

ЛЕКЦІЯ № 4

ТЕМА: ТЕКТОНІЧНІ РУХИ ТА ЗЕМЛЕТРУСИ, ЇХ ВПЛИВ НА ФОРМУВАННЯ РЕЛЬЄФУ. СКЛАДЧАСТІ ТА РОЗРИВНІ ПОРУШЕННЯ ТА ЇХ РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧА РОЛЬ. ПЛАСТИЧНІ ФОРМИ ПОРУШЕНЬ (ПЛАСТИЧНІ ДИСЛОКАЦІЇ). РОЗРИВНІ ПОРУШЕННЯ (ДИЗ'ЮКТИВНІ ДИСЛОКАЦІЇ). ОСНОВНІ ЕЛЕМЕНТИ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА ЇХ ВІДОБРАЖЕННЯ В РЕЛЬЄФІ.

План лекції:

1. Тектонічні рухи.
2. Роль тектонічних рухів на формування рельєфу.
3. Землетруси, їх класифікація.
4. Рельєфоутворююча роль розривних порушень різного походження.
5. Елементи земної кори.

Основні поняття:

Тектонічні рухи, рельєф, земна кора, землетрус, складчасті, розривні, пластичні порушення, плікативні та диз'юктивні дислокації, платформа, геосинклінальний пояс, платформа, епохи складчастості, тектонічні рухи, тектогенез, асейсмічні області, трансгресії, регресії.

Тектонічні рухи - це механічні переміщення в земній корі та у верхній мантії, викликані зміною структури геологічних тіл внаслідок процесів, які відбуваються в надрах. Основними причинами тектонічних рухів вважаються конвективні течії в мантії. Вони виникають завдяки розігріву під час розпаду природних радіоактивних елементів і гравітаційної диференціації речовини. Ця першопричина доповнюється дією сили тяжіння та підтриманням гравітаційної рівноваги між літосферою і астеносферою. Впливає на конвективні течії також гравітаційна енергія Сонця, Місяця і Галактики в цілому.

В результаті тектонічних рухів земна кора постійно зазнавала складних переміщень у просторі. Гірські породи зминалися у складки, взаємно насувалися, подрібнювалися на окремі блоки тощо. Існує ряд гіпотез щодо

виникнення тектонічних рухів, які по-різному пояснюють їх, а іноді навіть протилежні одна одній.

Класифікація сучасних тектонічних рухів базується на принципі поділу, запропонованому В.Є. Хаїним. Відповідно до цієї класифікації тектонічні рухи поділяються на вертикальні і горизонтальні, з подальшим їх поділом за рівнем зародження. У зв'язку з цим, виділяються **поверхневі, глибинні, надглибинні** та **планетарні** тектонічні рухи.

Поверхневі тектонічні рухи переважно проявляються в осадовому шарі літосфери. Обумовлено це тим, що в його складі широко розвинуті пластичні породи, такі як глина, кам'яна сіль, гіпс тощо. Під впливом тиску всі вони здатні переміщуватись у просторі, призводячи до зміни геологічної структури вищезалягаючих осадових відкладів. До виникнення поверхневих рухів в межах осадового чохла також проходять процеси ущільнення осадів при літифікації, розбухання при гідратації та гравітаційне ковзання. Серед відмічених рухів виділяються як вертикальні, так і горизонтальні.

В результаті поверхневих рухів проходить деформація пластів і зім'яття осадових утворень в складки гравітаційного сковзання, зсувні складки, складки нагнітання. Останній вид складок (**dianipri**) має найбільш широке розповсюдження при прояві поверхневих тектонічних рухів.

Глибинні тектонічні рухи охоплюють значні площі та об'єми і розповсюджуються на велику глибину аж у мантию. В результаті прояву вертикальних глибинних тектонічних рухів, проходить диференціація континентів та океанів, платформ і геосинкліналей на позитивні і негативні структурні елементи різних порядків. Горизонтальні глибинні тектонічні рухи можуть проявлятися на межі різних шарів літосфери і призводити до утворення підкидів, насувів, пластичних складчастих форм.

Надглибинні тектонічні рухи виникають в низах мантиї. Основною можливою причиною їх виникнення можна вважати процес диференціації мантиї з виділенням важких залізовміщуючих сполук, які мігрують у ядро

Землі. Більш легкі і сильно нагріті маси нижніх сфер мантії піднімаються вверх, досягаючи астеносфери і літосфери.

Основним результатом прояву надглибинних тектонічних рухів слід вважати горизонтальне переміщення літосферних плит. Воно призводить до руйнування континентів, закладання і розвитку океанів та до створення нових континентів. Поряд з цим, геологічний розвиток Землі важко уявити без важливого значення надглибинних тектонічних рухів, які призвели до утворення і розвитку геосинкліналей, платформ та інших головних структур літосфери.

Планетарні тектонічні рухи охоплюють планету загалом. Зародження цих рухів повинно проходити в земному ядрі. Можливою причиною їх виникнення слід вважати зміну об'єму ядра і всієї земної кулі за рахунок диференціації речовини Землі. З усіх названих тектонічних рухів, планетарні - найменше вивчені. Тому їх виділення часто вважається проблематичним. Проявляються вони переважно у формі вертикальних рухів.

Розгляд походження тектонічних рухів показав, що всі вони різні за формою і проявом, але мають ряд загальних властивостей. Такими загальними властивостями є складність, підпорядкованість, комплексність, періодичність, повсюдність та постійність у часі.

Складність тектонічних рухів полягає в тому, що кожна точка земної поверхні зазнає впливу як вертикальних, так і горизонтальних рухів різного рангу. Тому сили, що діють на матеріальну точку земної поверхні, можна розкласти на серію різноскерованих тектонічних рухів. Їх сукупність можна розглядати як спектр тектонічних рухів.

Підпорядкованість тектонічних рухів полягає в тому, що вертикальні і горизонтальні рухи малого масштабу проявляються на фоні більш інтенсивних тектонічних рухів. Якщо вважати, що планетарні рухи охоплюють всю земну кулю, то на їх фоні проявляються всі інші тектонічні рухи.

Взаємопов'язаність тектонічних рухів проявляється у взаємозв'язку між різними типами рухів. Так, вертикальні рухи можуть викликати горизонтальні і, навпаки, горизонтальні рухи призводять до виникнення вертикальних. Сукупність різнотипних тектонічних рухів утворює процес, який називається **тектогенезом**.

Періодичність тектонічних рухів є однією з найважливіших властивостей тектогенезу, прояв якого проходить нерівномірно і характеризується чергуванням посилення або послаблення процесу. Вважається, що процес тектогенезу являє собою безперервно-перервний процес з періодичним і досить різким наростанням інтенсивності. Він призводить до суттєвих якісних змін і до перебудови структури літосфери.

Відносно невеликі максимуми тектонічної активності, тривалість яких не перевищує перших мільйонів років, називають тектоно-магматичними фазами. Згущення фаз в процесі тектогенезу вказує на загальне підвищення інтенсивності тектонічних рухів в даний проміжок геологічного часу. Такий тимчасовий проміжок отримав назву тектоно-магматичної епохи. Тривалість таких епох становить 10-120 млн. років з перервами між ними 30-40, іноді 60-80 млн. років.

Повсюдність тектонічних рухів полягає в тому, що вони проявляються в кожній частині земної поверхні. У зв'язку із складністю тектонічних процесів, - неможливо визначити в кожній окремій точці конкретний тип тектонічних рухів, що проявляються.

Постійність у часі притаманна усім без виключення видам тектонічних рухів. Ця властивість проявляється в тому, що тектонічні рухи проходили у геологічному минулому Землі, проходять зараз і будуть проходити у майбутньому. При цьому інтенсивність тектонічних рухів може змінюватися, але за своєю сукупністю вони постійні у часі. Залежно від часу прояву, тектонічні рухи поділяються на давні, новітні та сучасні.

Давні (донеогенові) вертикальні рухи земної кори на континентах залишили свої наслідки у вигляді фацій і товщ осадових порід. Це дозволяє

вивчати їх геологічними методами. Однак прямі методи придатні тільки для дослідження історії розвитку прогинів, оскільки в них накопичуються осадові відклади. Геологічна історія формування піднять вивчається побічно за результатами їх впливу на накопичення осадів у сусідніх прогинах.

Новітні коливні рухи сформували майже весь сучасний рельєф континентів. Сучасні форми рельєфу земної поверхні є переважно геологічно молодими. Історія їх розвитку починається з початку міоцену, а місцями навіть і пізніше. Встановлено, наприклад, що на місці Кавказу, Альп, Тянь-Шаню, Кордильєр в кінці палеогену - на початку міоцену існував, якщо не рівнинний, то дещо горбистий, рельєф. Лише пізніше розпочався етап, коли на поверхні всіх континентів піднялися сучасні гірські хребти. Тривалість цього етапу змінюється від 5 до 20 млн. років. Для вивчення історії коливних рухів протягом цього періоду застосовуються як геоморфологічні, так і геологічні методи. Геоморфологічні методи застосовують переважно там, де переважають підняття та утворюються випуклі форми рельєфу, а геологічні - при вивченні зон прогинання і накопичення осадів.

Загальну попередню оцінку напрямку та інтенсивності новітніх коливних рухів можна зробити за висотою великих форм рельєфу. Наприклад, високий хребет завжди є результатом новітнього підняття земної поверхні, а навколишні низини утворились на місці відносних опускань.

Можливості більш детального вивчення новітніх вертикальних рухів пов'язані з надзвичайно важливою властивістю цих рухів - з їх коливним характером. Він проявляється в коливаннях різного порядку, накладених один на одного. Тому тривале підняття гірського хребта переважно відображає найбільш тривалий порядок тектонічних рухів. На його основному фоні можуть проходити коливання менших порядків, які співпадають з напрямом основного процесу, або виявляються протилежними. В останньому випадку проходить затухання загального підняття хребта або повна зупинка чи навіть опускання.

Зміна швидкості і напрямку руху земної поверхні впливає на швидкість ерозії та на формування рельєфу. Нахил рельєфу місцевості може ставати то крутішим, то пологішим. У зв'язку з цим, епохи врізання водних потоків чергуються з епохами бокової ерозії і розширення долин. Зміна ерозійних режимів призводить до утворення в долинах відповідних терас. В гірських регіонах більш давні річкові тераси розташовані зазвичай вище від молодих, що вказує на послідовне підняття хребта. Оскільки осьова частина хребта переважно піднімається швидше, ніж окраїни, то поверхня терас з часом набуває більш крутого нахилу. Всі тераси переважно розходяться віялоподібно від підніжжя хребта до його вершини.

Новітні тектонічні рухи вивчаються переважно геоморфологічними методами, оскільки саме вони дають найбільшу інформацію про створення основних рис сучасного рельєфу земної поверхні. В областях низхідних вертикальних рухів в межах внутрішніх краєвих морів і підводних окраїн континентів про амплітуду і швидкість рухів можна судити на основні товщини шару накопичених осадових гірських порід.

Сучасні коливні тектонічні рухи проявлялись в історично осяжний час аж до сьогодення. Фіксуються вони в опусканнях та підняттях ділянок земної кори, в утворенні розривних порушень і зміщень по них, а також у формуванні складчастих структур. В багатьох випадках вони піддаються безпосереднім спостереженням та інструментальним вимірам.

Для визначення швидкості новітніх тектонічних рухів застосовують декілька методів. Серед них, в першу чергу, застосовується історичний метод, який базується на вивченні ознак зміни положення давніх споруд відносно рівня моря; метод історичних свідчень та археологічних даних. Геологічні і геоморфологічні методи включають вивчення положення берегової лінії, терас, фаціального складу і товщин сучасних осадів, давніх денудаційних рівнів тощо.

З названих методів найбільш точним методом визначення сучасних тектонічних рухів є геодезичний метод, який базується на проведенні

безпосередніх інструментальних замірів. Рухи вивчаються при систематичному і повторному нівелюванні заданих точок-реперів, які вибрані як контрольні. Як приклад, можна навести результати таких вимірів, проведених Ю.А.Мещеряковим на території Південно-Східної Європи.

Результатами досліджень встановлено, що швидкість сучасних вертикальних тектонічних рухів досягає ± 10 мм на рік. Найбільш висока швидкість - в гірських районах Карпат і Кавказу, де навіть на незначних відстанях зафіксовані вертикальні рухи різного знаку. В рівнинних регіонах переважають вертикальні рухи одного знаку. Тобто підняття або опускання земної поверхні проходили на великих площах. Їх амплітуда може досягати 8-10 мм на рік. На основі цих даних встановлено, що загальні амплітуди коливань впродовж геологічного часу можуть складати тисячі і десятки тисяч метрів. Такими доказами є височенні гірські системи і океанічні западини. Наприклад, г. Джомолунгма в Гімалаях, висота якої досягає 8882 м і Маріанська западина в Тихому океані, глибина якої сягає 11034 м.

Співпадіння давніх, новітніх і сучасних тектонічних рухів досить добре спостерігається в гірських областях, хоча й тут бувають виключення. Так, наприклад, Апенніни, Середньо-Угорські гори та Південні Карпати зараз не піднімаються, а навпаки, опускаються. На рівнинах все відбувається не менш складно. Московська синекліза по спадковості опускається, а Кубанська давня депресія - піднімається. Загалом для Східноєвропейської платформи встановлено, що спадковий характер сучасних рухів спостерігається на 70% площі, а на решті 30% - сучасні рухи неузгоджено накладаються на давню структуру. Якщо припустити, що напрямок і швидкість сучасних тектонічних рухів зберігається, то через мільйон років на Східноєвропейській платформі повинні виникнути високі гори і глибокі западини з перепадом висот в кілометри. Оскільки це здається малоімовірним, то слід вважати, що сучасні швидкості відображають короточасні складові коливного процесу, вплив яких у перспективі геологічного часу нейтралізується зустрічними коливаннями.

Коливні тектонічні рухи являють собою вертикальні рухи земної кори різних напрямків, масштабів, швидкостей, амплітуд та площинного розповсюдження, які змінюють з часом свої параметри і не створюють складчастих структур. Коливні рухи суттєво впливають на процеси седиментації осадових порід, зумовлюючи розташування на земній поверхні основних областей знесення і накопичення осадів. Амплітуда рухів безпосередньо впливає на товщину накопичених осадів.

Коливні тектонічні рухи є також основною причиною ритмічної будови осадових товщ, обумовлюючи утворення головних елементів шаруватої будови товщі. Поряд з цим вони впливають і на склад осадових гірських порід, викликаючи переміщення берегових ліній басейну та інші зміни фізико-географічних умов.

Багаточисельні геологічні дані підтверджують багатократність вертикальних рухів земної кори, що є важливою тектонічною особливістю. Повторення рухів може відбуватись як в одному напрямі, так і в різних, тобто вгору і вниз. Така особливість яскраво проявляється при вивченні коливання рівня Придніпровської низини. Так, на початку юрської епохи ця низина була покрита водою, а в кінці значно молодшої ранньокрейдової епохи море відступило.

Процес наступу моря на сушу, в результаті опускання окремих ділянок земної кори, отримав назву **трансгресії**, а процес відходу моря від суші внаслідок її підняття має назву **регресії**.

Складнішу роль у розвитку земної кори відіграють горизонтальні тектонічні рухи. Вони відбуваються переважно одночасно з вертикальними, переважаючи їх як за масштабами, так і за видами геологічної роботи. Горизонтальні тектонічні рухи літосфери призводять до переміщення окремих її ділянок на десятки і сотні кілометрів, утворення зсувів і насувів, формування гірських систем, островних дуг, серединно-океанічних хребтів тощо.

Результати палеомагнітних досліджень, вивчення природних умов основних періодів розвитку Землі, палеонтологічні знахідки, порівняння літологічного складу порід окремих материків, вивчення конфігурації материків, - дали змогу припустити, що раніше суша займала зовсім інше положення на земній поверхні. Можливо, що материки являли собою єдине ціле - гіпотетичну Гондвану і Лавразію. І тільки протягом тривалого геологічного часу, поступово пересуваючись по поверхні Землі, материки зайняли сучасне географічне положення.

Відповідно сучасним уявленням про розвиток Землі, літосфера розбита на глобальні та менші за розмірами плити, що рухаються по відносно пластичній астеносфері. До числа найбільш великих плит належать Тихоокеанська, Євразійська, Північноамериканська, Південноамериканська, Африканська, Індо-Австралійська, Антарктична. Складаються вони з давньої (4 млрд. років) континентальної кори за виключенням Тихоокеанської плити, вік якої не перевищує 180 млн. років. Переміщення плит за рік вимірюється сантиметрами, а за геологічний час - тисячами кілометрів. При цьому континенти дрейфують разом з материками. В місцях розсування плит відбувається нарощування земної кори внаслідок заповнення швів вулканічними лавами. З протилежного боку плити зближуються та відбувається зіткнення і занурення океанічної літосфери у глибину мантиї. Там кора переплавлюється і включається в поновлений цикл. При цьому зберігається сталість об'єму Землі і її складових оболонок.

Землетруси та їх вплив на формування рельєфу

Землетруси за своєю природою є одним з найбільш грізних явищ на планеті Земля. Вони породжуються ендегенними процесами в земних надрах. ***Землетруси*** - це коливання поверхні і надр Землі, викликане раптовим і швидким зміщенням крил існуючих або заново утворених тектонічних розривів. Землетруси здатні передаватися на значні відстані. Крім класичних землетрусів, вони можуть виникати в результаті сильних гірських обвалів,

підземних ядерних вибухів, вулканічної діяльності тощо. Однак їх масштаби, порівняно із землетрусами планетарного типу, досить малі.

Вивченням землетрусів займається одна з геологічних наук, яка називається **сейсмологією**. Всі явища, пов'язані з виникненням і проявом землетрусів, називаються **сейсмічними явищами**. Залежно від інтенсивності прояву, всі сейсмічні явища поділяють на: мікросейсмічні (які можна зареєструвати тільки за допомогою сейсмографів); макросейсмічні (які вловлюються органами чуття людини); мегасейсмічні (які супроводжуються значними порушеннями в земній корі).

Землетруси належать до одних з найбільш поширених явищ на нашій планеті. Щорічно на Землі відбуваються сотні тисяч слабких поштовхів, тисячі більш значних поштовхів, десятки сильних землетрусів і, в середньому, один катастрофічний землетрус. При катастрофічному землетрусі виникають власні коливання Землі - пульсації земної кулі з періодом в десятки хвилин.

Землетруси на Землі локалізуються в певних ділянках, утворюючи так звані сейсмічні області, сейсмічні зони і сейсмічні смуги. Вони переважно пов'язані з областями і зонами молодого рельєфоутворення, тобто з геосинклінальними поясами. Як приклад, сейсмічною є геосинклінальна смуга, яка простягається від Альп, через Апенніни, Карпати, Крим, Кавказ до Гімалаїв.

Області Землі, в яких впродовж історичного часу (3-5 тис. років) не відбувалось ніяких ознак активності землетрусів або вони проявлялися дуже рідко, мають назву **асейсмічних областей**. Асейсмічні регіони належать до платформових спокійних областей.

Причиною виникнення землетрусів є стрибкоподібне вивільнення енергії у певному об'ємі Землі. Більша частина зареєстрованих землетрусів має тектонічне походження. Напруги, викликані тектонічними силами, накопичуються протягом десятків і сотень років. Вивільнення енергії супроводжується розривом і зміщенням твердої речовини у вогнищі

землетрусу та зворотними деформаціями гірських порід за межами вогнища. Зворотні деформації поширюються у вигляді пружних коливань.

Об'єм геологічного середовища, де проходить зняття частини тектонічних напруг і вивільнення деякої частки накопиченої потенціальної енергії деформації, називається **вогнищем землетрусу**. Кількість енергії, яка виділяється при одному землетрусі, залежить, головним чином, від розмірів зсунутої поверхні розлому. Відома максимальна довжина розломів, утворених при землетрусах, складає 500-1000 км (Камчатський землетрус у 1952 р.; Чилійський землетрус у 1960 р. та ін.). При цьому, зміщення по розлому досягало 10 м. Просторова орієнтація розлому і напрям зміщення його крил отримали назву вогнища землетрусу, а математично розрахований центр знаходження цього вогнища - **гіпоцентр**.

Проекція гіпоцентру на поверхню Землі називається **епіцентром**. Проекція епіцентру на протилежну точку Землі має назву **антиепіцентру**. Відстань від гіпоцентру до епіцентру називається **глибиною джерела землетрусу**. Відстань від епіцентру до точки реєстрації і виміру сили землетрусу на поверхні Землі називається **епіцентральною відстанню**.

Напрямок поширення коливань в земній корі, що виникають у гіпоцентрі, отримав назву **напрямок сейсмічних хвиль**. Лінії рівних значень сили землетрусу називаються **ізосейстами** або **ізосейсмічними лініями**. Зона навколо епіцентру, яка обмежена ізосейстою максимальної величини, називається **плейстосейстовою областю** (рис. 2.3).

Поверхня, в усіх точках якої сила землетрусу однакова, називається **ізосейсмічною поверхнею**. Форми ізосейст і плейстосейстової області переважно залежать від геологічної будови регіону, в якому виникає землетрус. Це, а також тип гірської породи, визначає швидкість проходження сейсмічних хвиль в тому чи іншому напрямку. Абсолютна сила землетрусу зменшується при віддаленні від епіцентру.

Найбільша швидкість поширення сейсмічних хвиль спостерігається по площинах нашарування, вздовж розломів і тріщин земної кори та зон подрібнення.

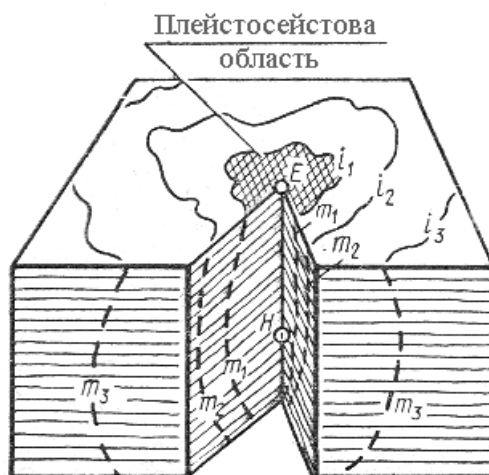


Рисунок 2.3 – Блок-діаграма будови сейсмічного вогнища

Н – гіпоцентр; Е – епіцентр; ЕН – глибина вогнища землетрусу; і – ізосейсти;
m – послідовне положення хвильового фронту

Сейсмічні хвилі являють собою пружні хвилі, що виникають в результаті землетрусів, вибухів, ударів і розповсюджуються в надрах Землі у вигляді коливань затухання. Величина струсу гірських порід, в першу чергу, залежить від їх твердості та щільності.

Елементарні зміни об'єму порід поширюються у вигляді поздовжніх сейсмічних хвиль, а елементарні зміни їх форми - у вигляді поперечних сейсмічних хвиль. Коливання частинок речовини в поздовжніх хвилях (Р) відбувається вздовж напрямку поширення сейсмічних хвиль, а в поперечних хвилях (S) - перпендикулярно до напрямку їх поширення.

При виникненні землетрусів, першими в епіцентрі досягають земної поверхні поздовжні хвилі. На поверхні Землі вони викликають третій тип хвиль, так званих поверхневих. Вони за характером коливань належать до

поперечних. Амплітуда поверхневих хвиль дуже рідко перевищує декілька сантиметрів, але їх руйнівна сила величезна, особливо в плейстосейсовій області. Поширюючись від епіцентру, вони можуть обігнути всю земну кулю.

Землетруси, які виникають на різних глибинах нашої планети, відрізняються силою та енергією, що вивільнюється. Їх величина дуже різна і залежить від ряду факторів. Максимальна сила землетрусу переважно охоплює гіпоцентр та плейстосейсову область поверхні Землі. В плейстосейсовій області сейсмічні хвилі, що надходять безпосередньо від гіпоцентру, підкидують вгору верхні горизонти земної кори. Одночасно пошкоджуються або руйнуються всі штучні будівлі, які розташовані на поверхні. З віддаленням від епіцентру сила вертикальних поштовхів зменшується, але посилюються горизонтальні коливання, що призводить до виникнення косих і горизонтальних поштовхів. Їх сумісна дія призводить до розгойдування і падіння штучних споруд. Ще далі від епіцентру сила землетрусу продовжує зменшуватись і основним видом коливань поступово стають хвилеподібні спокійні горизонтальні поштовхи.

Класифікацію землетрусів введено у 1935 р. американським сейсмологом Ч.Ріхтером спочатку тільки для території США. На початку 40-х років Б.Гутенберг і Ч.Ріхтер застосували її для енергетичної класифікації землетрусів усього світу. З другої половини XIX ст. для оцінки ефекту землетрусу на поверхні Землі користуються шкалами інтенсивності (бальності) землетрусів або сейсмічними шкалами. Вони побудовані на фактичних кількісних показниках сейсмографів, які визначають величину коливань при поштовхах. При цьому враховуються і якісні дані на основі спостережень проявів сейсмічних явищ і відчуттів людей.

Для реєстрації землетрусів прийнята єдина 12-бальна шкала Ч.Ріхтера, яка містить наступні показники: назву землетрусу, цифрове значення величини прискорення коливань часток ґрунту, характер прояву землетрусу, характер руйнувань, магнітуду, енергію, що виділяється, типові приклади.

Залежно від глибини розташування гіпоцентру всі землетруси поділяють на **корові** або **поверхневі** (до 50 км), **проміжні** (50-100 км) і **глибокі** (понад 100 км). Характерним є факт, що більша частина енергії виділяється при землетрусах, вогнища яких розташовуються на глибинах, що не перевищують декількох десятків кілометрів. При проміжних і глибоких землетрусах виділення енергії значно менше в зв'язку з тим, що гірські породи поглинають значну кількість енергії землетрусу та його механічну силу.

Залежно від природи виникнення, всі землетруси поділяються на чотири генетичні групи: 1 - **тектонічні**, 2 - **вулканічні**, 3 - **денудаційні**, 4 - **штучні**.

Тектонічні землетруси найбільш широко розповсюджені на Землі і становлять майже 95% від загальної кількості землетрусів, що реєструються. Виникають вони при швидкому розвантаженні механічних напруг через переміщення окремих блоків літосфери. Тектонічні землетруси можуть виникати на різних глибинах, а їх енергія і сила можуть досягати 12 балів. Серед відомих типів землетрусів - тектонічні, - найпотужніші й часто супроводжуються найбільш катастрофічними явищами на поверхні Землі.

Вулканічні землетруси пов'язані з районами активної сучасної вулканічної діяльності. Вони охоплюють ділянки, діаметр яких не перевищує 30-50 км, а ізосейсти розміщуються навколо конусу вулкану майже концентричними колами. Епіцентр вулканічних землетрусів зазвичай співпадає з кратером вулкану, а гіпоцентр розміщений на значній глибині під конусом вулкану. Слід зазначити, що вулканічні землетруси, на відміну від тектонічних, мають порівняно невелику енергію поштовхів та незначну область поширення.

Головною причиною виникнення вулканічних землетрусів є раптовий прорив магми у жерлі вулкану і вибуховий викид газів, водяної пари та уламків гірських порід при виверженні. Другорядними причинами

виникнення вулканічних землетрусів є утворення в конусі вулкану і на прилягаючих ділянках розривів, зсувів та інших механічних порушень.

Денудаційні землетруси відбуваються внаслідок різного типу обвалів в гірських районах, провалів в карстових печерах, соляних шахтах тощо. При таких землетрусах сейсмічні хвилі виникають внаслідок удару великих мас породи, що обвалилися. Обвали, що призводять до виникнення денудаційних землетрусів, можуть спостерігатися як в горах, так і на рівнинах. Однак найбільш сильні обвали відбуваються в горах. Прикладом такого обвалу може служити обвал на р. Мургаб (Західний Памір) у 1911 р. Об'єм обваленої породи становив понад 2 км^3 , а її маса - близько 7 млрд. т. Ще більші за масштабами обвали характерні для Альп. Об'єм одного з найбільших обвалів становив тут близько 15 км^3 , а площа, зайнята обвальними масами, - 49 км.

Обвали в горах і викликані ними землетруси дуже часто призводять до перегородження річкових долин і утворення озер. Таке походження мають озера Ріца на Кавказі, Іссик в Заїлійському Алатау, Сарезьке на Памірі, Синевир в Карпатах та багато інших в будь-якому високогірському районі світу. Найбільшим із названих є Усойський завал в долині ріки Бартанга (Памір), який створив Сарезьке озеро, глибиною до 500 м біля завалу.

Денудаційні землетруси характеризуються невеликою силою, яка не перевищує 5-6 балів. Тривалість землетрусу становить декілька секунд.

Штучні землетруси виникають внаслідок діяльності людини. Основним джерелом утворення підземних поштовхів є наземні та підземні ядерні вибухи. Енергія таких штучних землетрусів, за даними американських вчених може досягати 9-10 балів в епіцентрі.

З середини ХХ ст. техногенний вплив на земну кору став однією з причин наведеної сейсмічності. Частіше всього наведені землетруси проявляються в результаті заповнення великих водосховищ. Іншим прикладом появи наведеної сейсмічності може бути закачка води у свердловини при видобутку нафти і газу, захоронення відходів, вилужнювання солі.

Техногенні землетруси силою 4-4,5 балів, викликані закачкою води для підтримання пластового тиску на Долинському нафтовому родовищі, спостерігались на початку 70-х років. В цей же період спостерігались землетруси техногенного характеру в районі соляних шахт м. Калуш Івано-Франківської області.

Моретруси. До моретрусів належать землетруси, епіцентр яких розташований в морі, в океані, або на їх узбережжях. При землетрусах в акваторіях морів, океанів або їх прибережних зон виникають явища, які розвиваються як у твердому (порода), так і в рідинному (вода) середовищах. При моретрусах на поверхні води і в її товщі формуються величезні хвилі, які отримали назву **цунамі** (від японського "цунамі" - хвиля).

Цунамі - морські гравітаційні хвилі великої довжини. Переважно вони виникають в результаті зсуву вверх або вниз протяжних ділянок дна при підводних землетрусах. Цунамі - одна з найстрашніших стихійних катастроф на поверхні Землі. При сильному сейсмічному ударі величезні маси води приводяться в рух із швидкістю розповсюдження від 50 до 100 км/год. Висота хвиль в області виникнення цунамі становить від 0,1 м до 5 м, а біля узбережжя - від 10 м до 50 м і більше. Відстань між гребенями хвиль у відкритому океані 100-300 км. Незважаючи на велику висоту, вони тут практично не відчуються. Захоплюючи всю товщу води, хвилі цунамі мають меншу висоту над великими глибинами і сильно зростають на мілководді. Накочуючись на береги, цунамі спричиняють катастрофічні руйнування, особливо на низинних узбережжях.

Під дією цунамі часто руйнуються, пересуваються та переходять у взважений стан осади, які знаходяться на глибинах до 1000 м. Осади пляжу і шельфу переважно змиваються повністю. З цунамі пов'язується утворення підводних каньйонів, виникнення мутних потоків, знесення мілководних грубих осадів на великі глибини, раптова і різка зміна глибини окремих ділянок морського дна. Руйнівна сила цунамі прямо пропорційна швидкості поширення і висоті хвиль, сформованих під час руху.

Землетруси на Землі пов'язані з певними регіонами. Головна зона сейсмічності, на яку припадає близько 80% світової сейсмічної енергії і понад 95% енергії проміжних і глибокофокусних землетрусів, вузькою смугою обрамлює Тихий океан. Вона пов'язана із системою глибоководних жолобів. Надзвичайно висока сейсмічність цієї зони викликана підсуванням холодної океанічної літосфери під материки, які оточують океан та окраїнні моря.

Друга велика сейсмічна смуга, Євразійська, простягається з північного заходу на південний схід і співпадає із складчастими гірськими спорудами альпійського віку. До неї примикає ряд сейсмоактивних областей новітньої тектонічної активізації. Сейсмічність цієї зони пояснюється взаємним тиском Євразійської плити з одного боку та Індійської, Аравійської і Африканської плит з іншого.

Третя, розгалужена і протяжна, сейсмоактивна смуга, пов'язана із системою серединно-океанічних хребтів, характеризується відносно слабкою сейсмічністю і обумовлена розсуванням літосфери.

Землетруси в земній корі невеликої енергії можуть виникати і поза перерахованими зонами. Характерним прикладом в цьому відношенні є виникнення землетрусів на Кольському півострові та Уралі. Встановлено, що більшість зон сейсмічної активності на планеті співпадають з місцем прояву сучасного вулканізму і молодого гороутворення. Таким чином, вулканізм, землетруси і гороутворення є єдиною тріадою процесу еволюційного розвитку Землі, що активно продовжується і зараз.

В Україні найбільш небезпечні сейсмоактивні зони з інтенсивністю землетрусів 6 і більше балів пов'язані з двома сейсмічними регіонами - Карпатським і Кримсько-Чорноморським.

У Карпатському сейсмічному регіоні осередки землетрусів сконцентровані у кількох тектонічно активних районах. Вони різні за характером сейсмічних процесів, інтенсивністю і площею поширення сейсмічної дії. Найсильніші землетруси, які відчуються по всій території

України, мають епіцентри в межах гірського масиву Вранча (Румунія) на глибині 100-200 км. Площа їх поширення досягає 2 млн. км², орієнтація ізосейст - північно-східна. Максимальна інтенсивність землетрусів спостерігається на південному заході Одеської області (7 -8 балів) і в окремих районах Чернівецької області (7 балів). Значні площі зазнають 6-бальних поштовхів, у тому числі м. Одеса.

Останні руйнівні землетруси були 4.03.1977 р. та 31.08.1986 р. Середній період повторюваності 8-бальних землетрусів району Вранча -80-160 років, 7 –бальних -30-50 років. Осередки землетрусів з епіцентрами на глибині 2-10 км, сейсмічна дія яких швидко зменшується з відстанню, встановлена в різних районах Закарпаття і суміжних територій. Їх максимальна інтенсивність не перевищує 7 балів, середній період повторюваності -300-400 років. Окремі землетруси з невеликою інтенсивністю і площею поширення їх дії відомі у Передкарпатті, дельті Дунаю, а також в східній частині України.

У Кримсько-Чорноморському регіоні більшість осередків землетрусів розташовані у земній корі на глибині 15-40 км. Їх епіцентри переважно знаходяться в акваторії Чорного моря на крутому материковому схилі за 20-40 км від узбережжя південного берега Криму. Частково вони проявляються у Чорноморській субокеанічній западині, рідше - на Таманському півострові. Інтенсивність дії землетрусів на південному березі Криму і Керченському півострові становлять 6-8 балів. Руйнівні землетруси в цьому регіоні бувають досить рідко. Відомості про них є в історичних, архівних та інших джерелах, починаючи з 63 р. до н.е. Найважливіші з останніх землетрусів з людськими жертвами і значними руйнуваннями були 26.07.1927 р. і 11.09.1927 р. Пересічний період повторюваності подібних землетрусів - близько 400 років.

Землетруси активно змінюють рельєф земної поверхні. Швидкі, майже раптові, підняття або опускання окремих ділянок земної поверхні призводять до утворення нових форм рельєфу на певній місцевості. Особливий інтерес в цьому відношенні представляють сейсмогенні деформації, які виходять на

поверхню Землі. До них належать уступи у формі ескарпів, тектонічні тріщини, підняття та опускання блоків земної кори, горизонтальне переміщення гірських порід тощо. На місці опущених блоків літосфери виникають грабени, які заповнюються водою і утворюють величезні водні басейни у вигляді озер і морів. Типовим прикладом таких сейсмічних явищ можуть бути озера: Байкал, Танганьїка, Ріца та Червоне море.

Характерним наслідком всіх землетрусів є виникнення після їх прояву великої кількості тріщин різної величини, які можуть простягатись на сотні кілометрів. Значний вплив на формування рельєфу має активізація екзогенних процесів, викликаних землетрусами. В результаті сильних підземних поштовхів на крутих схилах гір, берегах рік і морів виникають або активізуються обвали, осипи, зсуви та відпливини. Розсипчастий матеріал, накопичений біля підніжжя схилів гір, в долинах рік і тимчасових потоків, внаслідок землетрусів може стати джерелом формування селей. Поширюючись вниз по долинах, селі виконують значну руйнівну роботу, а при виході на рівнину утворюють величезні конуси виносу.

Землетруси відіграють важливу роль і у формуванні рельєфу акваторій. Під їх впливом проходить переміщення водою величезних розсипчастих мас донних відкладів навіть по пологих схилах морського дна. А цунамі, нахлинувши на берег, приносять не тільки величезну шкоду народному господарству, але й здійснюють суттєвий вплив на морфологію морських узбереж.

Реєстрація всіх типів землетрусів проводиться за допомогою спеціальних приладів, які називаються **сейсмографами**. Ці прилади дають можливість записувати коливання ґрунту і споруд, викликаних землетрусами, вибухами, вібрацією або іншими причинами.

Для безперервних спостережень за сейсмічним режимом у сейсмоактивних зонах на території України діють 10 стаціонарних та ряд пересувних сейсмічних станцій. Результати спостережень публікуються у періодичних сейсмологічних бюлетенях. З метою вивчення природи і

механізму глибинних тектонічних процесів, що спричинюють землетруси, створено Карпатський і Кримський геодинамічні полігони.

Складчасті та розривні порушення, їх рельєфоутворююча роль. Гірські породи, що складають земну кору, під дією тектонічних рухів можуть змінити своє початкове положення. Тому, розрізняють два типи залягання гірських порід: початкове і вторинне; перше - непорушене, друге - порушене.

Найбільш виразно порушення початкового залягання виявляється в осадових гірських породах. Початкове залягання пластів або шарів таких порід звичайно горизонтальне. Під дією тектонічних рухів ці пласти піддаються пластичним або ж розривним деформаціям (порушенням) і набувають різні форми порушеного залягання. Будь-яке порушення початкового залягання гірських порід називається дислокацією. Дислокації поділяються на плікативні (пластичні порушення) та диз'юнктивні (розривні порушення).

Пластичні форми порушень (плікативні дислокації). Під дією пластичних деформацій виникає порушене залягання пластів земної кори без розриву їх суцільності. Такі форми порушень прийняті називати плікативними дислокаціями. Серед плікативних дислокацій виділяють наступні форми: монокліналі, складки і флексури. Найбільш розповсюдженою (основною) їх формою є складки.

Монокліналі. Якщо пластичні деформації горизонтально залягаючих пластів осадових порід призвели до рівномірного однобічного нахилу (без розриву суцільності), то така форма порушення або дислокації називається монокліналлю. Монокліналь найбільш проста форма плікативних дислокацій (рис. 3.1). У залежності від величини кута нахилу пластів розрізняють монокліналі слабонахиленні (кут нахилу до 15°), пологісті ($16-30^\circ$), сильнонахилені ($30-75^\circ$), поставлені на голову ($80-90^\circ$).

Флексури являють собою коліноподібний або східчастоподібний перегин шарів або пластів (рис. 3.2). На місці перегину пластів їх потужність звичайно зменшується, вони стають тонші та розриваються. Частини

флексури, які розташовані по обидві сторони перегину, називаються крилами. Вертикальний зсув крил флексури (амплітуда зсуву) може досягати декількох десятків і навіть сотень метрів. Флексуру нерідко розглядають як структуру, перехідну до розривних дислокацій.

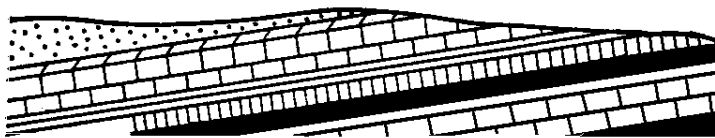


Рисунок 3.1 - Монокліналь

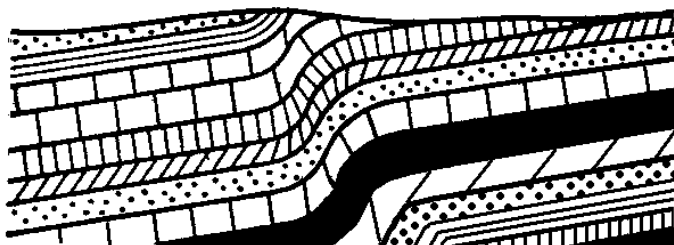


Рисунок 3.2 - Флексура

Складки – це хвилеподібні вигини пластів земної кори без розриву їх суцільності. Вигнута догори кладка називається антиклінальною складкою або антикліналлю. Складка, пласти якої прогнуті донизу, називається синклінальною складкою, або синкліналлю. Синкліналі й антикліналі - дві основні форми складок (рис. 3.3).

Крила - бічні частини складки. Кожна складка має два крила. Положення крил складки в просторі визначається відносно сторін світу (західне і східне крило, північне і південне, південно-західне і північно-східне і так далі). Якщо синклінальні складки чергуються з антиклінальними, то крило антикліналі є одночасно крилом синкліналі.

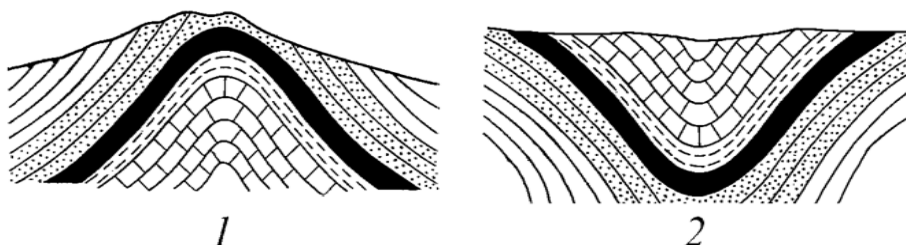


Рисунок 3.3 Антиклінальна (1) і синклінальна (2) складки

Замок - частина складки, що прилягає безпосередньо до місця переходу одного крила в інше (у поздовжньому перетині). Нерідко замок антиклінальної складки називають склепінням.

Кут складки - кут, що утворюється, якщо подумки продовжити площини крил до їх перетину. Кут можна визначити при графічному зображенні поперечного перерізу складки.

Осьова поверхня - уявна поверхня, що поділяє кут складки навпіл.

Вісь складки – умовна лінія, яка одержується при перетинанні осьової поверхні з поверхнею Землі.

Шарнір складки - лінія, яка утворюється при перетинанні осьової поверхні складки з поверхнею будь-якого пласта, що складає складку. У складці можна виділити стільки шарнірів, скільки пластів її утворюють.

Ядро складки - внутрішня частина складки.

У залежності від положення осьової поверхні стосовно горизонту виділяють наступні різновиди складок.

Прямі складки - осьова поверхня перпендикулярна до горизонтальної поверхні, а крила падають під однаковими кутами.

Похилі складки - осьова поверхня утворює з горизонтальною поверхнею загальом невеликий кут.

Перекинуті складки - осьова поверхня має значний нахил і їх крила нахилені в одну сторону.

Лежачі складки - осьова поверхня рівнобіжна або майже рівнобіжна горизонтальній поверхні.

Форма складок залежить також від характеру розташування крил і замка. У залежності від цього, складки можуть бути нормальні (крила розходяться під гострим кутом), ізоклінальні (крила в основному рівнобіжні), віялоподібні (спостерігається перетиснення крил), сундучні (пологий

широкий замок і крила круті).

Складки (у поздовжньому перетині) бувають довгими і короткими. Довгі складки називаються звичайно лінійними, у них довжина в багато разів перевищує ширину (відношення довжини до ширини дорівнює 5:1-10:1 і більше), а шарнір - майже пряма лінія. Короткі складки у вигляді витягнутих овалів називаються брахіскладками (брахіантикліналі і брахісинкліналі), у них відношення довжини до ширини дорівнює 2:1-5:1. Складки практично круглої форми мають назву склепінь, а відношення довгої осі до короткої у них складає 1:1-2:1. Від'ємний аналог склепіння називається чашею або мультюю.

Крила в лінійних складках майже рівнобіжні, а їх окремі ділянки можуть розглядатися як монокліналі.

Досить часто шарнір складки по простяганню зазнає занурення і підняття. Це явище називається хвилястістю або ундуляцією шарніру чи складки. В складці, що ундулює, її шарнір являє собою не пряму, а хвилясту лінію.

Замикання складки, де одне крило уздовж осі поступово переходить в інше крило, називається в антиклінальних складках перикліналлю, а в синклінальних складках - центрикліналлю.

Своєрідними різновидами антиклінальних складок є діапірові складки і соляні куполи. Їх утворення пов'язане з присутністю в ядрах цих складок пластичних порід, як ось: глини, солі, гіпсу, що пробивають (чи піднімають) пласти, які залягають над ними. Відбувається це тому, що у склепіннях, де потужність пластів менша, сила протидії слабша ніж на крилах. У діапірових складках, внаслідок пробивання склепіння пластичною масою, пласти склепіння набувають більш крутого падіння ніж на крилах. При цьому звичайно, потужність пластів у склепінні зменшується і вони виклинюються.

Соляний купол являє собою антиклінальну складку, у ядрі якої знаходиться скупчення солі. Дуже часто сіль у ядрі має форму вертикального циліндричного стовпа (соляний шток). При проникненні соляних мас,

склепіння піддається розтяганню й у ньому можуть виникнути численні тріщини і розломи. У механізмі утворення соляних куполів дуже важлива роль належить низькій густині солі. Із соляними куполами часто пов'язані промислові скопчення нафти і газу.

Складки часто зібрані в групи. Значно рідше вони бувають розташовані окремо, ізольовано одна від одної. Складки, у залежності від форми шарнірної поверхні поділяються на рівнобіжні (паралельні), кулісоподібні, чечевицеподібні й інші (при цьому синклінальні складки чергуються з антиклінальними). Іноді складки розгалужуються у вигляді пучків (віргують).

Складно згруповані лінійно-складчасті структури утворюють антиклінорії і синклінорії (рис. 3.4).

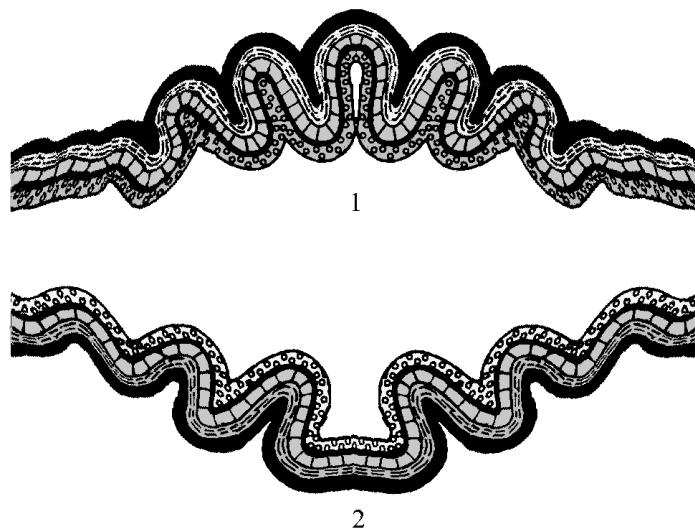


Рисунок 3.4 - Антиклінорій (1) і синклінорій (2)

Антиклінорії - це великі складно побудовані антиклінальні структури (їх довжина складає сотні і навіть тисячі кілометрів). Їх загальна будова ускладнена більш дрібними антиклінальними і синклінальними складками.

Синклінорії - такі ж великі, складно побудовані, але в цілому, синклінальні структури. Вони ускладнені, подібно антикліноріям, синклінальними й антиклінальними складками. Антиклінорії і синклінорії

утворюють гірські хребти і гірські системи (Альпи, Карпати, Кавказ, Тянь-Шань, Урал).

Складки в природних умовах досить рідко зберігаються в незруйнованому вигляді. Звичайно вони енергійно розмиваються. Тому на поверхні (у плані) пласти, що складають складку, мають вигляд паралельно витягнутих смуг, що замикаються десь по простяганню. У таких випадках відмінності між антиклінальними і синклінальними складками виражаються в наступному.

У ядрі антиклінальної складки знаходяться більш древні пласти, ніж на крилах. Тому, при перетинанні розмитої антиклінальної складки на переході від одного крила до іншого, спочатку спостерігаються молоді пласти. Потім у ядрі - найбільш древні з виступаючих на поверхню. Далі, в напрямку до другого крила, повторюються пласти в зворотному порядку - від древніх до більш молодих.

У ядрі синклінальної складки розташовані більш молоді пласти, ніж на крилах. При перетинанні розмитої синклінальної складки спочатку зустрічаються більш древні пласти, що у напрямку до ядра поступово змінюються більш молодими. Потім, при перетинанні другого крила, відслонені у складці пласти будуть змінюватися в зворотному порядку - від наймолодших до найбільш древніх пластів.

3.2 Розривні порушення (диз'юнктивні дислокації). Розривні тектонічні рухи приводять до розриву суцільності пластів гірських порід. Порушення, що утворилися внаслідок цих рухів одержали назву диз'юнктивних дислокацій. Розрізняють два види розривних дислокацій: без зміщення і зі зміщенням.

До розривних дислокацій без зміщення відносяться тектонічні тріщини. Вони розрізняються по ширині (мікротріщини - ледь помітні тріщини; макротріщини мають у ширину від декількох міліметрів до декількох метрів); по довжині (іноді довжина тріщин досягає десятків кілометрів); по глибині; по формі (прямолінійні, дугоподібні, кільцеподібні) тощо. Крім тріщин

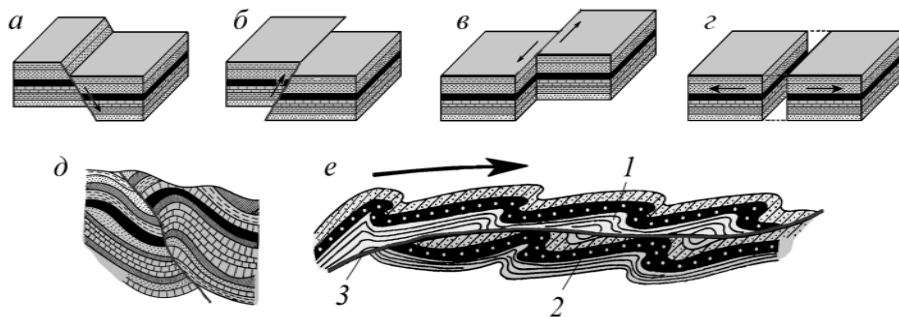
тектонічного походження існують тріщини нетектонічного (екзогенного) походження, що по зовнішніх ознаках мало чим відрізняються від попередніх.

Основними формами розривних дислокацій зі зміщенням є скиди, підкиди, зсуви, розсуви, насуви і покриви. У розривних дислокаціях розрізняють наступні елементи: площина розриву, крила (два крила) і амплітуда зміщення (рис. 3.5).

Амплітуда зміщення - величина відносного переміщення пластів. Розрізняють амплітуду зміщення дійсну, вертикальну і горизонтальну.

Найбільш характерною формою розривних дислокацій з переміщенням пластів є **скид** - порушення, у якого площина розриву нахилена убік висячого крила. Якщо ж площина розриву підсунута під висяче крило, утворюється **підкид**.

У випадку вертикального (або близького до нього) положення площини розриву стає важко класифікувати тип порушення (скид чи підкид). При цьому, крило, що займає більш високе положення, іменують звичайно піднятим, а більш низьке – опущеним.



a – скид; *б* – підкид; *в* – зсув; *г* – розсув; *д* – насув; *е* - покрив (шар'яж); 1 – алохтон; 2 – автохтон; 3 - поверхня волочіння

Рисунок 3.5 -Розломи зі зміщенням.

Переміщення з розривом у горизонтальному напрямку приводять до утворення **зсувів**.

Розсувами називаються розриви зі зміщеннями. Вони відбуваються перпендикулярно до поверхні відриву при розсуванні частин пласта у різні (протилежні) сторони.

У природних умовах розривні дислокації, що зазнали розмиву, виявляються за рядом ознак. До них відносяться: безпосередній контакт пластів порід різного складу і віку уздовж якогось напрямку; виходи підземних вод уздовж певної лінії (звичайно у вигляді висхідних джерел, що викидають нагріті води); наявність тріщин, заповнених уламками порід.

Зцементовані уламки різних розмірів, що заповнюють такого типу тріщини, утворюють, так звану, **тектонічну брекчію**. Якщо ж ці уламки сильно подрібнені і перетерті, то утворюються мілоніти. Нерідко при переміщенні товщ порід по площинах розриву відбувається (унаслідок тертя) шліфування їх контактної поверхні і виникають дзеркала ковзання.

Насув - це дислокація з розривом пластів і насуванням одного крила на інше по горизонтальній або пологістій стосовно горизонту площині (у скидах переміщення відбувається по більш крутій, ближче до вертикальної, площині). Звичайно їх супроводжують сильно стиснуті складки, нерідко з перекинутим (ненормальним) заляганням, коли під древніми відкладами на глибині знаходяться молодші пласти. Геологічні ознаки насувів у природі наступні: налягання однієї товщі порід на іншу по різкому контакту, не рівнобіжному основним площинам нашарування, що відрізняються за віком і складом; повторення по вертикалі двох однакових за віком і складом товщ; присутність у розрізі брекчій і мілонітів.

Насув з великим горизонтальним переміщенням називається **покривом** або **шар'яжем**. У шар'яжу висяче крило переміщується від своїх коренів іноді на сотні кілометрів. Крило шар'яжу, що насувається називають покривом або алохтоном, а крило, що залишається під насувом - автохтоном. Під дією денудаційних процесів окремі частини алохтону можуть бути розмиті аж до виходу на поверхню ділянок автохтона. Вихід на поверхню автохтону серед порід алохтону називається тектонічним вікном.

Безпосередньо з розривними дислокаціями пов'язане утворення структур - антиподів, таких як горст і грабен (рис.3.6). **Горсти** утворюються скидами або підкидами, центральні частини яких (блоки) підняті. При їх розмиві центральна частина буде складене більш древніми породами, ніж крайові. **Грабени**, навпаки, складені в центрі відносно молодими породами, а у крайових частинах - більш древніми.

Грабени і горсти формують нерідко великі ділянки земної кори. Так, у грабенах лежать великі африканські озера (Ньяса, Танганьїка, Альберта, Рудольфа), Червоне море, озеро Байкал. Грабен під назвою Дніпровсько-Донецька западина охоплює усю східну Україну. З ним пов'язані основні родовища нафти і газу регіону.

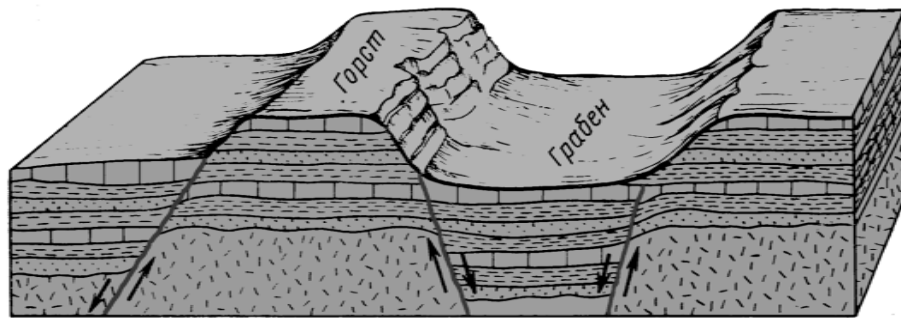


Рисунок 3.6 - Горст і грабен

Основні структурні елементи земної кори та їх відображення в рельєфі.

Найбільш структурними елементами земної кори, які не тільки відрізняються за характером її будови, але й чітко простежуються на поверхні, є **континенти** і **океани**. Різниця між цими двома структурними елементами земної кори не зводиться тільки до типу земної кори, а охоплює цілу низку відмінностей у будові, складі, фізичному стані речовини тощо, не лише земної кори, але й літосфери і навіть верхньої мантії.

Головними структурними елементами океанів є **серединно-океанічні хребти**, які являють собою своєрідні рухливі пояси з їх осьовими рифтами, і

океанські плити, яким відповідають абісальні улоговини та підводні підвищення, що їх ускладнюють.

На континентах до основних структур належать **гірські споруди**, або **орогени** (грецк. “*орос*” – *гора*), в межах яких подібно до серединно-океанічних хребтів спостерігається підвищена ендегенна активність (землетруси, вулканічні прояви, тощо), що сприяє виникненню та розвитку інтенсивних вертикальних і горизонтальних рухів, а також **платформи**, до яких належать тектонічно спокійні, здебільшого асейсмічні та авулканічні, майже до ізометричної форми ділянки континентів значних розмірів, які в геоморфологічному відношенні відповідають, зазвичай, **рівнинним областям**. Характерною властивістю платформ є практично субгоризонтальне залягання осадових порід, а іноді базальтових лав.

Області земної кори з активним тектонічним режимом, до яких відносяться насамперед орогени, ще називають **геосинкліналями**, або за термінологією В.Ю.Хаїна, **рухливими геосинклінальними поясами**.

В їх межах виділяють такі структурні елементи, як антиклінорії і синклінорії, міжгірські западини та серединні масиви.

Антиклінорій — велика і складна складчаста структура земних порід антиклінальної будови, яка утворюється на місці геосинклінальних прогинів. Характеризується загальним підняттям поверхні, дотичної до склепінь антикліналей (дзеркала складчастості) в центральній частині. Розміри — сотні км завдовжки і десятки км завширшки. Дуже великий антиклінорій називаються мегантикліноріями.

Синклінорій - велика й складна складчаста структура синклінального характеру, що виникає в рухливих ділянках земної кори внаслідок тривалого їх опускання.

Серединний масив – геологічна структура в межах геосинклінальної області. Є жорстким й відносно стабільним центральним ядром складчастої області, складеним більш древніми породами, ніж сама геосинклінальна область.

Серед гірських споруд Землі виділяються молоді гори, і гори, які зазнали відродження. Перші називають **первинними**, або **епігеосинклінальними** (грец. “*epi*” – після), а другі – **вторинними**, або **епіплатформеними**. Другою ознакою первинного віку гірських споруд є метаморфізм і гранітизація. Древніші гори складені сильніше метаморфізованими і гранітизованими породами в порівнянні з породами молодих орогенів.

На периферії геосинклінальних областей, а також поміж гірськими хребтами виникають понижені ділянки рельєфу, зайняті здебільшого алювіальними низинами, або мілководними морями, в яких відбувається накопичення потужних товщ грубоуламкових продуктів, які утворилися в процесі руйнування гір різноманітними екзогенними процесами. Такі прогини та западини відповідно називають **передгірськими** та **міжгірськими**, а теригенні відклади, які їх виповнюють – **моласами**.

Характерною властивістю платформ є наявність **двоповерхової** будови. Нижній поверх, або як його здебільшого називають **фундамент** платформ складений сильно дислокованими, метаморфізованими і прорваними гранітоїдними тілами породами, які на доплатформеному етапі розвитку складали складчасті споруди, що були в подальшому денудованими до рівня моря. На породах фундаменту, з кутовим і стратиграфічним неузгодженням, субгоризонтально залягають породи верхнього структурного поверху, який називають **осадовим чохлам** платформи. Складений він практично недислокованими, неметаморфізованими, малопотужними (в середньому 3-5 км) осадовими відкладами мілководно-морських, лагунних і континентальних фацій.

Платформи складені структурними елементами вищих порядків, серед яких основне місце належить щитам і плитам (ці плити не слід утотожнювати з літосферними або океанськими).

Щити – це виходи на поверхню фундаменту платформи, який впродовж усього платформового етапу розвитку перебував в стані піднімання.

Плитами називаються частини платформи, які перекриті осадовим чохлам і протягом усієї історії її розвитку мали тенденцію до опускання. Плити, в свою чергу, складені більш дрібними структурними елементами, серед яких розрізняють синеклізи і антеклізи.

Синеклізи – це широкі, близької до ізометричної форми западини, під якими фундамент прогнутий, а **антеклізи**, навпаки – пологі, склепіннеподібні, з припіднятим фундаментом і менш потужним у порівнянні з синеклізами чохлам. В основі (так би мовити “на дні”) синекліз часто бувають поховані під товщею осадових порід рифтоподібні структури, в розрізі яких значне місце належить вулканогенним породам. Це так звані **авлакогени**. Нерідко антеклізи і синеклізи ускладнюються другорядними структурами, такими як вали і плакантикліналі. В периферійних частинах платформ, там де вони межують зі складчастими поясами, утворюються глибокі западини, які називаються **перикратонними**, тобто ті які виникли на краю кратону або платформи. Над зонами розломів у фундаменті, де мають місце вертикальні переміщення блоків, утворюються так звані **флексури** – вигини верств порід чохла без розриву їх суцільності і зі збереженням паралельності крил. Всі платформові структури дуже пологі, що загалом надає верствам порід вигляд субгоризонтального залягання.

Крайовий прогин (передовий прогин , передгірський прогин , передгірська западина)— глибокий прогин земної кори, що виникає на межі платформ і геосинклінальних областей в орогенний етап розвитку геосинкліналі.

Крайові прогини побудовані різко асиметрично: їх внутрішні, звернені до складчастих гірських утворень крила інтенсивно дислоковані в лінійні, часто ускладнені насувами до осі прогину складки нерідко з проявами соляного діпіризму, а на зовнішніх, більш пологих платформних крилах звичайно спостерігаються лише склепінчасті підняття.

Тектонічне районування і складання на цій основі тектонічних карт відносять до традиційних методів геології. Під ним слід розуміти виділення

різномасштабних ділянок літосфери на основі різновидностей в їх історико-геологічному розвитку, структурно-морфологічних особливостях, структурно-речовинному складі або інших ознаках.

Найбільш традиційним принципом тектонічного районування територій є принцип районування за віком завершальної складчастості. В основі цього принципу, розробленого стосовно до континентів, лежить класичне вчення про геосинкліналі, у відповідності з яким розвиток літосфери приймається як природно-історичний процес переходу геосинкліналі у платформу. Цей принцип застосовується і до більш великих історико-геологічних об'єктів - океанів і континентів, а також при розгляді історико-геологічних подій з позиції розвитку океанів і переходу їх в континенти. В цьому випадку епоху закриття океану можна розглядати як завершальну складчастість, що привела до виникнення на місці океанічної структури гірськоскладчастої системи континентального характеру.

На основі історико-геологічного принципу тектонічного районування в межах континентів світу виділяють наступні типи геотектонічних областей:

- 1) області докембрійської складчастості;
- 2) області байкальської складчастості;
- 3) області каледонської складчастості;
- 4) області герцинської складчастості;
- 5) області мезозойської складчастості;
- 6) області альпійської складчастості.

Древні платформи утворюють ядра сучасних континентів. Їх фундамент складений породами архею (переважно) і нижнього протерозою. У платформному чохлі можуть бути породи верхнього протерозою, палеозою, мезозою і кайнозою. У результаті диференційованих рухів фундаменту, платформний чохол буває неповним і не скрізь присутній. У багатьох місцях відсутні не тільки окремі системи, але й цілі групи гірських порід.

Молоді платформи. Серед них розрізняють три послідовно сформовані типи: епібайкальські, епіпалеозойські і епімезозойські.

Епібайкальські платформи виникли після прояву байкальського циклу тектогенезу і їх фундамент складають породи переважно рифею. Можлива участь у ньому і більш древніх порід докембрію, що виступають у серединних масивах. Серединні масиви - це великі ділянки порід древньої основи, що виступають серед навколишніх гірсько-складчастих структур. Платформний чохол, як і в древніх платформах, можуть складати породи палеозою, мезозою і кайнозою. Епібайкальські платформи сформувалися місцями в Урало-Охотському (наприклад, Тіmano-Печорська плита), Атлантичному і деяких інших геосинклінальних смугах.

Епіпалеозойські платформи виникли після завершення каледонського і герцинського циклів тектогенезу. В одних місцях вони сформувалися під впливом тільки одного каледонського циклу тектогенезу, а в інших (здебільшого) - під впливом герцинського циклу тектогенезу або ж того й іншого спільно.

Фундамент епіпалеозойських платформ в областях, де проявився лише каледонський цикл тектогенезу, складається з порід докембрію і нижнього палеозою (епікаледонські платформи). В областях, охоплених герцинською складчастістю (епігерцинські платформи) - докембрію і палеозою (зазвичай без пермських відкладів). Власне платформний чохол у епікаледонських платформах накопичувався з пізнього палеозою, а в епігерцинських - з початку мезозою і це накопичення триває в тих і інші і в наші дні.

Епіпалеозойські платформи сформувалися на місці Атлантичного, Арктичного й Урало-Охотського геосинклінальних поясів, після припинення їх геосинклінальної фази перетворення в орогени, а також на місці значної частини Середземноморського і невеликої частини Тихоокеанського поясів. Атлантичний орогенний пояс має переважно каледонський вік.

Епімезозойські платформи утворилися після завершення кіммерійського циклу тектогенезу, що охопив значну частину окраїн Тихоокеанського і східну окраїну Середземноморського геосинклінальних поясів.

Фундамент епімезозойських платформ складений породами мезозою. У

його складі знаходяться і більш древні породи – палеозою (рідше докембрію), що складають серединні масиви.

На більшій своїй частині територія епімезозойських платформ зберегла гористий рельєф та відсутність платформного чохла. Останній спостерігається іноді в депресіях і складений породами палеогенового, неогенового і четвертинного віку. Відсутність на більшій частині площі кimmerійських структур платформного чохла послужила причиною трактування їх як структур, що ще не досягли платформної стадії розвитку. Западни фундаменти молодих платформ можуть бути заповнені осадово-ефузивними утвореннями, що виникли до початку накопичення платформного чохла.

Наймолодші альпійські або кайнозойські складчасті гірські споруди ще не досягли стадії платформного розвитку й утворюють дві складчасті зони: одну в межах Середземноморського, а іншу - у Тихоокеанському геосинклінальних поясах.

Середземноморський геосинклінальний пояс майже повсюдно пережив власне геосинклінальну (головну) стадію розвитку і знаходиться зараз на орогенній стадії. Припідняті в Середземноморському поясі альпійські складчасті споруди складаються з порід мезозойського і кайнозойського віку. Місцями серед них виходять на поверхню і більш древні породи (у ядрах складчастих споруд і в серединних масивах) - палеозойські, рифейські.

Тихоокеанський геосинклінальний пояс знаходиться в основному на власне геосинклінальній стадії розвитку. Лише окремі геосинклінальні прогини знаходяться на орогенному етапі розвитку й у них сформувалися складчасті зони (Сахалін, Камчатка, Японські острови й інші). Крім того, в межах цього поясу простежуються і нині формуються геосинклінальні прогини, окраїнні моря, глибоководні жолоби на океанічній основі .

Платформний чохол в альпійських складчастих структурах відсутній.