діючих вулканів із розрахунку на одиницю площі припадає на островні дуги (Камчатка, Курильські острови, Індонезія тощо) та гірські споруди Південної та Північної Америки. Тут знаходяться також і найбільш активні вулкани світу, що характеризуються найбільшою частотою вивержень.

Якщо розглядати зосередженість вулканів по частинах світу, то найбільша їх кількість знаходиться в екваторіальній зоні північної півкулі. В південній півкулі кількість діючих вулканів значно менша.

Вивчення просторового розташування вулканів на поверхні Землі показало, що їх формування і діяльність пов'язані з визначеними регіонами. Це - орогенні рухомі зони земної кори, в яких розвинуті глибинні розломи. Найбільшою такою зоною на нашій планеті є побережжя та острови Тихого океану, де вулкани утворюють, так зване, Тихоокеанське вогняне кільце. На

сході воно охоплює західне побережжя Північної і Південної Америк; на заході - Нову Зеландію, острови Фіджі, Соломонові острови до Нової Гвінеї, далі простежується через Філіппіни, Японські та Курильські острови до Камчатки.

Другою зоною підвищеної вулканічної активності є Середземноморсько-Гімалайська смуга, яка простягається в широтному напрямку через Альпи, на Апеніни, Крим і Кавказ, аж до гір Малої Азії. В цій смузі розміщені діючі згаслі вулкани Везувій, Етна, Ліпарі, Ельбрус, Казбек, Арарат тощо.

Третя смуга поширення вулканів - Атлантична, яка простягається від Ісландії через Азорські та Канарські острови до островів Зеленого мису. Одним з найбільших діючих вулканів цієї зони є Гекла в Ісландії. Більшість вулканів цієї смуги згаслі. Вони пов'язані, головним чином, з рифтовими зонами - вузькими і витягнутими розколами та осіданнями земної кори. Такими зонами є, наприклад, Східно-Африканська рифтова система і Серединно-Атлантичний хребет з розколюванням в осьовій зоні в межах Ісландії. До пересічень поздовжніх і поперечних розломів притаманні вулкани висотою понад 5000 м (Кенія, Кіліманджаро, Елгон тощо).

Магматичні гірські породи в земній корі мають надзвичайно широке розповсюдження, а тому, вони сильно впливають на формування рельєфу. Переважно вони поширені у фундаментах давніх платформ і складчастих областей. В платформовому чохлі вони слабо розвинуті або повністю відсутні. Форми їх залягання залежать від геологічних умов утворення та розповсюдження магми і тісно пов'язані з тектонічними рухами земної кори.

Форма магматичних тіл може бути надзвичайно різноманітна і визначається характером залягання, відносно вміщуючих порід, та фізичними властивостями магми (лави).

При інтрузивному магматизмі існує два основних механізми поступлення магми у вміщуючу породу. Магма може проникати по площинах нашарування осадових гірських порід або по тріщинах, які

розсікають вміщуючу товщу. В першому випадку магма може припідняти пласти покрівлі або навпаки - викликати своєю вагою прогинання підстилаючих пластів.

При поступленні значних магматичних розплавів перекриваючі гірські породи розплавляються та асимілюються, а покрівля провалюється. Таким чином, магма сама формує собі простір, який вона займає. Від механізму поступлення магми залежить не тільки форма, але й контакт інтрузивних тіл з вміщуючими гірськими породами. Фізико-хімічні властивості магми також сильно впливають на форму і розміри інтрузивних тіл. Все це, в кінцевому випадку, призводить до утворення різноманітних форм рельєфу.

Форми залягання інтрузивних тіл можуть бути *узгодженими* або *неузгодженими*, залежно від співвідношення з вміщуючими осадовими або метаморфічними породами. Це також впливає на утворення відповідних форм рельєфу.

Метаморфізм, форми його прояву та рельєфотворне значення

Метаморфізм - це перетворення в метаморфічні гірські породи осадових і магматичних порід внаслідок перекристалізації та мінералогічних і хімічних перетворень.

Під метаморфізмом розуміють видозміни вже існуючих магматичних, осадових і раніше утворених метаморфічних гірських порід, при яких утворюються нові породи з новими мінеральними асоціаціями, структурними і текстурними ознаками. Метаморфізм поділяється на ендегенний, який проходить під впливом на породи тепла, флюїдів і тиску вищезалягаючих шарів Землі, та космогенний, який виникає в астроблемах, тобто величезних метеоритних кратерах.

Ендегенний метаморфізм поділяється на *регіональний* і *локальний*. В результаті регіонального метаморфізму утворюються метаморфічні сланці (представлені філітами, слюдистими сланцями, гнейсами, амфіболітами та ін.), а також кварцити і мармур. Цей тип метаморфізму поширюється на геосинклінальні вулканогенні, вулканогенно-осадові та осадові відклади в

ході еволюційного розвитку складчастих зон. Розрізняють ранній (догранітний) метаморфізм геосинклінальної стадії розвитку рухомих зон і наступний метаморфізм орогенної стадії, пов'язаний з розвитком мігматитів і граніто-гнейсових склепінь.

З магматизмом також пов'язується розушільнення глибинних зон земної кори та підстелюючої мантиї, що призводить до орогенного підняття та ерозії складчастих поясів. В посторогенну стадію метаморфічні складчасті товщі можуть розколюватись. Вдовж розколів розвивається повторний низькотемпературний метаморфізм.

До локального типу метаморфізму належать: а) *кон-тактовий*; б) *динамометаморфізм*; в) *автометаморфізм*; г) *матасоматоз*.

Контактовий метаморфізм відбувається безпосередньо біля інтрузій або екструзій магми під впливом на вміщуючі породи флюїдів і тепла. Інтрузивні контакти, на яких флюїдний вплив магми з певних причин не відбувся, називаються сухими контактами. Контактний вплив при дуже високій температурі призводить до метаморфізму, який супроводжується частковим розплавленням глинистих порід. Внаслідок цього утворюються роговики, які містять багате на воду скло, іноді з перлітовою структурою.

Метаморфічні гірські породи формуються переважно при наростанні тектонічної активності регіону на глибинах 5-25 км при температурі 300-900 °C і тиску 200-800 МПа за участю летких компонентів. При цьому, відбувається часткова або повна перекристалізація порід, в результаті чого утворюються нові стійкі мінеральні асоціації, складені невеликою кількістю мінералів. Це особливо стосується тих порід, які пройшли глибоку метаморфічну обробку. Якщо метаморфізм проходить до кінця, то утворюються дуже прості мінеральні асоціації, а хімічні елементи в породі реорганізуються в незначну кількість мінералів (переважно від двох до шести). Така повна переробка відбувається завдяки хімічним реакціям, при яких нестабільні мінерали в умовах метаморфізму розпадаються швидше від більш стійких в цих умовах мінералів.

До фізичних параметрів, які визначають стійкість мінеральних асоціацій належать температура, загальний тиск, наявність води, тиск активних елементів у флюїдах, що може змінювати ступінь окислення окремих елементів. Кожний мінерал і кожна порода, як сукупність хімічних елементів, може існувати лише у конкретних умовах метаморфізму. Тому, мінерали і породи, стійкі в одних умовах, можуть виявитись нестійкими в інших. Так, наприклад, глинисті мінерали, що формуються на поверхні Землі в одних фізико-хімічних умовах, - нестійкі при потрапленні на глибину або у випадку дії на них тектонічного стискання в зонах динамометаморфізму. Навіть високотемпературні мінерали магматичних порід в результаті дії на них тиску і гарячих розчинів зазнають суттєвих змін. Однак, в природі існують окремі мінерали, які в зоні метаморфізму практично не зазнають змін при збільшенні тиску і температури. До таких мінералів, в першу чергу, належить кварц.

Поряд з цим, слід зазначити, що при метаморфізмі загальний хімічний склад порід зазвичай мало змінюється. Відповідні мінеральні, структурні й текстурні зміни зумовлені, головним чином, фізичними умовами під час кристалізації.

Всі перетворення гірських порід при метаморфізмі, можна розділити на фізичні й хімічні.

До фізичних перетворень належать: руйнування зерен породи, перекристалізація мінералів, взаємне проростання зерен мінералів, збільшення розміру зерен, паралельна орієнтація видовжених або плоских зерен в породах. Однак при цьому слід зауважити, що загалом структура породи визначається характером первинного матеріалу, типом метаморфізму та його інтенсивністю.

До хімічних перетворень належать формування нових мінеральних асоціацій та перекристалізація існуючих мінералів. Вони відбуваються під впливом хімічних речовин, які привносяться флюїдами у вигляді іонів разом з газами і рідинами. При цьому, може змінюватись навіть хімічний склад

окремих мінералів. У випадках, коли ці зміни стосуються летких компонентів (H_2O , CO_2 та ін.), метаморфізм умовно називають ізохімічним, а при більш радикальних змінах - алохімічним.

Розглядаючи класичний метаморфізм загалом, слід зазначити, що він завжди відбувається при більш високих температурах, ніж метаморфізм, пов'язаний з геотермічним градієнтом. Дане явище викликане висхідними потоками ювенільних флюїдів метаморфізму. Метаморфізм, який проходить в умовах підвищення температури і супроводжується дегідратацією мінералів, називається **прогресивним**. Метаморфізм, який проходить в умовах понижених температур, називається **регресивним**.

Доведено, що сланцева, гнейсова і амфіболітова структури метаморфічних гірських порід зумовлені розвитком метаморфізму в умовах стресу. Тобто, - в умовах скерованого тиску, який викликає складчастість та інші деформації шаруватих товщ. Зі стресом також пов'язується метаморфічна диференціація, внаслідок якої відбувається перерозподіл речовини в породах і утворення смугастих та інших такситових текстур.

Космогенний метаморфізм викликається різким короткочасним зростанням температури і тиску в породах під впливом ударних хвиль, породжених падінням величезних метеоритів. Він призводить до утворення імпактитів, в яких зустрічаються мінерали високого тиску разом з продуктами плавлення, деформації та подрібнення мінералів материнських порід.

Метаморфічні породи переважно являють собою вторинні утворення, що виникли за рахунок перетворення осадових або магматичних гірських порід. Тому, структура метаморфічних комплексів також є вторинною, за виключенням лише реліктових структур, успадкованих від вихідних осадових або магматичних порід.

Складчастість, яка розвинута в метаморфічних товщах, надзвичайно різноманітна за своєю будовою та розмірами. Найширше розповсюджені просто побудовані плавні складки з поперечними розмірами в десятки

кілометрів, надзвичайно складні та непостійні за формою складки течії, дуже дрібна складчастість, яка переходить у пloidчастість.

Найбільш типовими структурами, що виникли в процесі метаморфізму, є смугастість, кристалізаційна сланцюватість та лінійність. Вони легко доступні до вивчення та картування

Смугастість метаморфічних гірських порід проявляється, зазвичай, завдяки двом типам прошарків - лейкократових (відносно світлих) і меланократових (більш темних). Вона може бути первинною і вторинною.

Кристалізаційна шаруватість виникає завдяки закономірному орієнтуванню мінералів по їх площинному, видовженному або кристалічному спрямуванню.

Лінійність - надзвичайно характерна структурна особливість метаморфічних утворень. Проявляється вона у закономірному орієнтуванні різних структурних елементів вздовж деяких лінійних напрямів.

Регіональний динамотермальний метаморфізм на території України характерний для кристалічного фундаменту Східноєвропейської платформи і Карпатської покривно-складчастої споруди. Гнейси та амфіболітові фації - найпоширеніші в синклінальних структурах Українського щита. Хлоритові і актинолітові сланці та інші породи зелено-сланцевої фази складають синклінали в Придніпров'ї, Криворіжжі, а також Рахівські гори. Мусковіт-ставролітові та андалузитові сланці і кварцити, гнейси і амфіболіти, магнетитові кварцити епідот-амфіболітової фації залягають у синкліноріях Придніпров'я, Криворіжжя, Приазов'я.

Метаморфічні породи, утворені в результаті контактового метаморфізму, в Україні трапляються рідко. Складчасті товщі осадового чохла в Українських Карпатах, Кримських горах і Донецькому кряжі сформувалися внаслідок вторинного перетворення осадових порід в умовах невисоких тисків і температур.

У будові Українського щита розрізняють кристалічний фундамент, що складається переважно з метаморфічних порід, і нерівномірно розвинутий

осадовий чохол з мезо-кайнозойських порід субгоризонтального залягання. Фундамент розчленований на окремі мегаблоки, що розділені міжблоковими тектонічними зонами. Вони генетично пов'язані з глибинними розломами, і, в свою чергу, поділяються на блоки дрібнішого рангу.

Серед складчастих структур домінують граніто-гнейсові склепіння і міжсклепінні синеклізи. Оточують граніто-гнейсові склепіння зеленокам'яні смуги. В нижній частині вони складені переважно зміненими вулканогенними породами - базальтами, андезитами, дацитами, порфіритами тощо. Верхні частини смуг мають переважно основний склад і утворені кременистими і глинистими сланцями, кварцитами, конгломератами, аркозами, залізистими кварцитами тощо.

Форми зеленокам'яних смуг у плані надзвичайно різноманітні - від кільцеподібних до неправильних. В поперечному перерізі вони мають чітко виражену синклінальну будову і ніби облягають граніто-гнейсові склепіння.

Границі зеленокам'яних смуг і граніто-гнейсових склепін'я поступові, з послідовною зміною гранітогнейсів і гнейсів кристалічними сланцями. Загальне узгодження має також й орієнтація лінійних текстур склепін'я і смуг. Однак доведено, що гнейсовидність в склепіннях і сланцюватість в смугах - явище вторинне, тобто накладене, яке розвивається при метаморфізмі.

Синклінальні зони, розміщені між склепіннями, складаються з архейських порід, що утворюють, так звані, зеленокам'яні смуги метабазитів, сланців, залізистих порід тощо. У сукупності архейські породи антиклінальних і синклінальних зон утворюють граніто-зеленокам'яну тектонічну область Українського щита, типову для докембрійських платформ.

Поверхня кристалічного фундаменту занурюється в південному, південно-західному і південно-східному напрямках під кутами $1-3^{\circ}$, утворюючи схили Українського щита. Залежно від ступеню денудації окремих блоків, на денну поверхню виходять породи різного віку. Найдавніші породи (ультрабазити й тоналіти аульської серії нижнього

архею) виходять на денну поверхню по долинах річок і у великих балках, а подекуди й на вододілах (зокрема в центральному Приазов'ї).

Крім того, на Приазовській височині зустрічаються денудаційні останці ("могили"), серед яких найвищі Бельмах-Могила (висота 327 м) і Синя (307 м). Вони являють собою конусоподібні денудаційні останці докембрійських кристалічних порід Приазовського тектонічного блоку Українського щита.

Породи кристалічного фундаменту майже повсюдно виходять на поверхню, утворюючи своєрідну морфоскульптуру - пасма, склепіння, останці з відносними висотами 25-100 м. Найінтенсивнішими процесами є ярусна ерозія змивання на схилах та нагромадження осадів біля підніжжя.

Карпатська покривно-складчаста споруда являє собою високопідняту зону метаморфічного комплексу порід. Він утворився протягом байкальської і герцинської складчастості, яка представлена на Мармароському масиві слюдяними сланцями, парагнейсами, граніто-гнейсами тощо. Рельєф Мармароського масиву обумовлений виходом на поверхню метаморфічних порід. Йому властива значна амплітуда відносних висот (більше 1000 м), глибокі міжгірські долини, гострі гребені та вершини, круті схили. Долина р. Тиси поділяє його на дві частини – західну і східну.

Гірські вершини складаються з кристалічних сланців, вапняків, доломітів, конгломератів і пісковиків. Рельєф Мармароського масиву розчленований ущелиноподібними долинами річок.

Деформації гірських порід, пов'язані з метаморфізмом, переважно відбувались на глибині, а тому в рельєфі земної поверхні відображені слабо. Метаморфічні породи, що з'явилися на поверхні в результаті вертикальних тектонічних рухів, піддавались впливу процесів вивітрювання і денудації. В результаті в рельєфі виникли відокремлені малі форми, складені метаморфічними породами. Характерною рисою денудаційних форм рельєфу, утворених метаморфічними гірськими породами, є гострі обриси останців і пасмів та значна крутизна їх схилів.