

#### 4. ЕНДОГЕННІ ПРОЦЕСИ І РЕЛЬЄФ

Ендогенні процеси – це процеси, які зароджуються та проходять в надрах нашої планети і зумовлені енергетичними джерелами внутрішніх геосфер Землі. До них відносяться: *тектонічні рухи земної кори та землетруси, магматизм, метаморфізм і метасоматоз.*

Всі ендогенні процеси тісно взаємопов'язані між собою. Так, тектонічні рухи є однією з головних причин метаморфізму гірських порід. Разом з тим вони призводять до порушення суцільності земної кори, сприяють утворенню зон зниженого тиску, що, в свою чергу, призводить до виникнення осередків розплавленої магми. Метаморфічні процеси в крайніх формах свого проявлення (ультраметаморфізм) супроводжуються переплавленням порід і, відповідно, виникненням магматичних розплавів. Магматичні та метаморфічні процеси супроводжуються виділенням значної кількості термальних газів і різноманітних розчинів, які, циркулюючи по тріщинах, зумовлених тектонічними рухами, призводять до метасоматичних явищ. Разом з тим магматичні, метаморфічні та метасоматичні процеси, супроводжуючись високими температурами і тисками, суттєво впливають на зміни механічних властивостей зміщуючих порід, і насамперед на їх щільність, в'язкість, пластичність, що має значний вплив на характер тектонічних явищ.

Таким чином, як впливає з зазначеного, проявлення одних ендогенних процесів, зумовлює народження і розвиток інших. Саме взаємозв'язок і взаємообумовленість усіх ендогенних процесів лежить в основі саморозвитку нашої планети. Окрім того, ендогенні процеси відіграли основну роль у формуванні планетарних, мега- і мікроформ рельєфу. В першому випадку – це диференціація протокори на континентальний і океанічний типи внаслідок активного проявлення магматизму, метаморфізму і тектонічних рухів на ранніх етапах геологічної історії Землі (катаархей, архей), що призвело утворення протоконтинентів і протоокеанів. Виділення в протерозої та фанерозої тектонічно стабільних і рухливих ділянок земної кори

з різним ступенем проявлення магматизму і метаморфізму визначили місця формування рівнин і гірських областей. Внутрішньоконтинентальні тектонічні рухи земної кори були причиною утворення височин, низовин та інших макроформ рельєфу. В меншій мірі ендогенні процеси сприяють утворенню мезо- і мікро форм. Це можуть бути позитивні замкнуті форми у вигляді горбів тощо, які утворилися внаслідок виходу на денну поверхню інтрузивних магматичних тіл (так звані препарований форми), або долини рік чи струмків, які утворилися в розуцільнених породах зон тектонічних розломів.

#### 4.1. Тектонічні рухи і їх роль у формуванні рельєфу

Впродовж геологічної історії земна кора зазнавала складних перетворень в просторі та часі. Порооди, які її складають, зминалися в складки, розривалися, насовувалися одна товща на іншу, тощо. В результаті змінювався рельєф земної поверхні, утворювалися гори та глибоководні западини. Всі ці явища виникали під впливом рухів земної кори, або, як прийнято називати, **тектонічних рухів**.

Тектонічні рухи, спричинені різними за природою силами внутрішніх геосфер Землі, і бувають самими різноманітними, що ускладнює їх класифікацію.

На поточний час існує ціла низка класифікацій тектонічних рухів, які відображають їх характер, області поширення та результати проявлення. Найбільш повними і інформативними, на наш погляд, є класифікації В.Ю.Хаїна та В.В.Білоусова.

Залежно від напрямку переміщення гірських порід В. Хаїн виділяє суттєво **вертикальні** та **горизонтальні** тектонічні рухи, за областю їх проявлення – **поверхневі** (покривні) рухи, пов'язані з процесами в осадовому чохлі; **корові**, які проявляються в межах усієї земної кори, та **глибинні**, зумовлені процесами в верхній мантії. Всі вони, в свою чергу, поділяються на складчасті, блокові, брилеві та інші (табл. 4.1).

Класифікація В. Білоусова базується на виділенні певних видів рухів за масштабами їх проявлення. Згідно з цим положенням усі тектонічні рухи поділяються на **внутрішньокорові**, які поширюються тільки на окремі частини земної кори, і **загальнокорові** (глибинні), які призводять до руху всієї кори. В свою чергу, внутрішньокорові рухи діляються на **складчасті** та **розривні**, а загальноко-

рові – на *коливні* і *розривні*, які спричиняють утворення *плікативних* (лат. “*пліко*” – *складати*) і *диз’юнктивних* (лат. “*диз’юнго*” – *розділити*) дислокацій різних порядків. Саме ці дві групи дислокацій гірських порід і є основним результатом тектонічних рухів.

Таблиця 4.1.

Класифікація тектонічних рухів

За В. Хайним				За В. Білоусовим	
Суттєво вертикальні рухи		Суттєво горизонтальні рухи		Внутрішньокорові рухи	
Поверхневі (покривні)					
Складчасті (пагі-тання)	Блокові	Складчасті (загального зім’яття, ковзання і інші)	Зсуви, насуви, ша-р’яжі	Складчасті (брилеві, на-гнітання, за-гального зім’яття і гли-бинні)	Розривні (скиди, підкиди, насуви та інші)
Корові				Загально корові рухи	
Складчасті (отор-тання)	Блокові	Складчасті	Зсуви, ре-гіональні насуви	Колійні (за-гальні, хвильові)	Розривні (глибинні розломи, зсуви, підкиди та інші)
Глибинні					
Колійні	Брилеві	Хвильові	Глибинні зсуви та насуви		

Проявлення тектонічних рухів мало місце впродовж усієї історії геологічного розвитку Землі і не припинялися ні на мить. Не залишається нерухомою і земна кора і сьогодні, вона “ворушиться”. Одні її ділянки піднімаються, інші опускаються, а треті зазнають горизонтальних переміщень.

За часом проявлення розрізняють *давні* тектонічні рухи, які відбувалися впродовж усієї геологічної історії Землі до початку палеогенового періоду; *неотектонічні*, час проявлення яких тривав від початку олігоценової епохи палеогену до голоцену, тобто близько 60 млн. років; *новітні*, або молоді, що мали місце в голоцені, віковий діапазон якого становить 10 000 років, і *сучасні*, які відбуваються тепер. Слід зазначити, що теперішній рельєф є результатом проявлення неотектонічних, новітніх і сучасних рухів.

Вивчення сучасних тектонічних рухів стало можливим лише тоді, коли людство почало застосовувати точні геодезичні інструменти. Спочатку це були досить прості спостереження, які зводилися до того, що робили позначки на прибережних скелях морів та озер. Так, наприклад, відомий російський мандрівник і геолог І. Черський за допомогою таких позначок на узбережжі озера Байкал спостерігав за вертикальними рухами берегів відносно рівня води.

Прикладом сучасних тектонічних рухів земної поверхні є околиці міста Поццуолі в Італії на узбережжі Неаполітанської затоки. В ньому знаходяться руїни міського ринку з храмом, збудованим близько 2000 років тому на честь бога Серапіса. Після його спорудження площа разом з храмом почала поступово опускатися і у XIII столітті всі споруди були затоплені морем. У такому стані вони перебували біля трьох століть, після чого місцевість знову почала підніматися і на кінець 1800 року практично всі руїни разом з фундаментом були виведені з під рівня моря. В результаті тривалого перебування під водою мармурові колони храму були пошкоджені каменоточцями до висоти 5,71 м. В подальшому знову розпочалось опускання території і в 1954 р. рівень води становив уже 2,5 м над підлогою храму, тобто швидкість опускання, за даними Г. Горшкова, складала 2,0 см/рік.

Сьогодні інструментальними методами встановлено, що Малий Кавказ піднімається зі швидкістю від 8 до 13,5 мм/рік; складчасті споруди Східних Карпат 1,5-1,7 мм/рік; Скандинавія "росте" зі швидкістю 8-10 мм/рік; в районі Байкальського озера швидкість сучасних вертикальних рухів коливається від 10 до 20 мм/рік. Опускається зараз Чорноморське узбережжя Кавказу, яке занурюється зі швидкістю до 12 мм/рік; узбережжя в районі болгарського міста Бургас – 2 мм/рік; берег Чорного моря на захід від Одеси – до 4,3 мм/рік.

Геофізичними та геодезичними методами фіксуються також і сучасні горизонтальні рухи земної кори. На заході Північної Америки, в Каліфорнії знаходиться сейсмоактивний розлом Сан-Андреас, який простежується на відстані більше 1000 км при ширині зони до 20 км. Він являє собою складну тектонічну споруду з численними віялоподібними розривами, по яких відбувається горизонтальне зміщення суміжних блоків земної кори зі швидкістю 30-80 мм/рік.

Горизонтальне переміщення плит земної кори підтвержені також результатами космічної геодезії. Встановлено, що Австралія рухається назустріч Тихоокеанській плиті зі швидкістю 46 мм/рік. Південна Америка наближається до Австралії зі швидкістю 28 мм/рік. Південна і Північна Америка в районі Карибського басейну рухаються назустріч одна одній зі швидкістю 8 мм/рік, а Тихоокеанська плита щороку переміщується у напрямку до Південної Америки на 55 мм.

Сучасні вертикальні коливні рухи вивчаються переважно методом повторного нівелювання. За результатами цих спостережень складають відповідні карти, які мають важливе значення для проектування залізничних шляхів, нафто- та газопроводів, водосховищ на великих ріках, а також для спорудження гідро- і атомних електростанцій, великих промислових комплексів, будівництва міст та інших населених пунктів.

Горизонтальні сучасні рухи вимірюються геодезичним методом повторної тріангуляції, а для вивчення переміщення крупних літосферних плит застосовують доплерівський, лазерний методи і метод, який базується на замірі відстані від квазарів до певної точки на земній поверхні.

Застосування цих методів та деяких інших, показало, що серед вертикальних і горизонтальних рухів останні на порядок і більше перевищують перші.

Неотектонічні і новітні рухи – це рухи, які обумовили формування сучасного вигляду Землі. Правильне розуміння розвитку структур, сформованих внаслідок проявлення цих рухів має велике значення при прогнозуванні родовищ нафти та газу, мінеральних вод, родовищ золота, алмазів, каситериту та інших мінералів. Вивчення неотектоніки базується, головним чином, на аналізі геоморфологічних особливостей територій і еволюції рельєфу.

Неотектонічні рухи встановлюються за геоморфологічними знаками, і зокрема за результатами вивчення річкових терас. Зіставлення поздовжніх профілів річкових долин – це один з основних методів вивчення неоген-четвертинних тектонічних рухів. При висхідних рухах (підніманні) відбувається посилення донної ерозії і звуження русла ріки, при низхідних рухах (опусканні) накопичуються алювіальні відклади і формуються акумулятивні тераси. В гірських областях висотні рівні терас поступово знижуються від верхів'я ріки в сторону гирла, а в місці виходу ріки на передгірську рівнину

більш древні алювіальні відклади залягають нижче молодих, тоді як в горах вони розташовуються навпаки.

Вивчення морських терас дає можливість говорити про піднімання та опускання узбережжя, а також виявляти екстатичні коливання рівня океану. На характер тектонічних рухів вказує також і морфологія морських берегів. Так, наприклад затоплення гирлових частин рік і утворення естуаріїв є ознакою опускання узбережжя.

Важливі відомості про неотектонічні рухи отримують при вивченні абразивних, денудаційних і акумулятивних поверхонь вирівнювання. Прикладом може бути південно-східна частина Кавказу, де виділяється шість таких поверхонь. Найвища з них і найдавніша, яка називається Шахдагською (від назви г. Шахдаг), розташована на висотах 4200-3500 м, складається з двох рівнів і була вироблена в сарматський час пізнього міоцену (13-13,5 млн. років тому). На це вказують морські відклади, які залягають на абразійній Шахдагській поверхні. Це дає підстави припускати, що район гори Шахдаг впродовж пліоцен-четвертинного часу піднявся більше ніж, на чотири кілометри. Кожна з нижчих поверхонь відокремлюється від вищої уступом або обривом, що вказує на переривчастий (пульсаційний) характер піднімання Кавказу. Тобто періоди відносного спокою, впродовж яких і відбувається формування поверхонь вирівнювання, змінювались періодами інтенсивного підняття.

Іншим прикладом може бути Тянь-Шань, на території якого в олігоцені перед початком гороутворення існував пенеплен – вирівняна денудаційна поверхня, яка в післяолігоценовий час зазнала швидкого піднімання. Підтвердженням цього є наявність на висоті близько 4 км ділянок, що нагадують рівнину, в яку глибоко врізані річкові ущелини. Тераси таких вузьких річкових долин є свідченням того, що швидкість підняття була нерівномірною, і висхідні рухи переривалися періодами відносного спокою.

Періодичність та ритмічність сучасних, новітніх і неотектонічних вертикальних рухів підтверджується не лише геоморфологічними та геологічними ознаками, але й результатами спеціальних високоточних вимірів на численних полігонах. Так, М.І.Ніколаєвим було встановлено, що сучасні рухи відбуваються з періодичністю 3-7, 8-9, 5-6 років і близько 1 року. Припускається також, що існують навіть добові високочастотні коливання земної поверхні. К. Тяпкін і О. Бондарчук вважають, що коливання з річною періодичністю мають загальнопланетарний характер, і пов'язані вони з ротаційним

решимом земної кулі, до якого безперервно повинна "адаптуватися" форма геоїду.

#### 4.1.1. Плікативні тектонічні порушення

Основним вираженням в природі плікативних порушень є складки, під якими слід розуміти будь-які вигини верстви гірських порід без розриву їх суцільності.

В складках розрізняють (рис. 4.1): *крила* – верстви (пласти), які складають бокові частини складки, розташовані по обидва боки ядра; *ядро* – внутрішня частина складки, обмежена якою-небудь верствою порід; *кут при вершині складки* – кут, утворений продовженням крил складки до їх перетину; *замок*, або *склепіння* – місце вигину пластів; *осьова поверхня* – поверхня, яка ділить кут при вершині складки навпіл; *шарнір* – точка перегину в замку, або впадині складки; *шарнірна лінія* – лінія перегину осьової поверхні з покрівлею, або підшовою верстви в замку або склепінні складки; *осьова лінія*, або *вісь* – лінія перетину осьової поверхні складки з горизонтальною поверхнею; *гребінь* – найвища точка складки, яка не співпадає з шарніром у випадку нахилених або лежачих складок.

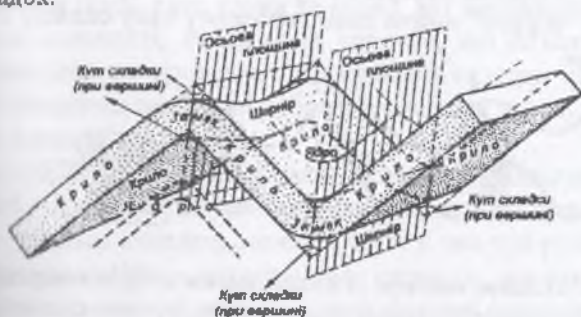


Рис.4.1. Основні елементи складки.

Виділяється два основних типи складок: *антиклінальні*, в ядрі яких залягають древні породи, і *синклінальні*, де ядро складене більш молодими породами в порівнянні з крилами (рис. 4.2). Ці визначення не змінюються навіть у тих випадках, коли складки виявляються перекинутими. Якщо неможливо визначити покрівлю або підшову верстви, наприклад, у високометаморфізованих породах, для визначення вигину верств застосовують терміни: *антиформа*, у

випадках, коли верстви вигнуті догори, і *синформа*, якщо вони вигнуті донизу.

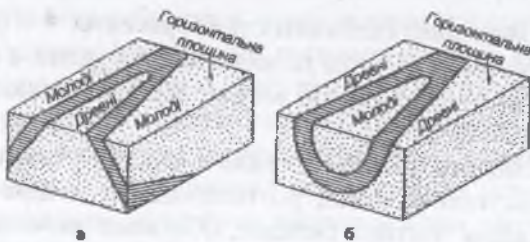


Рис. 4.2. Антикліналь (а) і синкліналь (б).

Залежно від нахилу осьової поверхні та положення крил (у поперечному розрізі) виділяються наступні різновиди складок: *пряма* (симетрична і асиметрична) *складка* – це складка, осьова поверхня якої вертикальна; *похила* – осьова поверхня нахилена, але крила падають в різні сторони; *перевернена* – осьова поверхня нахилена, а крила падають в одну і ту ж сторону під різними або однаковими кутами; *лежача* – осьова поверхня горизонтальна (рис. 4.3). Коли осьова поверхня “пірнає” нижче лінії горизонту таку складку називають *пірнаючою*.



Рис.4.3. Види складок виділені за положенням осьової поверхні.

а – пряма симетрична; б – пряма асиметрична; в – похила; г – перевернена; д – лежача.

Залежно від величини кута при вершині складки та співвідношення осьової поверхні і крил розрізняють: *відкриті* складки, які характеризуються тупим кутом при вершині; *закриті*, кут при вершині яких гострий, та *ізоклінальні*, осьова поверхня яких паралельна крилам складки.

За формою замка складки діляться на: *гребенеподібні* – вузькі, гострі антикліналі, розділені широкими пологими синкліналями; *кілеподібні* – вузькі гострі синкліналі, розділені широкими, по-



гони антикліналями; *скринеподібні* – широкі пологі антикліналі та синкліналі та інші (рис.4.4).



Рис. 4.4. Види складок виділені за формою замка та крил.

*a* – гострі; *b* – гребенеподібні; *c* – аркоподібні; *d* – саниноподібні; *e* – ізоклінальні.

За співвідношенням потужностей верств на крилах та в замках виділяються подібні, концентричні, діапирові і діапироїдні складки (рис. 4.5). *Подібні* складки – це складки, в яких потужність верст на крилах менша в порівнянні з їх потужністю у замковій частині, при збереженні кута нахилу крил. Такі складки утворюються при роздавленні крил під тиском порід, які залягають вище, що спричиняє переміщення матеріалу в склепінну, або замкову частини. *Концентричні* складки характеризуються однаковою потужністю верст на крилах і в замку, але з глибиною відбувається зміна нахилу кута крил. *Діапирові* складки – це складки, ядра яких складені пластичними породами (сіль, гіпс, глина та інші), які виринаючи в результаті інверсії щільності, протікають верстви, що їх перекривають, здебільшого виходячи на поверхню. *Діапироїдні* складки характеризуються потоншеними замками і добре розвиненим ядром, що спостерігається в пластичних товщах.

За характером вираження в плані складки поділяються на (рис. 4.6) *лінійні* – довжина складки набагато перевищує її ширину; *брахіформні* – овальні складки, довжина яких у два-три рази більша за ширину; *кулоподібні* – антиклінальні складки, довжина і ширина яких приблизно однакові; *мульди* – синклінальні складки, довжина і ширина яких приблизно однакові.



Рис. 4.5. Види складок виділені за співвідношенням потужностей верств на крилах і в замках.

*1* – подібні; *2* – концентричні; *3* – діапироїдні; *4* – діапирові.

У природі поодиноких складок практично не існує. Зазвичай вони утворюють системи антикліналей і синкліналей. Якщо всі найвищі точки складок – гребені – з'єднати площиною або в поперечному розрізі лінією, то ця лінія буде називатися *дзеркалом складчастості*.

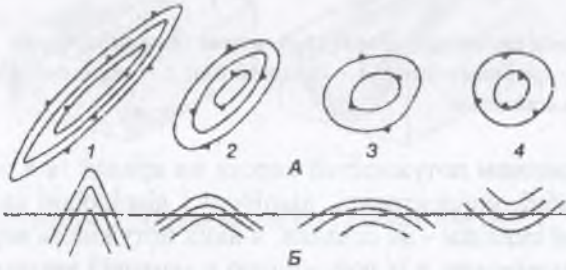


Рис. 4.6. Типи складок в плані (А) та розрізі (Б).

1 – лінійна; 2 – брахіморфна; 3 – куполоподібна; 4 – мульда. Зубці направлені в сторону падіння крил складок.

При поєднанні антиклінальних та синклінальних складок виникають більш складні складчасті форми. Так, коли спостерігається переважання антиклінальних складок і дзеркало складчастості утворює випуклу криву, така структура називається *антиклінорієм* і, навпаки, переважання синклінальних складок і увігнута крива дзеркала складчастості характерні для *синклінорії* (рис. 4.7).

Складки нерідко займають значні простори і крило антикліналі переходить в крило сусідньої синкліналі. Таке поєднання складок називається *складчастістю*. В.В.Білоусов виділяє три основних типи складчастості: 1) повну, або голоморфну; 2) переривчасту, або ідіоморфну, і 3) проміжну між двома першими типами.

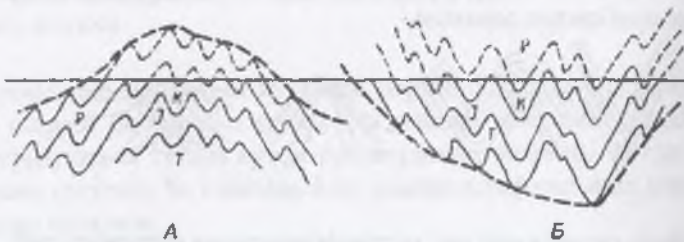


Рис. 4.7. Антиклінорії (А) і синклінорії (Б).

**Повна складчастість** характеризується суцільним заповненням поєднаними складками. Останні, зазвичай, лінійні, паралельні одна одній і мало відрізняються за амплітудами та шириною.

**Переривчаста складчастість** характеризується ізольованістю складок, розташованих на значній відстані одна від одної. В ній переважають антиклінали ізометричної форми, розділені майже недеформованими породами, які залягають горизонтально.

**Проміжна складчастість** володіє рисами повної та переривчастої і характеризується розвитком окремих гребеноподібних та кілеподібних складок і їх поєднанням на фоні спокійного залягання відкладів.

За типом деформацій порід розрізняють складки: *поздовжнього згину, поперечного згину та текучості (нагнітання)*. В першому випадку на верству, або товщу гірських порід діють горизонтально орієнтовані сили і верстви зминаються в складки завдяки тому, що відбувається ковзання одних верств по інших і при цьому в покрівлі та підшві кожної верстви діють протилежно направлені сили, які спричиняють деформацію зсуву.

Складки поперечного згину утворюються в результаті дії сил, направлених перпендикулярно до покрівлі або підшви верстви. В такому випадку над блоком, який піднімається, верстви деформуються, зазнають розтягування і стають довшими.

Складки текучості, або нагнітання, властиві гірським породам з низькою в'язкістю, таким як глини, гіпс, кам'яна сіль, ангідрит, вив'яне вугілля. Для таких складок характерні різноманітні та складні форми.

Морфологічна класифікація складчастості враховує тільки її форму та поєднання складок. Відповідь на питання, як відбувалася деформація гірських порід, дає кінематична класифікація П. В. Білоусова (табл. 4.1). Він виділяє складки загального зім'яття, які характеризують загальне горизонтальне здавлювання гірських порід, що спричиняє формування повної, або голоморфної складчастості. Брилева складчастість призводить до утворення ідіоморфних або переривчастих складок, а складчастість нагнітання формує діапирові складки або ядра діапирових куполів, що пов'язане з перетіканням пластичних гірських порід.

#### 4.1.2. Диз'юнктивні тектонічні порушення

Диз'юнктивними, або розривними, порушеннями називаються деформації верств, товщ, пачок гірських порід з порушенням їх суцільності, яка виникає у випадку перевищення межі міцності порід. Як і складки, тектонічні розриви дуже різноманітні за своєю формою, розмірами, величиною зміщення та іншими параметрами. Вони також характеризуються своїми елементами (рис. 4.8).

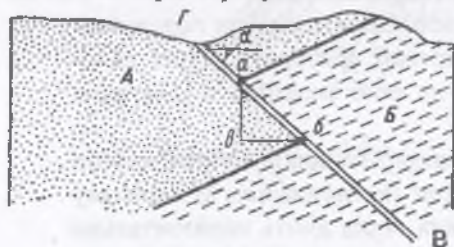


Рис. 4.8. Елементи підкиду.

*A* – лежаче крило (опущене); *Б* – висяче крило (підняте); *ВГ* – зміщувач (площина скиду);  $\alpha$  – кут падіння площини підкиду; *аб* – істинна амплітуда; *ав* – вертикальна амплітуда підкиду; *бв* – горизонтальна амплітуда підкиду.

В будь-якому розривному порушенні виділяється **площина розриву** або **зміщувач** і **крила** розриву. Останні являють собою блоки порід по обидва боки зміщувача, які підлягали переміщенню. Крило, або блок, який знаходиться вище площини розриву, називається **висячим**, а нижче – **лежачим**.

Важливим параметром розриву є його **амплітуда**, тобто відстань від підшови або покрівлі пласта в лежачому крилі до підшови або покрівлі того ж пласта в висячому крилі по площині розриву. Розрізняють **вертикальну амплітуду** – проекцію амплітуди по зміщувачу на вертикальну площину та **горизонтальну амплітуду** – проекцію амплітуди по зміщувачу на горизонтальну площину. Серед різних типів розривних порушень головними є: **скид** – зміщувач вертикальний, або має падіння в сторону опущеного крила (рис. 4.9); **підкид** – зміщувач має падіння в сторону піднятого крила; **насув** – це підкид з кутом падіння зміщувача менше ніж  $45^\circ$ ; **зсув** – розрив з переміщенням крил у горизонтальному напрямку по простяганню зміщувача; **розсув** – розрив з переміщенням крил перпендикулярно до зміщувача; **покрив**, або **шар'яж** – розрив з майже горизонтальним положенням зміщувача. Покриви складаються з **алохтона**, тобто тієї частини, яка зазнала переміщення, і **автохтона** – частини, що підстеляє алохтон. Якщо алохтон під впливом ерозії руйнується і відслонюються породи автохтона, їхній вихід на денну поверхню називається **тектонічним вікном**, а якщо від фронтальної частини алохтона ерозією відокремлені блоки порід, вони називаються

всюються **тектонічними останцями**. Змішувач в покриві ще називають поверхню зриву або волочиння. Нерідко алохтон сам підлягає розпаду на покриви або пластини меншого розміру – дигітації. У випадках, коли рух алохтона спричиняє зрив і деяке переміщення окремих товщ автохтона, але при цьому не втрачається зв'язок з підстелюючою товщею, говорять про **параавтохтон** (грецьк. “пара” – близько, біля). Утворення покривів нерідко відбувається в підводних умовах, при цьому в результаті руйнування фронтальної частини покриву від нього відокремлюються брили різних розмірів – олістоліти, які згодом перекриваються новими осадками і таким чином формуються **олістостроми**. Значні за розмірами фрагменти верств, які в результаті формування покриву зсунулися, називаються **олістоплаками**.

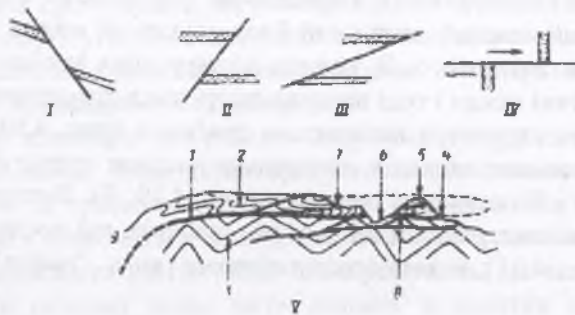


Рис. 4.9. Типи розривних порушень.

I – скид; II – підкид; III – насув; IV – зсув (план); V – покрив та його елементи: 1 – змішувач; 2 – алохтон; 3 – автохтон; 4 – фронт покриву; 5 – тектонічний останець; 6 – тектонічне вікно; 7 – ділянка дигітації; 8 – параавтохтон; 9 – корінь покриву.

Покриви, або шар'яжі можуть утворюватися в різний спосіб: у процесі складчастості, як результат зриву крил лежачих складок, або при підсуванні під складчасту споруду древнього блока молодих порід. Вони можуть бути доскладчастими, або утворитися після складчастості.

Тектонічне дроблення алохтона по його змішувачу – поверхні зриву – призводить до формування **тектонічних брекчій** або їх

суміші, яка називається *меланжем* (франц. "меланж" – суміш) і складається з перетертих зім'ятих уламків порід як автохтона, так і алохтона.

Будова поверхні змішувача може бути різною. В одних випадках – це площина, по якій відбувається зміщення порід, в інших – зони брекчіювання порід. При зміщенні по поверхні розриву утворюються так звані *дзеркала ковзання*. Це блискучі, немов відполіровані, поверхні з борознами та слідами відриву. В більш крупних розривах в зоні зміщення утворюються *мілоніти* (грецк. "мілос" – млин), які являють собою перетерті уламки порід. Потужність таких зон мілонітизації може змінюватися від перших сантиметрів до сотень метрів.

Тектонічні порушення, здебільшого, утворюють цілі системи. Так, скиди, розташовуючись паралельно, утворюють східчасту структуру, в якій кожний наступний блок опущений нижче по відношенню до попереднього. В умовах розтягування нерідко утворюються зустрічні скиди і тоді центральна частина структури зазнає опускання. Така структура називається *грабенем* (рис. 4.10, А). У випадку паралельних підкидів центральна частина структури, навпаки, піднята і її називають *горстом* (рис. 4.10, Б). Витягнені на сотні і тисячі кілометрів складні системи грабенів, які поєднуються з горстами (рис. 4.11), називаються *рифтами* (англ. "рифт" – розходження).

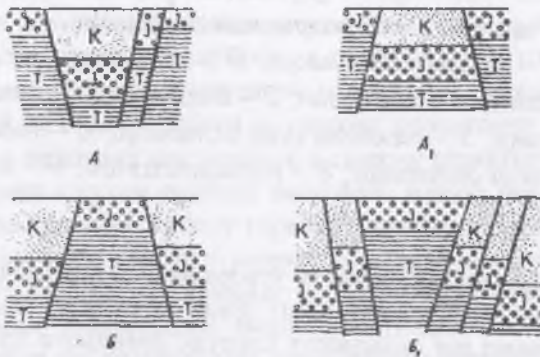


Рис. 4.10. Схема будови грабенів та горстів.

А – А<sub>1</sub> – грабени: А – утворений скидами; А<sub>1</sub> – утворений підкидами.  
Б – Б<sub>1</sub> – горсти: Б – утворений скидами; Б<sub>1</sub> – утворений підкидами.

Складкоутворення в умовах загального тектонічного стиснення найбільшого супроводжується формуванням підкидів, насувів та покривів. Перевертання складок призводить до зриву їх лежачого крила, в зв'язку з чим підвернені крила сприятливі для утворення скидів і насувів.



Рис. 4.11. Рифти, які складаються з системи грабенів і горстів.

Зсувні порушення виникають в умовах стиснення складчастості системи паралельно до простягання складок.

Говорячи про розривні порушення всіх типів, слід мати на увазі, що вони можуть утворюватися одночасно з осадконагромадженням, і тоді називаються *конседиментаційними*, або після накопичення відкладів – *постседиментаційними*.

Окрему категорію розривних порушень утворюють зони *глибинних розломів*. Вони характеризуються значним простяганням, потужністю та тривалим розвитком, що свідчить про їх глибинне закладення. Сейсмічними дослідженнями було встановлено, що ці розломи досягають навіть межі Мохоровичича. На поверхні зона глибинного розлому може мати ширину в десятки кілометрів і складатися з серії більш дрібних кулісоподібних розломів, між якими затиснуті блоки порід. В ній можуть бути конседиментаційні западини і підняття, потужні зони брекчіювання, тощо.

Тектонічні рухи перешкоджають вирівнюванню рельєфу земної поверхні, постійно сприяючи виникненню різниці гіпсометричних рівнів окремих її ділянок – основні умови для розвитку екзогенних процесів. У цьому проявляється неподільна діалектична єдність ендогенних та екзогенних процесів. Прямим наслідком тектонічних рухів є зміна обрисів континентів та океанів, явища трансгресій і регресій морів, тощо.

Порушення залягання гірських порід, які виникають при тектонічних рухах, підвищують проникність земної кори, створюють ділянки пониженого тиску, сприяючи тим самим зародженню магматичних осередків, переміщенню магматичних розплавів і розчинів, які відокремлюються від них, що має велике значення для рудоут-

ворення. Відповідно, тектонічні рухи значною мірою зумовлюють процеси метаморфізму гірських порід.

#### 4.1.3. Причини тектонічних рухів і деформацій

Існування вертикальних і горизонтальних рухів в межах земної кори, що спричиняють деформації гірських порід, уже ні у кого не викликає сумніву, проте на питання про причини, які зумовлюють ці рухи, як і про джерела енергії всіх ендогенних процесів, донині ще не має однозначної відповіді.

Першими, хто спробував науково пояснити рухи та деформації земної кори і магматизм, були М. Ломоносов і Дж. Хаттон, котрі ще у XVIII столітті розробили так звану *гіпотезу "кратерів підіймання"*. Вони вважали, що вертикальні рухи земної кори спричиняються підняттям з глибин Землі розплавленої магми, яка підіймаючись випинає над земною поверхнею верстви гірських порід, а також розсуваючи їх, сприяє зсуванню по схилах підняття (звідси і назва гіпотези). При цьому провідна роль відводилась вертикальним рухам земної кори, а формування складчастих дислокацій розглядалось як наслідок, другорядне явище, зумовлене підняттям магми, що призводило до деформації порід. Аналогічних поглядів дотримувалися німецькі вчені А. фон Гумбольдт і Л. фон Бух, які також основну роль в утворенні гірських областей відводили магмі та вулканізму. Проте геологорозвідувальними роботами дуже швидко було доведено, що складчасто-насувні дислокації поширені і в тих регіонах, де магматичні породи відсутні, а також було встановлено, що у ряді випадків складчасті споруди вміщують не молодші, а древніші за дислоковані верстви граніти та інші магматичні утворення. Відповідно ці факти яскраво свідчили про недосконалість гіпотези "кратерів підіймання", яку на початку XIX століття змінила контракційна гіпотеза.

*Гіпотеза контракції* (лат. *контракціо* – стискання, стягування) була запропонована французьким геологом Л. Елі де Бомоном. В її основі лежали космогонічні уявлення Канта та Лапласа про первинний розплавлений стан планети. В результаті поступового охолодження Землі спочатку сформувалася тверда земна кора, яка в подальшому повинна була пристосовуватися до підкорового об'єму, що в процесі охолодження кулі поступово зменшувався. Це призводило до того, що кора починала деформуватися, розтріскуватися та зминатися. Таким чином виникали розломи і утворювалися складки



ти складчасті споруди. Проте на питання, чому складчасті зони займають певне положення на поверхні земної кори, а не поширені повсюдно і чому цей процес носив періодичний характер, ця гіпотеза не могла дати задовільної відповіді.

Пояснити розташування на земній поверхні гірських ландшафтів дало змогу *вчення про геосинклінали*, яке виникло в середині ХІХ століття, і згідно з яким гірські складчасті споруди виникали там, де раніше були заповнені пластичними морськими осадами прогини. Це вчення обґрунтовано підтримало деякі положення контракційної гіпотези, яка майже до початку ХХ століття лежала в основі всіх тектонічних побудов, узагальнених австрійським вченим Е. Зюссом у видатній на той час праці “Вигляд Землі”. Проте, коли з’явилася так звана “холодна” гіпотеза утворення Землі, контракційна виявилася неспроможною пояснити деякі тектонічні явища, так як холодна планета не могла стискатися, і її замінила *пульсаційна гіпотеза* (лат. *пульсатіо* – *биття*), розроблена В.Бухером, М. Усовим і В. Обручевим. В її основі лежить уявлення про те, що об’єм Землі поперемінно збільшується і зменшується, тобто планета пульсує. При розширенні Землі відбувається виникнення розломів в земній корі та прогинів, що супроводжується інтенсивними виверженнями на поверхню базальтової магми. Під час фаз стискування в прогинах, які виповнені вулканогенно-осадовими відкладами, відбуваються деформації останніх і утворення складчастих гірських систем. При стисненні магма не може вивертатися на поверхню і застигає в земних надрах, утворюючи таким чином інтрузивні тіла. При такому трактуванні перемінної зміни об’єму Землі, складкоутворення повинне було б відбуватися строго одночасно на всій поверхні планети. Проте, відомо, що коли в одному регіоні формувалась складчастість, то в іншому – відбувався розтяг кори.

У 1933 році німецький вчений О. Хільгенберг розробив суттєво протилежну контракційній гіпотезі, *гіпотезу розширення Землі*. Вона обґрунтовано пояснює механізм утворення молодих океанських западин шляхом розтріскування первинно суцільної оболонки земної кори, але практично позбавлена припущень стосовно “закриття” океанів і виникнення на їх місці складчасто-насувних гірських областей. Окрім того, вона не дає пояснення також причин, які призвели до збільшення об’єму Землі.

На початку ХХ століття в теоретичній геології з’явився новий напрямок, який суттєво змінив погляди на причини і механізми де-

формацій, що відбуваються в земній корі. Прибічники цього напрямку, який успішно розвивається і сьогодні, припускали можливість значних (на тисячі кілометрів) горизонтальних переміщень гігантських материкових брил (пізніше вони дістали назву літосферних плит) по поверхні мантійного субстрату. Завдяки цьому явищу, явищу горизонтального переміщення окремих частин земної кори по поверхні мантії, цей напрямок дістав назву *мобілізм* (лат. "мобіліс" – рухомий, той що рухається). Всі попередні гіпотези, які земну кору та мантію розглядали як єдине ціле, вважали неможливим відрив кори від мантії та стояли на позиціях фіксованого положення континентів відносно мантії, складала другий напрямок – *фіксізм* (анг. "фікс" – закріплювати, встановлювати).

Фундатором мобілізму слід вважати німецького дослідника Альфреда Вегенера, який у 1912 році висунув *гіпотезу дрейфу (переміщення) материків*. Він припускав, що ще на початку мезозойської ери всі материки складала єдиний суперконтинент Пангею, який в юрський час зазнав розпаду, в результаті чого утворилися сучасні континенти, а між ними – молоді океани (рис. 4.13). В основі такого висновку лежав гідний подиву факт подібності обрисів материків, розділених сьогодні Атлантичним океаном – Північної та Південної Америки, з однієї сторони, Європи та Африки – з іншої. Ці припущення А.Вегенер підкріпив і іншими фактами серед яких важливе місце належить разючій подібності наземних фауни та флори, які населяли південну групу материків в пізньому палеозої та ранньому мезозої, тобто до розпаду Пангеї. Немаловажну роль при цьому відіграли також знахідки на всіх материках слідів покривного зледеніння, яке у пізньопалеозойський час охопило південні, так звані Гондванські, континенти. А. Вегенер також вважав, що океани і континенти підстеляють різні породи: континенти – граніти, а океани – базальти. Враховуючи це, він припускав, що океани, під якими залягає базальтовий шар, не могли утворитися шляхом занурення гранітної континентальної кори, а повинні були виникнути в результаті звільнення базальтового шару від гранітного шляхом горизонтального переміщення останнього.

Наприкінці 30-х років минулого століття В. Білоусовим була розроблена тектонічна *концепція глибинної диференціації речовини*, яка нагадувала відроджену на значно вищому рівні розвитку науки гіпотезу підняття. В ній також основна роль належить вертикальним тектонічним рухам, спричиненим підніманням з надр Землі

магматичних мас. Основним джерелом ендогенної енергії при цьому В. Білоусов вважав природний розпад радіоактивних елементів, які містяться в породах кори та мантії. Саме цей процес, на його думку, сприяв розігріву мантії речовини і її глибинної диференціації та рухливості.

Якщо основним недоліком гіпотези А. Вегенера було те, що вона неспроможна була пояснити утворення прогинів у земній корі, на місці яких формувалися западини, виповнені вулканогенним та осадковим матеріалом, гіпотеза В. Білоусова навпаки, практично, не враховувала ролі горизонтальних рухів у формуванні структурного вигляду земної кори. Проте, сьогодні вже доведено, що формування складчастих структур можливе як при вертикальних, так і при горизонтальних рухах окремих частин кори. Також вже не викликає сумніву факт, що ложе океанів складене не продуктами переплавлення континентальної кори базальтовим розплавом, а є прямою похідною часткового плавлення мантії речовини.



Рис. 4.13. Розпад Пангеї за А. Вегенером а сучасній реконструкції Р. Дітца і Дж. Холдена.

I – кінець пермського періоду; II – кінець юрського періоду; III – кінець крейдового періоду.

Встановлення в 50-тих роках минулого століття кардинальних відмінностей будови та складу кори континентального і океанічного типів, стали основною причиною повернення теоретичної геології до ідей мобілізму. Відповідно, це повернення відбувалося на вищому, на відміну від уявлень А. Вегенера рівні, в основі якого лежали наукові обґрунтування.

Останні базувалися на численних зроблених на цей час відкриттях в галузі геології і, зокрема, геофізики. Серед них слід відзначити: 1) науково обґрунтоване підтвердження існування астеносфери; 2) відкриття планетарної системи серединно-океанічних хребтів і з'ясування їх будови; 3) обґрунтовані докази відмінностей океанічної і континентальної кори за складом,

будовою та потужностями, що раніше лише припускалося А. Вегенером; 4) встановлення закономірного зменшення потужностей осадового шару в океанах у напрямку від континентів до серединно-океанічних хребтів; 5) відкриття смугастих магнітних аномалій в океанах; 6) відкриття явища інверсії (змін полярності) магнітного поля Землі впродовж останніх чотирьох мільйонів років.

У результаті аналізу та узагальнення всіх цих відкриттів американські вчені Г. Хесс і Р. Дітц у 1961-1962 роках розробили гіпотезу утворення океанів шляхом розсування континентів внаслідок розвитку рифтів, які приурочені до осьових частин серединно-океанічних хребтів (рис.4.14).

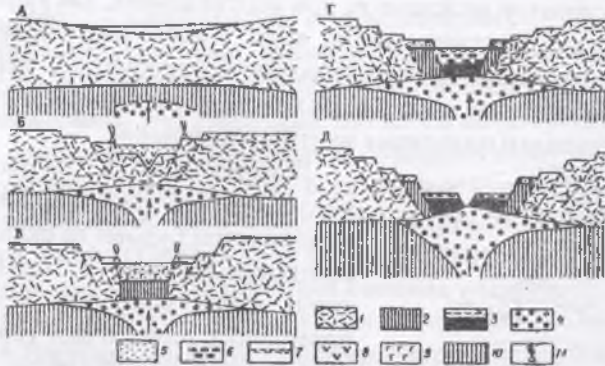


Рис.4.14. Схема утворення океанів в результаті розсування континентів.

А – зародження континентального рифту; Б – його розвиток; В – перехід в міжконтинентальний; Г – утворення спредингу; Д – його розвиток з утворенням океанічної кори.

1 – континентальна кора; 2 – кора перехідного типу; 3 – океанічна кора; 4 – розігріта і розуцільнена мантія; 5 – континентальні осади; 6 – основні та ультраосновні мігматити; 7 – мілководні морські осади; 8 – лужні магматити; 9 – базальти; 10 – нормальна мантія; 11 – вулкани.

Згідно з цією гіпотезою рифти серединно-океанічних хребтів є також місцем зародження нової океанічної кори, яка виплавляється з астеносфери. Ця гіпотеза дістала назву *гіпотези спредингу*, тобто розширення, розростання океанського ложа.

У 1963 році англійці Ф. Файн і Д. Метью на основі цієї гіпотези, а також враховуючи дані інверсії магнітного поля, науково обґрунтували наявність загадкових смугастих магнітних аномалій, розта-

шованих паралельно та симетрично відносно серединно-океанічних хребтів. Вони висловили думку, що океанічна кора, яка формується в серединно-океанічних рифтах, при остиганні намагнічується перемішно то в прямому, то в зворотному, по відношенню до сучасного магнітного поля напрямках, і вже в цими "помітками" палеонамагніченості у вигляді закономірних аномалій різного знаку пересувається в сторону континентів подібно до стрічки конвеєру (рис. 4.15).

В подальшому всі ці лінійні аномалії були класифіковані за віком і виявилось, що найбільш древні з них знаходяться найдалше від серединно-океанічних хребтів і розташовані по відношенню до останніх симетрично.



Рис. 4.15. Рисунок магнітних аномалій океанського дна поблизу серединно-океанічного хребта та рифтової долини (за А. Коксом).

Чергування темних і світлих смуг відображає періодичну зміну прямої і зворотної, по відношенню до сучасного напрямку магнітного поля, намагніченості порід.

Землетрусів. Було встановлено, що їх осередки зосереджені в межах рифтових зон серединних хребтів, островодужних і материкових схилів глибоководних жолобів на периферії океанів, а також (у значно меншій кількості) в районах молодих і відроджених гірських ландшафтів. Разом з тим, широкі області між цими сейсмоактивними зонами практично асейсмічні, тобто там осередки землетрусів відсутні. Це дало можливість зробити висновок, що літосфера складається з семи великих і семи малих монолітних і твердих плит, розділених сейсмоактивними зонами, які виконують роль своєрідних швів, котрі з'єднують плити в одне ціле і одночасно є їх межами. Виходячи на таких припущеннях стосовно будови літосфери, американські вчені Л. Сайкс, Дж. Олівер, Б. Ізакс, У. Дж. Морган та інші у 1962 році сформулювали нову тектонічну гіпотезу, яка одер-

У 1965 році канадський геофізик Дж. Вільсон виділив трансформні розломи, які майже перпендикулярно перетинають серединно-океанічні хребти, зміщуючи рифтові долини і магнітні аномалії. Він також встановив, що вулканічні острови розташовані на периферії океанів є древнішими за ті, які знаходяться ближче до серединно-океанічних хребтів.

Суттєвим внеском у розвиток концепції мобілізму стали результати, отримані при вивченні

жала назву "тектоніка літосферних плит", або "нова глобальна тектоніка".

В основі цієї гіпотези лежить уявлення про те, що літосферні плити пересуваються одна відносно іншої по широті, довготі і при цьому також можуть обертатися. Вони розсуваються в рифтових зонах серединно-океанічних хребтів, зближуються в межах зон глибоководних жолобів і острівних дуг, зазнають зміщень зсувного типу вздовж трансформних розломів. Всі ці переміщення по сферичній поверхні землі підпорядковані теоремі Ейлера, згідно з якою траєкторія руху плит нагадує дугу кола, проведену відносно осі, яка проходить через центр Землі. Виходи цієї осі на земну поверхню називаються *полюсами розкриття*, а дуги співпадають або паралельні трансформним розломам. Точка перетину перпендикулярів проведених до трансформних розломів, і буде полюсом розкриття або полюсом розширення (рис. 4.16).



Рис. 4.16. Співвідношення полюса обертання Землі і полюса розширення (за Якушовою О.Ф., Хайним В.І., Славіним В.І.).

Товсті лінії – осі спредингу, перпендикулярні до них тонкі лінії – трансформні розломи. Стрілками показані напрямки і відносна швидкість спредингу.

інтенсивної вулканічної діяльності, а проявляються вони на поверхні земної кори у вигляді острівних дуг і глибоководних жолобів (рис. 4.17). Вважається, що найвірогіднішою причиною горизонтальних переміщень плит є конвективні рухи мантійної речовини, спричинені її розігрівом.

Розростання океанічної кори в зонах спредингу призводить до розширення океанів, що, відповідно, спричиняє рух літосферних плит. Враховуючи відсутність такого явища, як розширення Землі, новоутворена океанічна кора повинна десь поглинатися. Такими місцями, де відбувається поглинання мас важкої океанічної кори, є зони зіткнення її з порівняно легкою континентальною корою, які називаються *зонами субдукції* (поглинання).

Саме до них приурочені сейсмофокальні зони та зони

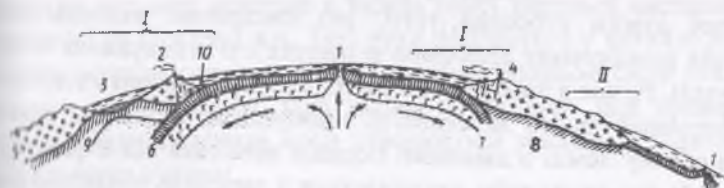


Рис. 4.17. Схема взаємного положення і руху літосферних плит.

1 – серединно-океанічний хребет (зона спредингу або розширення океанського дна); 2 – острівна вулканічна дуга; 3 – окраїнне море; 4 – континент з вулканічним поясом на периферії; 5 – континентальна кора; 6 – океанічна кора; 7 – верхня мантія під океанами; 8 – верхня мантія під континентами; 9 – астеносфера; 10 – глибоководний жолоб. Континентальні окраїни: I – активна; II – пасивна. Стрілками показано конвективні рухи в мантії.

Серединно-океанічні хребти з рифтовими зонами розташовуються над висхідними потоками мантіїної речовини, а глибоководні жолоби – наднизхідними. Це припущення підтверджується підвищеним тепловим потоком в межах серединно-океанічних хребтів і пониженим – у жолобах. Новоутворена океанічна кора, рухаючись від хребтів, поступово охолоджується, ущільнюється і потовщується за рахунок астеносфери. Поступово вона стає важчою від астеносфери, яка її підстеляє і занурюється в неї вздовж схилів океанічних жолобів. Горизонтальні переміщення літосферних плит відбуваються не по підшві кори, або її гранітного шару, а на межі літосфера – астеносфера. Руху піднятих не континенти, а літосферні плити, які також включають прилеглі до серединних хребтів частини океанів. Основною рушійною силою, яка зумовлює горизонтальне переміщення плит, є, як вже зазначалось вище, конвективні потоки мантіїної речовини. Проте, питання першопричин виникнення конвективних потоків мантіїної речовини, область їх прояву (в усій мантії чи тільки у верхній її частині), а також джерела теплоти, яке спричиняє розігрів мантії до сьогоdnішнього часу залишаються дискусійними. Одні дослідники вважають, що причиною цього явища є природний розпад радіоактивних елементів, інші бачать її в гравітаційній диференціації речовини мантії, коли легкі компоненти спливають, а важкі навпаки занурюються. Дискусійним є також механізм поглинання океанічної кори в зонах субдукції. Сьогодні ще немає

одностайної думки стосовно того, що синхронно відбувається компенсація розширення літосфери в рифтах і її стискування в зонах субдукції. Разом з тим періодичність і переривчастість тектонічних деформацій дають можливість припускати, що існує деяка пульсація об'єму Землі в діапазоні перших відсотків від її радіусу. Можливо, на цю пульсацію накладається і загальна тенденція до поступового зменшення розмірів планети внаслідок постійних природних втрат запасів радіоактивних елементів і поглибленням гравітаційної диференціації. Можна також припускати, що певний вплив на розвиток структур земної кори мали зміни швидкості її обертання навколо своєї осі. При зменшенні цієї швидкості фігура Землі набувала кулеподібного вигляду, а при збільшенні швидкості - ставала еліпсоподібною, що також відбивалося на характері зміни напруги в земній корі. Останні припущення лежать в основі так званої *ротаційної гіпотези*, або гіпотези обертання, згідно з якою утворення закономірно орієнтованої відносно осі обертання Землі системи розломів і тріщин в корі, паралельних до екватора і меридіанів або діагональним до них, зумовлене змінами напруги в корі, спричиненими відцентровими і доцентровими силами.

Таким чином, існування двох типів рухів земної кори, які формують її структуру і загальний вигляд поверхні, а також мають певний вплив на характер перебігу та розвиток екзогенних і ендогенних процесів, сьогодні сумнівів не викликає. Беззаперечним є також той факт, що горизонтальні рухи за масштабністю проявлення набагато перевищують вертикальні. Їх джерелом, як це було зазначено вище, слугують конвективні потоки в мантії. В межах рифтових зон серединно-океанічних хребтів (зон спредингу), вони носять висхідний характер і спрямовані в протилежні сторони, а в зонах субдукції (зонах стику океанічної та континентальної кори) - низхідний. Ці потоки і є основною рушійною силою для континентальних плит, швидкість руху яких досягає 20 см на рік. Місцем зародження горизонтальних рухів є не тільки райони серединно-океанічних хребтів, вони можуть виникати і при континентальному рифтоутворенні, а також при зіткненні самих континентальних плит. В останньому випадку такі рухи поширюються на відстань до тисячі та більше кілометрів.

Окрім охарактеризованих горизонтальних рухів планетарного характеру, на континентах, а також в районах континентальних схилів періодично виникають короточасні рухи, вплив яких поши-



рується на незначній відстані в межах самої верхньої частини кори потужністю не більше 1 км. Такі рухи фіксуються у вигляді горизонтальних зміщень окремих блоків кори під впливом сили тяжіння і нагадують крупні зсуви. При цьому необхідний для проявлення гравітації нахил поверхні кори створюється завдяки її підніманню вертикальними рухами.

Вертикальні рухи можуть бути зумовлені підняттям з астеносфери відносно легких виплавок речовини, що одночасно, як це було показано вище, є і причиною виникнення горизонтальних рухів, а також розігріву літосфери над цими висхідними гарячими мантійними струменями. Опускання в океанах пов'язані з охолодженням літосфери по мірі її віддалення від зон спредингу. Відповідно, в таких випадках максимальні величини низхідних вертикальних рухів приурочені до зон глибоководних жолобів. Разом з тим, на ділянках субокеанічних зон, які виходять на поверхню вздовж осей жолобів зі сторони континентів, опускання кори змінюється підняттям, що зумовлене тут нагромадженням зім'ятих в складки осадків, а також накопиченням продуктів вулканічної діяльності. Процеси метаморфізму і гранітоутворення, які супроводжують магматичні прояви, призводять також до збільшення потужності легшої континентальної кори, а це, в свою чергу, викликає її ізостатичне спливання і утворення первинних гірських споруд.

Відроджені гірські області, а також міжгірські та передгірські прогини формуються під дією напруги, яка виникає внаслідок зіткнення континентальних плит. Цей процес супроводжується підвищенням теплового потоку, що, відповідно, сприяє підніманню астеносфери та інтенсивним висхідним рухам і, як результат, росту підняття. Денудація склепінної частини останнього внаслідок ізостації сприяє подальшому їх підніманню, а накопичення осадків у прогинах – опусканню. Ізостація спричиняє також опускання територій, покритих материковими льодовиками, такими як антарктичний або гренландський. Звільнення від крижаного покриву, відповідно, обумовлює піднімання територій завдяки зняття навантаження на бору. При вертикальних рухах, особливо висхідних, земна кора зазнає дис'юнктивних порушень, що призводить до утворення в склепінних частинах підняттях серій розломів. Одночасно ці ділянки зазнають і своєрідного розтягування, тобто горизонтальних рухів, що спричиняє утворення рифтів. При цьому центральні частини цих рифтів опускаються, а краї розходяться в протилежних напрямках.

Таким чином, у природі відбувається періодична трансформація вертикальних рухів у горизонтальні та навпаки. Цей безперервний процес є наслідком тісного взаємозв'язку і взаємообумовленості ендогенних і екзогенних процесів і виділити тут домінування одного з них неможливо. Будь який з процесів з одного боку спричиняє порушення природної рівноваги в межах окремої природної системи Землі, і разом з тим, направлений на відновлення цієї рівноваги в іншій системі. Таким чином, тенденція до досягнення природної рівноваги в кожній з систем різного рівня організації природної речовини і є основною причиною розвитку земної кори загалом і мега- та макроформ рельєфу зокрема.

#### ***4.1.4. Рельєфоутворювальна роль тектонічних рухів і порушень***

Без перебільшення можна сказати, що вигляд будови земної поверхні в усі геологічні епохи був підпорядкований характеру проявлення вертикальних і горизонтальних тектонічних рухів. Саме під впливом вертикальних тектонічних рухів створені майже всі великі нерівності земної поверхні – від материкових виступів, океанічних западин до окремих знижень річкових долин.

Вертикальні тектонічні рухи найвищого порядку, які охоплюють значні площі земної кори, були першопричиною формування планетарних і мегаформ рельєфу.

Вертикальні рухи нижчого порядку, які відбувалися в межах планетарних форм, призводили до утворення макро- і мезорельєфу, а рухи ще нижчого порядку визначали характер будови мікроформ морфоструктурного рельєфу.

Як приклад можна навести Східноєвропейську рівнину, яка належить до мегаформ і є результатом повільного опускання її території впродовж всього фанерозою. На території України геоморфологічними елементами цієї рівнини є Придніпровська височина і Придніпровська низовина. Перша сформувалася внаслідок тривалого піднімання території Українського щита, а друга – під впливом тривалого опускання розташованої на схід від щита Руської плити. Східніше від Придніпровської низовини знаходиться Середньоруська височина, яка є результатом піднімання Воронежської антеклізи.

Горизонтальні рухи сприяють переміщенню рівновеликих літосферних плит. Внаслідок розсування таких плит в кайнозойську еру сформувалися Атлантичний та Індійський океани. За таких причин

утворилося озеро Байкал і Червоне море, а при зіткненні плит утворюються крайові материкові гірські країни, окраїнні моря, глибоководні жолоба, острівні дуги тощо. Як приклад можна навести східне узбережжя Євразії з гірською системою Сіхоте-Аліня, Охотсько-Чукотського хребта, Охотського, Японського, Жовтого та інших прилеглих морів, Курильських, Філіппінських та інших островів, Маріанським глибоководним жолобом тощо.

Відображенням специфіки проявлення тектонічних рухів, як це згадувалось вище, є тектонічні плікативні порушення, виражені через антикліналі, синкліналі, антеклізи та синеклізи. Зазвичай ці види порушень безпосередньо відображаються у рельєфі, або їхній структурний план успадковує інверсійний рельєф (рис. 4.18). Незначні за розмірами і прості за будовою складки відображаються у рельєфі як невисокі компактні хребти, а більші та складніші за внутрішньою будовою складчасті споруди, такі як антиклінорії та синклінорії, представлені в рельєфі великими гірськими хребтами і зниженнями, що їх розділяють. Мегантиклінорії і мегсинклінорії зазвичай формують вигляд гірських країн, що складаються з декількох хребтів (антикліноріїв), западин і між гірських улоговин (синкліноріїв).



Рис. 4.18. Відображення антиклінальних і синклінальних складок у рельєфі

Дис'юнктивні (розривні) порушення також безпосередньо або опосередковано проявляються у рельєфі. Скиди або насуви зазвичай утворюють уступи висота, яких може характеризувати амплітуду вертикального зміщення. У випадку наявності серії скидів або насувів, якщо блоки зміщені в одному напрямі, може сформуватися ступінчастий рельєф (рис. 4.19), а якщо блоки зміщені в різних напрямках, виникають горсти, які у рельєфі виражаються як височини, грабені, що успадковуються западинами, або утворюється складний гірський рельєф (рис. 4.20).

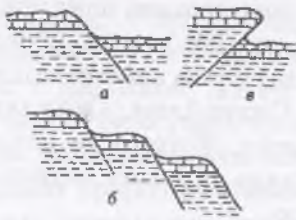


Рис. 4.19. Уступи рельєфу, утворені розривними порушеннями  
*А* – скид; *б* – система скидів; *в* – насув

Прикладом горста – височини може слугувати Український щит, геоморфологічним аналогом якого є Придніпровська височина, а грабена – западини Дніпровсько-Донецьку западину.

Залежно від характеру первинного залягання гірських порід, окремі блоки яких зазнали переміщення по розломах, можливе формування столово-брилевих і складчасто-брилевих гір. Перші виникають в районах з горизонтальним і субгоризонтальним заляганням порід, другі – на місці поширення давніх складчастих структур. Їх прикладом можуть слугувати гори Забайкалля, Великого Басейну Північної Америки, гірські масиви Гарц, Шварвальд, Тюрінгенський Ліс та інші в Альпах.

Зони тектонічних розломів складені роздробленими гірськими породами, які легко піддаються водній ерозії, карстуванню та впливу інших екзогенних процесів і зазвичай стають місцями закладення та розвитку річкових долин та інших лінійних ерозійних мікроформ рельєфу і, як наслідок, долини всіх великих рік приурочені до зон

Зони тектонічних розломів складені роздробленими гірськими породами, які легко піддаються водній ерозії, карстуванню та впливу інших екзогенних процесів і зазвичай стають місцями закладення та розвитку річкових долин та інших лінійних ерозійних мікроформ рельєфу і, як наслідок, долини всіх великих рік приурочені до зон

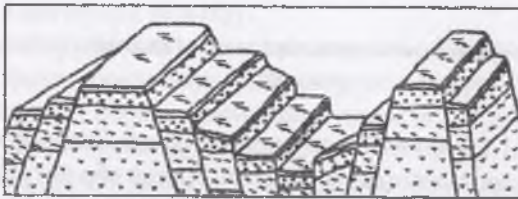


Рис. 4.20. Відображення в рельєфі грабенів і горстів  
 (горст – виступ, грабен – западина)

глибинних розломів. Прикладом таких рік можуть слугувати Дніпро, долина якого контролює серію розломів, що розмежовують Український щит і Дніпровсько-Донецьку западину, Південний Буг, більша частина долини якого приурочена до розломів північно-західного простягання, які обмежують Український щит з південного заходу, Інгулець, який протікає в зоні Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому та інші.

### Запитання для самоконтролю

1. Що слід розуміти під тектонічними рухами ?
2. Що таке плікативні і диз'юнктивні порушення гірських період?
3. Наведіть морфологічну класифікацію складок.
4. Охарактеризуйте класифікацію розривних порушень.
5. Що таке неотектоніка ?
6. Де на поверхні земної кори сьогодні відбуваються вертикальні рухи ?
7. Що таке спрединг океанічного дна і на основі яких результатів він був відкритий ?
8. Що таке зона субдукції ?
9. Яку роль відіграють тектонічні рухи у процесі формування рельєфу земної поверхні ?
10. Поясніть роль диз'юнктивних тектонічних порушень у формуванні елементів рельєфу.

### Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «Утворення рельєфу земної поверхні з позиції фіксизму і мобілізму».

## 4.2. Землетруси як чинник ендогенного рельєфоутворення

### 4.2.1. Загальні відомості про землетруси

Щорічно на земній кулі ресструється понад 100 000 землетрусів. Вільність з них практично не відчуваються людиною, але серед такої великої кількості є і такі, які супроводжуються значними руйнуваннями та людськими жертвами. Враховуючи збитки, які приносять землетруси і їх руйнівну дію, сьогодні витрачаються великі кошти на прогнозування сейсмічних поштовхів, виділення сейсмо-небезпечних районів і вивчення природи та характеру землетрусів взагалом.

Будь-який землетрус – це тектонічні деформації земної кори або мантиї, які відбуваються внаслідок того, що напруга, яка накопичилася в надрах Землі, в певний момент перевищила міцність гірських порід у певному місці. Розрядка цієї напруги і породжує сейсмічні

коливання у вигляді хвиль, які досягнувши земної поверхні, спричиняють руйнування. Першопричиною, яка викликає розрядку напруги, можуть бути незначні на перший погляд явища, що відбуваються на земній поверхні. Наприклад, наповнення водосховища, швидка зміна атмосферного тиску, океанські припливи, тощо. Найпоширенішими є землетруси спричинені тектонічними, вулканічними або денудаційними процесами.

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

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

**Тектонічні** землетруси є найпоширенішими і характеризуються найбільшою силою. Вони складають біля 95% всіх землетрусів, які відбуваються на земній поверхні. Згідно з сучасними уявленнями тектонічні землетруси пов'язані з миттєвим розвантаженням накопичених протягом тривалого часу в надрах Землі механічних напруг, які виникають при взаємному переміщенні окремих блоків літосфери. Оскільки такі розвантаження проявляються при формуванні розломів і "миттєвому" переміщенні по них окремих блоків земної кори або мантії, тектонічні землетруси, фактично, є особливим видом сучасних дислокаційних рухів.

Центр виникнення землетрусу називається його **фокусом** або **гіпоцентром** (рис. 4. 21). Розрахунки параметрів гіпоцентру реальних землетрусів показують, що в першому наближенні осередок землетрусу являє собою сферу, радіус якої може вимірюватися десятками кілометрів. Таким чином, гіпоцентр- це не точка, а деякий об'єм значного розміру.

Проекція гіпоцентру на поверхню Землі називається **епіцентром** землетрусу, а точка найбільшого віддалення від осередку – **антиепіцентром**. Максимальної руйнівної сили землетрус досягає в епіцентрі, а в міру віддалення від останнього, його сила поступово зменшується. При цьому слід пам'ятати, що часто карти розташування епіцентрів відображають не зовсім правильну картину зв'язку землетрусів з поверхневою геологічною структурою. Особливо це спостерігається у випадку нахилених розривів з гіпоцент-

ром на значній глибині. Ця особливість підкреслюється для дотримання обережності при інтерпретації землетрусів з врахуванням геологічної будови регіонів.

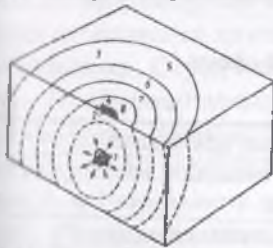


Рис. 4.21. Осередок і ізосейсти землетрусу.

1 – осередок (гіпоцентр); 2 – епіцентр; 3 – ізосейсти; 4 – плейстосейстова область; 5, 6, 7, 8 – зони вимірності.

Відповідно, інтенсивність землетрусу зменшується в сторони від плейстосейстової області, проте, це зменшення залежить від багатьох факторів, серед яких провідне місце належить формі та глибині осередку, геологічній структурі, складу та ступеню метаморфізму гірських порід, рівню навантаження ґрунтових вод тощо.

У зв'язку з цим ізосейсти на поверхні мають самі різноманітні обриси, а не утворюють правильних кіл.

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

Під *силою* або *інтенсивністю* землетрусу розуміється зовнішній ефект, тобто його проявлення на земній поверхні. Силу землетрусу вимірюють величиною прискорення руху частин земної поверхні під дією поштовху останнього. Для її визначення існують розроблені різними сейсмологами “шкали інтенсивності землетрусів”, в основі яких лежать результати безпосередніх спостережень, спричинених землетрусами руйнувань. Найчастіше в країнах СНГ та в Україні застосовують 12-бальну шкалу визначення сили землетрусу, характеристика якої наведена в таблиці 4.2.

Ступінь руйнування під час землетрусу на поверхні Землі залежить від глибини його осередку (чим більше глибина, тим менші коливання земної поверхні) та сили поштовху в ньому, а площа дії зем-

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

Таблиця 4.2.

## Характеристика наслідків землетрусів за 12-бальною шкалою

Інтенсивність в балах	Загальна характеристика	Зовнішній ефект
1	Непомітні	Коливання ґрунту реєструються приладами
2	Дуже слабі	Відчувається в поодиноких випадках людьми, які перебувають у спокійному стані
3	Слабі	Коливання відчуваються небагатьма людьми
4	Помірні	Відчувається багатьма людьми. Можливе тремтіння вікон та дверей
5	Досить сильні	Гойдання предметів, що висять, скрип підлоги, деренчання посуду, осипання побілки
6	Сильні	Незначні пошкодження деяких будівель; тонкі тріщини в штукатурці, тріщини в печах
7	Дуже сильні	Значні пошкодження деяких будівель; тріщини в штукатурці та відпадання окремих шматків, тонкі тріщини в стінах, пошкодження димарів. Виникають тріщини у сирому ґрунті
8	Руйнівні	Руйнування будівель: великі тріщини в стінах, обвалення карнизів, димарів. Осуви ґрунту та тріщини шириною до декількох сантиметрів на схилах гір
9	Спустошливі	Обвалення деяких будівель, стін, покрівлі. В ґрунтах утворюються тріщини шириною 10 см та більше. Обвали, зсуви та осипи в горах
10	Нищівні	Обвалення багатьох будинків та інші серйозні пошкодження. Тріщини в ґрунтах та гірських породах до 1 м шириною, обвали, осуви. Внаслідок перекриття осувами та обвалами рік утворюються озера
11	Катастрофічні	Численні тріщини на поверхні Землі з вертикальним переміщенням окремих блоків, великі обвали в горах. Повне руйнування будівель
12	Сильні катастрофічні	Великі зміни в рельєфі. Численні тріщини, вертикальні та горизонтальні переміщення блоків гірських порід. Великі обвали та осуви. Змінюються русла рік, утворюються водоспади та озера, повне руйнування всіх будинків та споруд



летрусу прямопропорційно залежить як від глибини осередку, так і від сили поштовху.

Коливання ґрунту в епіцентрі поширюються здебільшого у вертикальному напрямку, але в міру віддалення від епіцентру їх горизонтальна компонента зростає. Такі коливання називаються **сейсмічними хвилями**. Серед них виділяють поздовжні, поперечні та поверхневі. **Поздовжні** хвилі поширюються вздовж напрямку коливань сейсмічного променя і виражаються в перемінному стискуванні та розтягуванні середовища. **Поперечні** хвилі – це синусоїдальні коливання, які виникають перпендикулярно до напрямку поширення хвиль. **Поверхневі** хвилі – це результат перетворення основних хвиль біля земної поверхні на поперечні до неї синусоїдальні коливання, які поширюються вздовж цієї поверхні.

Для реєстрації землетрусів використовують прилади, які називаються **сейсмографами**. Перший сеймоскоп (так називалися перші прилади для фіксування землетрусів) сконструйований китайським вченим Чжан Хеном у 132 році нашої ери.

Це була китайська ваза з чотирма головами драконів, орієнтованими відповідно до сторін світу (рис. 4.22). У пащах драконів знаходилась металеві кульки, з'єднані з вертикальним маятником. При поштовхах одна з кульок падала в рот жабки, яка стояла навпроти голови дракона. Таким чином визначали напрямок підземного поштовху. Сучасні сейсмографи являють собою складні електронні прилади, а запис сейсмічних коливань здійснюється на магнітній стрічці – **сейсмограмі**.



Рис. 4.22. Сеймоскоп Чжан Хена.

При землетрусах першими досягають станції, обладнаної сейсмографами (сеймостанції), поздовжні хвилі (P), тому що вони поширюються з найбільшою швидкістю. Пізніше на магнітних стрічках сеймограм фіксуються більш різкі зубці (рис. 4.23) поперечних хвиль (S), а згодом ще різкіші – поверхневих хвиль (L).

Інтервал між часом поперечних та поздовжніх хвиль прямопропорційно залежить від відстані до осередку та епіцентру землетрусів.

Результати визначення глибини осередків свідчать, що 80% землетрусів виникає в корі на глибині 8-10 км, а 20% – характеризується ще глибшим зародженням.



Рис.4.23. Сейсмограми землетрусу.

*P* – поздовжні хвилі; *S* – поперечні хвилі; *L* – поверхневі хвилі.

За глибиною закладення землетрусу діляться на *неглибокі*, або *мілкофокусні*, глибина осередків яких менше 60 км, *проміжні* – від 60 до 150 км та *глибокофокусні* – більше 150 км. Максимальна глибина осередків складає 620-720 км, тобто близька до межі верхньої та нижньої мантії.

Як зазначалося вище, землетруси характеризуються також певною енергією. *Енергія* землетрусів – це величина потенційної енергії, яка звільнюється у вигляді кінетичної після розвантаження напруги в осередку і, досягнувши поверхні Землі, спричиняє її коливання. Енергія землетрусів обчислюється в Джоулях. У випадку великих землетрусів кількість звільненої енергії досягає  $10^{15} - 10^{18}$ , а згідно з деякими джерелами, – і  $10^{25}$  Джоулів (Дж). Відносна кількість енергії, яка виділяється в осередках землетрусів, оцінюється за шкалою магнітуд.

*Магнітуда* – це безрозмірна величина, яка являє собою логарифм відношення максимального зміщення часточок породи (в мікронах) при конкретному землетрусі до деякого еталонного дуже незначного зміщення породи. Ця величина була запропонована в 1935р. американським геофізиком Ч.Ріхтером. Розроблена ним шкала магнітуд широко застосовується в сейсмології і охоплює діапазон від 0 до 8,8 при самих сильних катастрофічних землетрусах. На практиці магнітуда визначається за максимальною амплітудою коливань, записаних на сейсмограмі, знятої на відстані 100 км від епіцентру. Найсильніші землетруси характеризуються магнітудою від 6 до 8,8. Магнітуда 6 відповідає 6-9 балам, 7 – (8-10) балам, 8 – (10-12) балам 12-ти бальної шкали. Очевидним є те, що оцінка сили землетрусів по магнітуді за шкалою Ріхтера є більш об'єктивною в порівнянні з бальною сейсмічною шкалою, тому що ступінь руйнування будівель, як основний критерій цієї шкали, залежить не лише від кількості вивільненої енергії, але й від цілої низки інших факто-

ри, таких як глибина залягання осередку землетрусу, стійкість гірських порід, їх водонасиченість, інженерних характеристик будівель.

Механізм виникнення землетрусу дуже складний і трактується неоднозначно. Існує декілька моделей осередку землетрусів. М.П.Щебаліним запропонована модель, згідно з якою провідна роль належить різного роду ускладненням морфології змішувача головного сейсмогенного розриву в земній корі, що спричиняє утворення сейсмічних хвиль. За цією моделлю, вздовж площини основного розриву мають місце "гладкі" ділянки та ділянки з "зачіпками", які завважають зміщенню. Зривання "зачіпки" відбувається раптово, а так як це процес не відворотний, саме він і призводить до виникнення короткоперіодичних сильних коливань. Враховуючи, що моделі сейсмогенні розломи супроводжуються великою кількістю "зачіпок", вони являють собою значну сейсмічну небезпеку в порівнянні з розломами, в яких "зачіпи" зрізані і переважають "гладкі" поверхні.

Інша модель джерела землетрусу була розроблена В. М'ячкіним та іншими сейсмологами і суть її зводиться до того, що зростання напруги призводить одночасно до збільшення кількості та розмірів тріщин у певному об'ємі гірської породи. Згодом інтервали між тріщинами скорочуються, а їх число лавиноподібно збільшується. Поле напруги в області осередку набуває неоднорідності, зростає кількість деформацій, а процес утворення тріщин концентрується у відносно вузькій зоні, де вони об'єднуються в один головний розрив, по якому і відбувається розвантаження накопиченої напруги, тобто виникають сейсмічні коливання та відбувається землетрус. Щоб цей процес "підготовки" до заключної стадії злиття тріщин може тривати тисячі років, а перед землетрусом він різко прискорюється.

Протягом багатьох років вивчення землетрусів було встановлено, що на материках вони приурочені, здебільшого, до зон новітнього гороутворення (рис. 4.24). Основними сейсмічними поясами є Тихоокеанський та Альпійсько-Гімалайський. Перший облямовує Тихий океан, з виступами на схід в районі Карибського моря та Антивільської дуги, а також на півдні, в районі моря Скотта та Південно-Сандвічевої дуги. Альпійсько-Гімалайський пояс тягнеться від Індійського Середземномор'я до Східної Азії, де зливається з Тихоокеанським. Саме в межах цих поясів відбувалися всі руйнівні зем-

летрусів, основна частина з яких пов'язана з напругами стиснення, а інша – з рухами по зсувах.

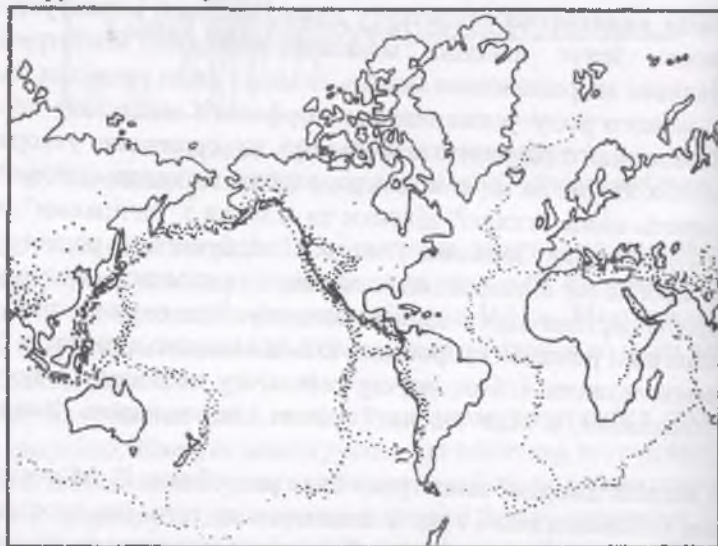


Рис. 4.24. Схема поширення епіцентрів сучасних землетрусів на земній кулі.

У Тихоокеанському поясі найактивнішими в сейсмічному відношенні є зони надглибоких розломів, які починаються від осей глибоководних жолобів периферії океану і нахилені в сторону островних дуг на заході, та у бік Центральної і Південної Америки на сході. Ці розломи добре простежуються по приурочених до них осередках землетрусів. Вони характеризуються нахилом  $15-45^\circ$  у верхній частині зони, до глибини приблизно 100 км, і більш крутим падінням ( $60^\circ$  і більше) в нижній. Залежно від кута нахилу розломів, а також, враховуючи характер явищ, які супроводжують сейсмофокальні зони, тобто зони концентрації осередків землетрусів, японський геофізик С. Уеда виділив два сновних типи розломів: Маріанський і Чилійський. Перший характеризується крутим падінням та розвитком проміжних і глибокофокусних землетрусів, а другий – пологим падінням розломів та практично відсутніми глибокофокусними землетрусами.

Окрім периферії Тихого океану надглибокі сейсмофокальні зони добре проявлені також у Індійському океані. Така зона облямо-

вус Малайський архіпелаг, виходячи на поверхню дна в Зондському жолобі. Глибина її залягання перевищує 600 км. Розташовані в Атлантичному океані Антільська та Південно-Сандвічева зони, що вже зазначалось вище, розглядаються як виступи Тихоокеанського шмалу.

В Афро-Євразійському поясі переважають дрібнофокусні землетруси, а глибокофокусні практично відсутні. Землетруси з осередками проміжної глибини мають місце в районі Калабрії (південна частина Апеннінського півострова) та на острові Крит. Тут сейсмофокальні зони приурочені до вигнутих на південь острівних дуг, у південній частині яких спостерігаються інтенсивні прояви вулканізму. Східніше сейсмофокальні зони простежуються вздовж північного, Микранського, узбережжя Аравійського моря, хребта Західний Гіндукуш та Гімалаїв. Ці зони характеризуються нахилом на північ, в той час як на Памірі має місце сейсмофокальна зона зворотного, південного падіння.

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

Окрім охарактеризованих двох основних сейсмічних поясів півночі, розташованих по периферії континентів, в океанах виділяються значні за простяганням сейсмогенні пояси, приурочені до південних зон серединно-океанічних хребтів. Землетруси тут відбуваються дуже часто, але вони характеризуються слабкою інтенсивністю, і їх осередки знаходяться на глибині не більше 10 км. За механізмом виникнення це здебільшого сейсми розтягування, але по окремих трансформних розломах, які з'єднують рифтові зони, відбуваються також і зсувні зміщення.

І напружками розтягування пов'язана також сейсмічність континентальних рифтових систем, таких, наприклад, як Байкальська, Північно-Африканська, Північно-Американська, Східно-Китайська та інші.

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

Немає сумніву в тому, що землетруси відбувалися протягом усієї історії формування нашої планети. Вони закарбувалися у вигляді численних розривів, тріщин, які розсікають різноманітні елементи

рельєфу – долини рік, яри, вододіли, тощо. Однією з ознак древніх землетрусів є пороги, які виникають поперек потоків на піднятих крилах розривів. Характерні також обвали, осуви та провали. Всі ці порушення в рельєфі, спричинені землетрусами, називаються *сейсмодислокаціями*, особливо чітко вони встановлюються при дешифруванні космо- та аерофотознімків. Вивчення таких палеосейсмодислокацій має також практичне значення, і, насамперед, для встановлення ступеня сейсмічної небезпеки в тому або іншому регіоні та можливе їх проявлення.

Особливим різновидом землетрусів є підводні землетруси, або як їх ще називають – *моретруси*. Вони виникають під морським та океанічним дном, а на поверхні проявляються у вигляді велетенських хвиль, які називаються *цунамі*. Такі хвилі виникають при швидкому опусканні дна, спричиненому зміщенням блоків. При цьому в епіцентрі моретрясіння виникає хвиля, спрямована догори, яка і призводить до підняття рівня води (рис. 4.25). На поверхні акваторії така хвиля перетворюється на хвилю цунамі, яка концентрично поширюється від епіцентру з швидкістю до 800 км/год.

В океані висота хвиль цунамі не перевищує 2 м, що при значній довжині хвилі (100-300 км) робить її практично непомітною. Проте на мілководді, при наближенні до берега, хвиля пригальмовується, виростає до висоти 30-40 м, набуває різко асиметричної форми та обрушується на берег. При цьому руйнівна сила хвилі пропорційна її швидкості.

Однією з найважливіших задач при вивченні землетрусів є сейсмічне районування територій та прогнозування самого явища. Саме від правильного вирішення цієї задачі залежать величина капіталовкладення в сейсмостійке будівництво. Ілюстрацією до цього може бути той факт, що підвищення на один бал можливої сейсмічної небезпеки веде до збільшення витрат на будівництво всіх об'єктів на декілька порядків.

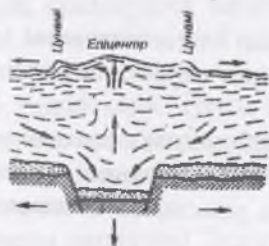


Рис. 4.25. Схема виникнення цунамі.

Сейсмічне районування територій – це дуже трудомістка та відповідальна робота, яка базується на аналізі численних факторів, таких як: зв'язок землетрусів з глибинною будовою земної кори, геофізичними полями, тектонічними явищами,

геоморфологічними та геологічними особливостями району, типами гірських порід, їх складом та фізико-механічними параметрами, розривними порушеннями, тріщинуватістю та багатьма іншими параметрами, включаючи властивості ґрунтів, рівень підземних вод, палеосейсмодислокації, тощо. Результати таких аналізів повинні дати відповідь на одне питання – якої сили землетрус можна очікувати в конкретному місці.

Залежно від бальності можливих землетрусів фахівцями розроблені спеціальні норми, додержання яких є обов'язковим при плануванні та проектуванні будь-яких споруд. До таких норм належать: обмеженість поверхів будинків, посилення фундаментів, обладнання споруд антисейсмічними поясами, неприпустимість спорудження додаткових нависаючих деталей, полегшені покрівлі, широке використання залізобетону, тощо. Слід також зазначити, що в сейсмічно небезпечних районах допускається лише обмежена проходка підземних гірничих виробок з обов'язковим закріпленням стінок і покрівлі, незалежно від міцності порід, а відкриті гірничі виробки (кар'єри) рекомендується проектувати з пологими бортами і незначної глибини. Досвід показує, що об'єкти, побудовані з дотриманням цих норм, при землетрусах або залишаються цілими, або отримують незначні пошкодження.

Разом з тим, не дивлячись на всі міри застороги, актуальною завжди залишається задача прогнозування, передбачення часу землетрусу. Її вирішення можливе лише шляхом аналізу різних провісників землетрусів. Сейсмологічним провісником зародження землетрусів, насамперед, є збільшення кількості слабких коливань земної кори, які можна трактувати як *форшоки* (англ. "фор" – перед і "шок" – удар, поштовх) великого землетрусу. Реєстрація таких форшоків дає можливість попередити населення і запобігти значним людським жертвам.

Іншим сейсмологічним провісником є зміна швидкості поздовжніх хвиль. Згідно з даними І. Нерсесова, вона перед землетрусом знижується на 10%, а напередодні самого явища знову підвищується до нормального стану.

До третьої групи провісників відносяться такі геофізичні ознаки як зменшення електричного опору порід, коливання модуля магнітного поля та різноманітні електромагнітні явища в атмосфері.

Четверта група провісників може бути виділена як гідрогеологічно-гідрохімічна. До неї зокрема відносяться: зміни рівня ґрунтових

вод у свердловинах і колодязях (спочатку рівень понижується, а згодом різко підвищується); зміни температури води, значне підвищення у воді вмісту радону, вуглекислого газу, парів ртуті.

До провісників землетрусів можна віднести також аномальну поведінку тварин напередодні явища. Проте для успішного прогнозування землетрусу не слід покладатися на одну яку-небудь групу провісників, а необхідно аналізувати їх у комплексі з залученням побічних ознак.

Останнім часом з'явився новий генетичний вид землетрусів – землетруси, спричинені інженерною діяльністю людини, або так звані *техногенні* землетруси. Вперше такий землетрус силою у 7 балів був зафіксований вченими в 1975 р. в Каліфорнії, де на сім років раніше була споруджена гребля висотою 235 м та виникло водосховище. Тобто, в даному випадку локальне накопичення великої маси води на поверхні Землі спричинило зміни в надрах. Проте, водосховища не єдині джерела спровокованих землетрусів. Певну “провокуючу” дію на сейсмічність надр може спричинити також розробка нафтових та газових родовищ. Механізм спровокованих землетрусів ще остаточно не з'ясований. Вважають, що вони є наслідком збільшення водонасиченості надр, а це призводить до послаблення зв'язків між частками гірських порід і тим самим знижує їх здатність опиратися крихкому руйнуванню при сейсмічних поштовхах. Такий механізм розглядається як один з перспективних методів послаблення наслідків землетрусів за допомогою зняття напруги дрібними сейсмічними поштовхами, подаючи воду в спеціально пробурені свердловини.

#### 4.2.2. Рельєфоутворювальна роль землетрусів

Геоморфологічна роль землетрусів виражається в утворенні тріщин, вертикальному та горизонтальному зміщенні блоків земної кори і, в окремих випадках, у складчастих деформаціях гірських порід.

Зазвичай при проявленні землетрусу на земній поверхні утворюються численні тріщини. Деякі з них простягаються на сотні метрів і навіть кілометри, перетинаючи пагорби та долини. По таких розривах відбувається вертикальне зміщення окремих блоків земної кори з амплітудами до перших метрів, що є причиною утворення уступів. Як приклад можна навести землетрус в Киргизії, який відбувся у 1885 р. (Біловодський), що спричинив утворення уступів



висотою до 2,5 м. При землетрусі в Португалії (1775 р.), внаслідок виникнення низхідних вертикальних рухів земної поверхні набережна м. Лісабона раптово опустилася під воду, а на її місці глибина затоки сягнула 200 м. Підчас землетрусу в Японії у 1923 р. одна частина затоки Сагама, яка знаходиться на південь від м. Токію, площею понад 150 км<sup>2</sup>, швидко піднялася на 200-250 м, а інша опустилася на 150-200 м.

Нерідко в результаті проявлення землетрусів утворюються грабеніоподібні структури, які в рельєфі виражаються у вигляді від'ємних форм. Наприклад, підчас Гобі-Алтайського землетрусу (1957 р.) в зоні епіцентру сформувався грабен шириною 800 м, протяжністю 2,7 км, а вертикальна амплітуда переміщення окремих блоків гірських порід сягала 4 м. Уступ, який при цьому утворився, простягнувся більше, ніж 500 км, а ширина відкритих тріщин сягала від 20 до 60 м. У результаті землетрусу в Прибайкаллі (1862 р.) значна ділянка Кударинського степу, який знаходиться в північно-східній частині дельти Селенги, площею 260 км<sup>2</sup> опустилася і на її місці утворилася затока Провал глибиною до 8 м.

При землетрусах можуть також виникати і позитивні форми рельєфу. Наприклад, підчас землетрусу на півночі Мексики (1887 р.) поміж двома скидами утворилися горби висотою до 7 м, а внаслідок проявлення Ассамського землетрусу в Індії в морі виникла низка вогровів, довжина одного з яких сягала 150 м при ширині 25 м. В окремих випадках при землетрусах по тріщинах піднімаються підземні води, які виносять на поверхню пісок і глину, що призводить до утворення невеликих насипних конусів висотою 1-1,5 м, які нагадують грязьові вулкани. Коливання земної поверхні, зумовлене проявленням землетрусу, може спричинити складчастоподібні деформації верств гірських порід, що відображається в хвилеподібній будові рельєфу. Як приклад можна навести землетрус в Японії (1891 р.), коли на земній поверхні утворилися хвилі висотою до 30 см і довжиною від 3 до 10 м.

Важлива рельєфоутворювальна роль належить також процесам, спричиненим землетрусами. Зазвичай підземні поштовхи активізують гравітаційні процеси і, як наслідок, на крутих схилах гір, берегах рік та морів виникають обрушення, осипи, осуви тощо. Наприклад, під час Хаїтського землетрусу в Таджикистані (1949 р.) на гірських схилах Паміру відбулися потужні осипи і осуви, які поховали під уламками гірських порід поселення хат, а потужність ко-

лювіальних відкладів сягала десятків метрів. Грандіозне обрушення значної маси порід відбулося на Памірі у 1911 р. призвело до заго-родження долини ріки Мургаб і утворення греблі шириною більше 5 км і висотою 600 м. Припускається, що за аналогічним сценарієм утворилася гребля на ріці Баксан на Кавказі. При землетрусах весь елювіальний матеріал, який покриває схили гір починає, рухатися в сторону підніжжя, де накопичується у вигляді своєрідних осипних шлейфів. Під час проявлення Алма-Атинського землетрусу (1911 р.) осувні тіла в підніжжі гірських схилів покрили площу більше 400 км<sup>2</sup>.

Осуви, обрушення, переміщення блоків земної кори по розло-мах зумовлюють зміни в гідрмережі: утворюють озера, засипають старі джерела і розкривають нові, змінюють русла рік та струмків.

### *Запитання для самоконтролю*

1. *Що собою являють землетруси ?*
2. *Охарактеризуйте можливі механізми виникнення землетру-сів.*
3. *Охарактеризуйте 12-ти бальну шкалу землетрусів.*
4. *Що таке цунамі і як вони виникають.*
5. *За якими ознаками можна прогнозувати виникнення земе-трусів?*
6. *Розкрийте роль землетрусів у формуванні рельєфу.*

### *Завдання для самостійної роботи студента*

*Скласти аналітичний реферат на тему «Сучасні проявлення землетрусів і їх наслідки».*

## **4.3. Магматизм і рельєфоутворення**

Магматизм є одним з найважливіших ендогенних геологічних процесів. Більша частина гірських порід, що складають земну кору, виникли внаслідок магматичних процесів.

Магматизм, як геологічний процес, дуже складний. Він включає зародження магми в земній корі або в підкоровій області, перемі-щення її у верхні горизонти, або виверження на поверхню. *Магма* (грецьк. "магма" – тісто) – це силікатний розплав, насичений га-

зами, водою та її парон. В складі магми переважають ті ж хімічні елементи, що складають земну кору – кисень, кремнезем, алюміній, залізо, кальцій, магній, калій і натрій. Проте, від складу гірських порід магма відрізняється значним вмістом летких сполук – пари води, оксиду вуглецю, сірчанних сполук, хлористого та фтористого водню, хлористого амонію, водню, азоту та інших. Завдяки високому тиску, який існує в надрах Землі, леткі сполуки, що знаходяться в магмі, знижують її в'язкість і збільшують рухливість та хімічну активність по відношенню до вміщуючих порід. Переміщуючись в земній корі, магма поступово втрачає частину летких компонентів, остигає, і з розплавленого стану переходить у твердий. Таким чином, утворюються *магматичні гірські породи*, які, як вже зазначалось вище, складають основну частину об'єму земної кори. Утворення магматичних порід відбувається різними шляхами. В одних випадках, безпосередньо в надрах Землі, коли магма застигає, не досягаючи її поверхні. Так утворюються *інтрузивні* (лат. "ітрузіо" – проникнення, вкорінення) магматичні породи. В інших, коли магматичні розплави виливаються на поверхню, відбувається формування *ефузивних* (лат. "ефузіо" – виливання) гірських порід. Залежно від того, виливається магма на поверхню або застигає на глибині, в надрах Землі, магматизм поділяють на глибинний, або інтрузивний, і на поверхневий, або ефузивний.

#### 4.3.1. Інтрузивний магматизм

Інтрузивний магматизм – це магматизм, при якому магма застигає на різних горизонтах земної кори, що призводить до утворення неоднакових за формою та розмірами інтрузивних тіл, або, як їх ще називають, інтрузивів.

По відношенню до вміщуючих порід інтрузиви бувають *згідні* і *незгідні*. Останні проривають шари вміщуючих порід, а перші залягають згідно з ними.

Будь-яке інтрузивне тіло, вкорінюючись в інші породи, взаємодіє з ними. Ця взаємодія виражається в наявності двох типів контактних зон інтрузива та вміщуючих порід – екзоконтакту і ендоконтакту. *Екзоконтакт*, або зовнішній контакт – це зона зміни вміщуючих порід, які безпосередньо примикають до інтрузиву під впливом високотемпературної багатой флюїдами магми. Ширина такої зони може змінюватись від перших сантиметрів до десятків кілометрів. З іншого боку, сама магма, яка вкорінюється, взаємоді-

ючи з вміщуючими породами в фронтальних частинах магматичного тіла, охолоджується швидше в порівнянні з внутрішньою частиною тіла. В результаті це призводить до зміни складу магми, її структури та текстури. Така зона змінених магматичних порід у фронтальних частинах інтрузивного тіла називається зоною *ендоконтакту*, або внутрішньою зоною.

Залежно від глибини залягання в надрах Землі інтрузивні породи поділяються на абісальні (глибинні) та гіпабісальні (напівглибинні).

*Абісальні інтрузивні тіла* формуються на глибинах у декілька десятків кілометрів від поверхні. Вони характеризуються великими розмірами і тісним зв'язком з магматичним осередком або самі являють собою застигли внутрішньокорові магматичні осередки. Форма абісальних інтрузій різноманітна; найбільш характерними є батоліти, бісмаліти, штоки та етмоліти (рис. 4.26).

*Батоліти* – це інтрузивні тіла площею понад  $100 \text{ км}^2$ , протяжністю на сотні кілометрів, при ширині в декілька десятків кілометрів. Здебільшого вони мають видовжену форму, але зустрічаються і ізометричні. Стінки батоліта круті, нахилені в сторону від масиву (4,26,1). Верхня частина нагадує склепіння, але нерівна, з виступами та заглибленнями. Формуються батоліти на глибинах більше 4-5 км і складені гранітами.

*Бісмаліти* – утворюються також на значних глибинах, але на відміну від батолітів характеризуються коркоподіною формою (рис. 4.26, 2).

*Штоки* – це невеликі за площею (до  $100 \text{ км}^2$ ) тіла, ізометричні в плані і витягнені у вертикальному напрямку (рис. 4.26,3). Вони можуть бути складені різними магматичними породами.

*Етмоліти* – тіла неправильної форми, які розширюються доверху, нагадуючи лійку, і складені здебільшого лужними породами (рис. 4.26, 4).

Всі зазначені вище інтрузивні тіла є дискордантними, тобто незгідними по відношенню до порід, які їх вміщують. Вкорінюючись, вони руйнують останні, поглинають їх і характеризуються січними контактами з ними. Форма таких тіл залежить від фізичного стану та хімічного складу магми, зокрема від вмісту в ній флюїдів.

Застигання магми в глибинних тілах відбувається поступово, флюїди (гази) в її складі утримуються, в зв'язку з чим кристалізація відбувається повністю і такі породи характеризуються повною,

крупно- або середньокристалічною структурою. Їх текстури здебільшого масивні.

**Гінабісальні** інтрузивні тіла формуються на відносно невеликих глибинах і здебільшого пристосовуються до умов залягання вмішлюючих порід. При вкоріненні вони використовують усі послаблені зони земної кори незалежно від положення їх в просторі.

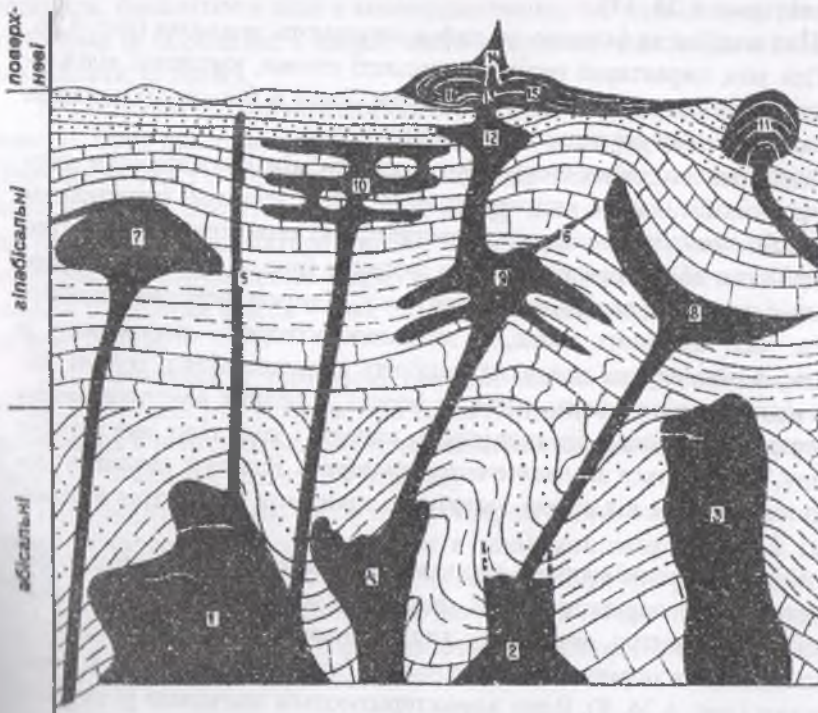


Рис. 4.26. **Форми магматичних тіл.**

1 – батоліт; 2 – бісмаїт; 3 – шток; 4 – етмоїт; 5 – дайка; 6 – жиля; 7 – лаколіт; 8 – лополіт; 9 – факоліт; 10 – сіл; 11 – купол; 12 – лавовий висередок; 13 – нек; 14 – лавовий обеліск; 15 – лавові потоки.

Магма в першу чергу проникає по тріщинах та заповнює їх. Таким чином утворюються своєрідні вертикальні, або похилі плито-подібні тіла, які називаються **дайками** (рис. 4.26, 5). Складені вони породами різного складу – від ультраосновних до кислих і характеризуються значною довжиною (від сотень метрів до кілометрів) при малій ширині (метри і десятки метрів). У ряді випадків дайки утво-

рюють цілі системи, віялоподібно відгалужуючись від більш крупного інтрузивного тіла.

Серед гіпабісальних тіл широким розвитком користуються трубоподібні тіла, які називаються *неками* (англ. "neck" – шия). Вони є підвідними каналами магми до жерла вулканів, у зв'язку з чим їх здебільшого відносять до категорії субвулканічних (приповерхневих) тіл (рис. 4.26, 13).

Тіла подібні за формою до дайок називають *жилами* (рис. 4.26, 6). Для них характерні нерівні, хвилясті стінки, численні відгалуження, переплетення, тощо. Як і дайки, жили в більшості випадків пов'язані з більш крупним інтрузивним тілом.

Здебільшого дайки виповнюють канали між магматичним джерелом і гіпабісальним конкордантним, тобто згідним, інтрузивним тілом. До таких тіл належать *лаколіти*, які характеризуються грибоподібною або короноподібною формою (рис. 4.26, 7). При формуванні лаколітів магма, вкорінюючись, піднімає верстви осадових порід, які залягають вище, і заповнює утворену порожнину, в зв'язку з чим верхня поверхня лаколіту куполоподібна, тоді як нижня відносно рівна, паралельна до верств. У деяких лаколітів нижня поверхня нахилена в бік підвідного каналу, і тоді тіло, яке нагадує грушу, називається *магматичним діаніром*. Розміри лаколітів можуть коливатися від сотень метрів до декількох кілометрів в діаметрі.

При вкоріненні магми в ядро синклінальної складки нерідко формується тіло тарілкоподібною форми, обмежуючі поверхні якого нахилені до центру, при цьому для нижньої характерні більш круті кути падіння в порівнянні з верхньою. Такі тіла називаються *лополітами* (рис. 4.26, 8). Вони характеризуються значними розмірами, їх площа досягає перших сотень тисяч квадратних кілометрів.

Вкорінюючись в послаблені склепінні частини складок, магма утворює випуклі або вигнуті лінзоподібні тіла, які називаються *факолітами* (рис. 4.26,9). У випадку, коли магма вкорінюється в міжпластовий простір горизонтально, або похило до вміщуючих пластів, утворюються *магматичні поклади*, або *сіли* (рис. 4.26,10). Вони характеризуються значним простяганням і потужністю, яка вимірюється першими сотнями метрів. Розташовуються сіли декількома ярусами, сполученими між собою дайками. Складені вони здебільшого основними та середніми породами.

Поблизу поверхні Землі в'язка кисла магма нерідко утворює тіла куполоподібної форми, які мають риси як інтрузивних, так і ефузивних порід. Характерною ознакою таких тіл є наявність слідів видавлювання у вигляді специфічної текстури, яка нагадує цибулину. Такі тіла називаються *куполами* (рис. 4.26, 11).

Серед згаданих вище інтрузивних гіпабісальних тіл лаколіти, лополіти, факоліти та сіли є конкордантними, тобто згідними з вміщуючими їх породами, а дайки, жили та куполи – дискордантними, незгідними, січними.

Всі інтрузивні тіла неоднорідні за складом. Центральні частини можуть бути складені одними породами, а периферійні – іншими. Причиною такого явища є диференціація магми при застиганні. Здебільшого в інтрузіях породи поблизу контакту з утвореннями, які їх вміщують, характеризуються більш основним складом і дрібнозернистою структурою. Формування інтрузивного тіла може проходити в декілька етапів – фаз, що також призводить до різноманітного його складу.

Вкорінюючись у вміщуючі породи, магма може захоплювати уламки останніх і ці уламки, при їх застиганні утворюють своєрідні включення в інтрузивних тілах, які називаються *ксенолітами* (грец. “ксенос” – чужий, “літос” – порода).

При застиганні магми в інтрузивному тілі виникає система тріщин охолодження, орієнтованих в декількох напрямках. Ці тріщини розбивають інтрузивне тіло на своєрідні фігури у вигляді стовпів, гласто- або матрацеподібних фігур, тощо. Таке явище називається *окремістю* порід. Розрізнять стовпоподібну, матрацеподібну, кулясту та інші види окремості.

### 4.3.2. Ефузивний магматизм

Ефузивний магматизм, або вулканізм, на відміну від інтрузивного представлений комплексом явищ, пов'язаних з виливами та викидами магматичної речовини на поверхню Землі і в атмосферу. Уже в процесі переміщення всередині Землі магма диференціюється, і на поверхню виливається рідка розплавлена маса, яка називається *лавою*, а також викидаються тверді продукти у вигляді брил, уламків, округлих ядер (вулканічних бомб) та дрібних камінчиків (лапілів), а також піску, попелу, різноманітних газів і водяної пари. З вулканічними процесами пов'язане виникнення вулканічних форм рельєфу, утворення певних мінералів та гірських порід, які назива-

ються *ефузивними гірськими породами*, а також певних корисних копалин.

Процес вулканічної діяльності складається з трьох стадій: ранньої, або субвулканічної; головної, яка називається вулканічне виверження; поствулканічної, або фумарольної.

*Субвулканічна стадія* передбачає процес підготовки до самого виверження. Зароджуючись в верхній мантії, в зоні астеносфери, магматичний розплав переміщується в верхні горизонти земної кори, де заповнює *магматичні камери*. Він є здебільшого базальтового складу і містить велику кількість газів та водяної пари в розчиненому стані. Повільно піднімаючись догори по ослаблених зонах або по тріщинах, магма завдяки високій температурі розплавляє та асимілює (поглинає) вміщуючі породи, створюючи таким чином трубоподібні канали та розширюючи тріщини. При досягненні певної глибини, де її температура знижується до 1200 °С, в ній відбувається виділення в окрему фазу газів та перегрітої водяної пари. Змінена магма стає рухливішою і стрімко піднімається догори. Особливо велика кількість парів та газів виділяється з магми на глибинах 2-3 км від поверхні Землі, що призводить до різкого збільшення тиску. Разом з тим, при пароутворенні відбувається збільшення об'єму приблизно в 100 разів, що спричиняє вивільнення великої кількості енергії, а це призводить до вибуху. Гази та пара піднімаючись догори, руйнують породи, які перегороджують їм шлях і з силою виштовхують їх нагору. Слідом за ними до поверхні піднімається також частково або повністю дегазований розплав. При виході на поверхню він перетворюється на лаву. Переміщення магми, парів та газів супроводжується незначними землетрусами, осередки яких також поступово переміщуються до земної поверхні.

Здебільшого при переміщенні магми в мантії, вище астеносфери, або в земній корі виникають вулканічні осередки (рис. 4.27). Розміри камер таких осередків становлять від 10 до 50 тис. км<sup>3</sup>. З часом склад магми внаслідок її диференціації може змінюватися: магма основного складу заміщується середньою або кислою. Це і визначає характер головної стадії вулканічного процесу.

*Головна стадія вулканічного процесу* – це саме явище виверження вулкану. Початок виверження знаменує момент розрядки вулканічної енергії, який супроводжується викидом магматичних продуктів через жерло вулкана. Тверді та рідкі продукти виверження здебільшого акумулюються навколо жерла і тут поступово утворю-



рюється вулканічна гора конусоподібної форми. Вершина такої гори рівна і завершується лійкоподібним заглибленням, яке називається *кратером* вулкана (рис. 4.27). На дні кратера знаходиться один або декілька отворів – це *жерла*, які сполучаються з вулканічним каналом. Кратер активних вулканів з часом поступово перетворюється у велику улоговину, що називається *кальдерою*. Формування останньої пов'язане з викидом при вибухах великої кількості матеріалу, який складає вершину конуса, або з її провалюванням (опусканням) у порожній вулканічний канал.



Рис. 4.27. Схема будови вулкану.

1 – кальдера; 2 – сома; 3 – конус; 4 – кратер; 5 – жерло; 6 – лавовий потік; 7 – вулканічний осередок.

Загальні риси та розміри вулканів дуже різноманітні (рис. 4.28). Форми вулканічних споруд залежать від тривалості вивержень та циклічності їхньої діяльності. В одних випадках процес виверження короточасний і обмежується одним вибухом, в інших – він розтягнений на багато місяців. Окремі виверження складаються з декількох циклів, які відокремлюються один від одного стадіями поствулканічного режиму. Тривалість таких стадій може досягати десятків і навіть сотень років.

Залежно від характеру вивержень та їх продуктів усі вулканічні процеси можна розділити на чотири категорії: *ефузивну* (наземну і підземну), де панівне значення належить рідкій лаві; *пірокластову*, коли переважають тверді продукти виверження при підпорядкованому виділенні лави та газів; *експлозивну* – газово-вибухову, яка характеризується виділенням великої маси газів та сильними вибухами. В кожній категорії виділяється декілька типів (табл. 4.3).

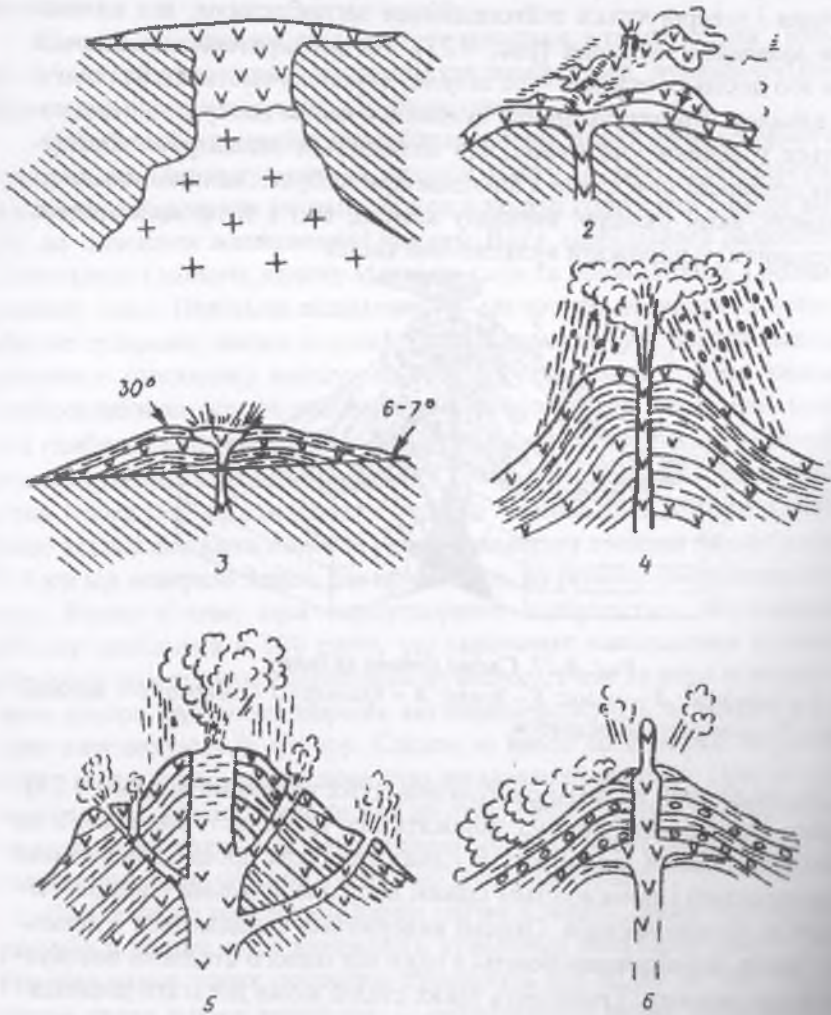


Рис. 4.28. **Форми вулканічних споруд та типи вулканів.**  
 1 – океанських плит; 2 – ісландський; 3 – гавайський (цитовий за формою); 4 – стромбोलіанський; 5 – етнінський; 6 – пелейський.

Класифікація вулканів за типом виверження  
(за О. Ф. Якушовою, В. Ю. Хайним і В. І. Славіним)

Категорія	Тип виверження	Вулкани, які визначають тип	Місце знаходження	Інші вулкани
Ефузивна (наземна)	ісландський (тріщинний)	Лакі (тріщина)	Ісландія	Плоский Толбачик (Камчатка)
	гавайський	Кілауеа	Гавайські острови	Нірагонго (Східна Африка)
Ефузивна (підводна)	підводних хребтів			
	океанських плит			
	шельфовий			
Пірокластова (змішана)	стромболіанський	Стромболі	Італія, Липарські острови	Іцалько (Сальвадор)
	везувіанський	Везувій	Італія, Неаполь	Ключевська сопка (Камчатка)
	етнінський	Етна	о. Сицилія	Кримський (Камчатка), Парикутин (Мексика), Мечнікова (Курили)
Експлозивна (газоповибухова)	плініанський	Везувій (раннє виверження)	Італія, Неаполь	
	пелейський	Мон-Пеле	о. Мартиніка	Шівелуч (Камчатка)
	кракатауський	Кракатау	Індонезія	
	маарський	Пульфер	Німеччина, плато Ейфель	
	бандайський	Бандайсан	Японія	

Класифікація вулканів за типом виверження є в деякій мірі умовною, так як більшість з вулканів займає проміжне положення між виділеними категоріями. Деякі вулкани з часом змінюють тип виверження, переходячи з однієї категорії в іншу. Це може бути спричинено зміною складу магми.

**Ефузивні наземні виверження** проявляються на океанічних островах і на узбережжі континентів. Вони приурочені до зон глибинних корово-мантієвих розломів по яких у верхні горизонти земної кори проникає магма основного та базальтового складу. Характерними представниками вулканів цієї категорії є вулкани ісландського та гавайського типів.

**Ісландський тип** характеризується тріщинним виверженням лави основного складу, яке настає після викиду з тріщини великої кількості попелу та шлаку. Вздовж тріщини виникає низка великих і малих конусів та кратерів. Само виверження триває до декількох десятків днів, що сприяє формуванню лавового покриву потужністю 30-40 м, який покриває територію площею в декілька сот квадратних кілометрів.

Вулкани цього типу поширені в Ісландії, на Гавайських островах, Японії та Камчатці.

**Гавайський тип** за характером проявлення і продуктами виверження подібний до тріщинних вулканів. Відмінність полягає в тому, що виливання лави відбувається через широкий трубоподібний канал. За формою вулкани цього типу нагадують щити, за що їх ще називають щитовими. Окрім Гавайських островів такі вулкани поширені в Новій Зеландії, Ісландії, а також зустрічаються і в Східній Африці.

**Підводні ефузивні виверження** пов'язані з тріщинами на дні Світового океану. Характерною їх особливістю є те, що лава виливається спокійно, без сильних вибухів та з незначною кількістю (1-3%) пірокластів. Це пов'язано з тим, що на глибинах більше 2-3 км стовп води створює набагато більший тиск у порівнянні з тиском пари, в зв'язку з чим вибуху не відбувається. Лава та вміщуючі породи не подрібнюються і пірокласти майже не утворюються. Гази, які виділяються при виверженні, розчиняються у воді не досягаючи поверхні. Такі виверження практично на поверхні океанів не проявляються. Іноді, завдяки великому тиску води, лава витискається, не розтікаючись, що призводить до утворення куполоподібних тіл. Склад лави здебільшого базальтовий. Вона утворює на дні океанів значні за розмірами ізометричної форми покриви або вузькі, але дуже протяжні потоки з подушкоподібною та кулястою текстурою, які називаються *пілар-лавами*. Характерною особливістю підводних лав, яка дозволяє

відрізнити їх від наземних – це утворення на їх поверхні склуватої оболонки, що зумовлене швидким остиганням лави при зіткненні її з холодною водою.

Окрім покривів на дні океанів утворюються і вулканічні споруди у вигляді конусів. Складені вони здебільшого базальтовою лавою. Однією з найхарактерніших особливостей підводних вулканічних вивержень є виділення великої кількості гарячих розчинів – *гідротерм*. Практично всі гідротерми несуть з собою велику кількість розчинених хімічних сполук і при зіткненні з холодною океанічною водою відбувається формування таких цінних корисних копалин, як мідь, свинець, цинк, срібло та інші.

Підводні вулкани в області шельфу за характером виверження подібні до наземних і також супроводжуються пірокластовими та експлозивними виверженнями. У таких вулканах спочатку виростає підводний плоский широкий п'єдестал конуса, а пізніше на ньому утворюється нормальний конус, який може досягати поверхні води, утворюючи, таким чином, вулканічний острів. Особливо багато підводних вулканів у Тихому океані, а також вздовж серединних хребтів інших океанів.

*Пірокластові (змішані) виверження* характеризуються викидами як лави, так і твердих та газоподібних продуктів. Вони утворюють апарати центрально-кратерного типу з конусами правильної форми. Здебільшого конуси складені з перешарування лави та твердих продуктів (бомб, попелу, вулканічного піску, шлаків, тощо), в зв'язку з чим їх називають *шаруватими* або *стратовулканами*. До цієї категорії відносяться вулкани стромболіанського, етнінського та інших типів. В загальному виверження даної категорії носять проміжний характер між ефузивними та вибуховими (експлозивними).

*Стромболіанський тип* характеризується ритмічними вибухами та викидами через короткі проміжки часу (від декількох хвилин до години). Лава кислого складу і в'язка, з температурою 1100-1200 °С.

*Везувіанський тип* вулканів – один з найпоширеніших типів. Його характерною рисою є тривале (до кількох днів) виверження з періодичним повторенням через декілька десятків років. При цьому викидається велика кількість лави та викидається значний об'єм попелу, бомб, а також газів.

До вулканів цього типу належить також і вулкан Ключевська Сопка на Камчатці (рис. 4.29).



Рис. 4.29. Вулкан Ключевська Сопка.

*Етнінський тип* за характером виверження близький до везувіанського. Вулкани даного типу дуже активні. Виверження відбувається одне за одним через декілька років, а в перервах між ними з центрального кратера безупинно виділяються гази та водяна пара, нерідко викидається попіл. Здебільшого напередодні основного виверження відбувається сильний землетрус, який супроводжується вибухами та викидами з центрального кратера газів і попелу. Услід за початковим виверженням на схилах конусу з'являються тріщини, з яких виливається лава та викидається пухкий матеріал, що призводить до утворення побічних – паразитичних – невеликих кратерів, кількість яких може сягати до 200 і більше. Вулкани цього типу характеризуються пологими схилами конуса (рис. 4.30) і основним складом лави.



Рис. 4.30. Загальний вигляд вулкану Етна.

Такі вулкани поширені в Середземномор'ї, Південній Америці, Японії, на Курильських островах, Камчатці.

**Експлозивні (газово-вибухові) виверження** характеризуються викидами великої кількості газів та пари при малій кількості, або відсутності, лави. Тверді продукти сильно подрібнені, перетерті і представлені попелом. Такі виверження здебільшого пов'язані з магмою кислого або середнього складу. Магматичні джерела, які живлять вулкани, розташовані на значних глибинах, у зв'язку з чим магма не завжди досягає земної поверхні. Найпоширенішими вулканами цієї категорії є вулкани пелейського, кракатауського, маарського та бандайсанського типів.

**Пелейський тип** характеризується наявністю частих землетрусів, які супроводжуються викидами попелу, парів води та отруйних газів, що триває декілька тижнів. Іноді виверження супроводжується видавлюванням в'язкої лави, яка застигає і утворює своєрідний обеліск (рис. 4.31). В такому випадку виверження називається **екструзивним**.

Для вулканів **кракатауського типу** характерні вибухи значної сили, які супроводжуються викидами великої кількості газів та попелу. При цьому лава на поверхню практично не піднімається, що обумовлено кислим складом в'язкої магми.



Рис. 4.31. Лавовий обеліск вулкана Мон-Пеле.

До *маарського типу* відносяться вулкани з одноразовим виверженням. Характерною особливістю їх будови є наявність тарілкоподібних кратерних западин, по краях яких формуються невисокі вали, складені шлаком та уламками гірських порід, викинутих з кратера. Кратер з'єднаний з магматичним джерелом каналом, або трубкою вибуху, яка у древніх вулканів називається *діатремою*. На глибині 400-500 м трубки вибуху бувають заповнені базальтовою лавою або похідними ультраосновної магми. Вище лави знаходиться перетерта сива глина та зім'яті уламки вулканічних порід, які називаються *кімберлітом*.

Кімберліти складаються з уламків ультраосновних порід та порід, які розсікає трубка вибуху на шляху до поверхні. Характер породи свідчить про її формування при високих тисках та температурах, а ультраосновний склад уламків вказує на мантіїне походження магми. Діаметр трубок вибуху може становити як перші метри, так і перші кілометри. З трубками вибуху пов'язані родовища алмазів.

*Бандайсанський тип* за характером вивержень дуже нагадує попередні типи даної категорії. Різниця лише в тому, що вибухи при виверженні вулканів, які до нього належать, пов'язані не з магматичними газами, а водою, котра, проникаючи на значні глибини, перетворившись в пару створює значний тиск, що і спричиняє вибух. На відміну від типових газо-вибухових вивержень у вулканів бандайсанського типу відсутні свіжі вулканічні продукти виверження.

*Поствулканічна, або фумарольна стадія* характеризується суттєвим послабленням вулканічної діяльності, яка проявляється тільки у виході на поверхню численних газово-парових струменів та гарячої води. Схили вулканів на початку цієї стадії нагадують паруючі котли води.

Газові струмені, які називаються *фумаролами*, залежно від температури та складу газів поділяються на: 1) *сухі* фумароли з температурою вище 500 °С, які містять хлористі сполуки натрію, калію, марганцю, міді та фтору за повної відсутності або незначних кількостях водяної пари; 2) *сірчисті, або сольфатарі*, з температурою 90-300 °С, і вмістом сірчаної та хлористоводневої кислоти; 3) *димні, або аміачні*, фумароли з температурою вище 100 °С, гази яких складаються з вуглекислого амонію та сірководню, з домішками парів води; 4) *холодні вуглекислі* фумароли, або *мофети*, температура яких нижче 100 °С.



Фумароли здебільшого розташовуються групами, або у вигляді ланцюга вздовж тріщин. Висота газових струменів коливається від сантиметрів до декількох метрів. Проходячи скрізь пухкі породи, або рухаючись по тріщинах, гази та пара конденсуються, залишають на стінках або в порах кірочки, складені різними мінералами.

До характерних особливостей поствулканічної стадії належить також виверження водяної пари. При віддаленні від осередку виверження водяна пара перетворюється на викиди сильно мінералізованої води у вигляді гарячих та підігрітих джерел. Такі джерела бувають постійно діючими, або носять періодичний характер. Останні називаються *гейзерами* (рис. 4.32). Періоди виверження гейзерів здебільшого постійні і становлять від 10 хвилин до 5,5 годин. Температура води в них досягає  $+94 - +99$  °С. Вода гейзерів містить солі натрію, магнію, кальцію, кремнезему. В зв'язку з цим довкола гейзерів нагромаджуються відклади пористих вапняків або кремністих туфів, які називаються *гейзеритами* (4.32).



Рис. 4.32. Гейзер "старий Служака" в Йеллоустонському національному парку Скалистих гір.



Рис. 4.33. Натічні форми гейзериту в районі басейну Мамонтових гейзерів Йеллоустонського національного парку.

Пара і гази разом з водою можуть викидати рідку грязюку, утворюючи таким чином *грязьові вулкани*. Конуси таких вулканів зазвичай невеликі і досягають висоти 1-2 м, проте відомі також грязьові вулкани з висотою конуса до 400 м. Відповідно, діаметр кратерів змінюється від десятків сантиметрів до перших метрів (рис. 4.34). При виверженні таких вулканів грязьові потоки досягають

довжини декількох десятків метрів, а температура гязі становить 80-90 °С.

Грязьові вулкани можуть бути і не зв'язані з магматичними процесами, а виникати там, де в надрах накопичуються водневі гази і є водонасичені та глинисті породи, які знаходяться під значним тиском. Такого типу грязьові вулкани поширені на Апшеронському та Керченському півостровах, а також у Західній Туркменії і на Сахаліні.

Поствулканічна стадія може тривати десятки років і навіть століття. Загукання вулканічного процесу можливе тільки при повному вичерпанні магми в магматичному осередку.

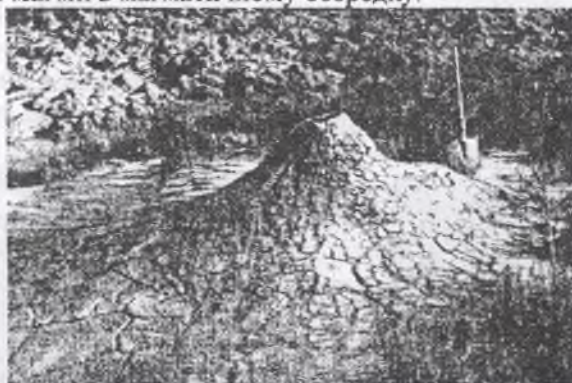


Рис. 4.34. Грязьовий вулкан на Апшеронському півострові.

Вище зазначалося, що при вулканічній діяльності на поверхню виливаються та викидаються вулканічні продукти трьох типів: рідкі, тверді та газоподібні.

До *рідких продуктів* виверження відносяться лави різного складу. Охолоджуючись та застигаючи вони утворюють ефузивні гірські породи кислого, середнього, основного та ультраосновного складу.

До порід, які утворилися з *кислих* магм належать ліпарити, ріоліти, дацити. Враховуючи, що кислі магми в'язкі і найменш рухомі, вони, застигаючи, утворюють куполоподібні тіла, або потужні незначної протяжності потоки.

При застиганні лав *середнього* складу утворюються андезити. Найбільш поширеними породами *основних* лав є базальти, а *ультраосновні* ефузивні породи – пікрити – зустрічаються рідко.

Кількість лави при виверженні буває різною. Особливо багато виливається лави базальтового складу з вулканів ефузивної категорії. Лавові потоки при цьому досягають десятків та сотень кілометрів в довжину при ширині в сотні метрів.

Лава, яка виливається з вулканів, може бути в'язкою або щільною в тих випадках, якщо гази виділилися з неї ще в жерлі вулкана, та пористою – у випадках насичення її газами. Лави, насичені газами, при застиганні утворюють породу, яка називається *пемзою*. Разом з тим, порожнини в лаві можуть бути заповнені: кальцитом, кварцом, агатом, опалом, цеолітами та іншими мінералами у вигляді кульок, горошин, мигдалин. Така порода називається *мандельштейн*, або *мигдалевий камінь*.

Поверхня лавового потоку може бути брилевою, або хвилястою. Брилева лава нагадує поверхню ріки під час льодоходу. Вона властива в'язким лавам, або ж утворюється в тих випадках, коли ламається вже застигла лава.

Хвиляста поверхня характерна для лав вулканів гавайського типу. На такій поверхні видно як одна порція лави напливає на другу і в такому вигляді вони застигають.

Базальтові лави підводних вивержень мають подушкоподібну поверхню і складаються з великих за розмірами куль – кулясті, або пілоу-лави.

Лави з брилевою поверхнею при застиганні дробляться, утворюючи брекчію. Така порода називається вулканічним *агломератом*. При розтріскуванні вулканічного скла на морському дні внаслідок зіткнення його з холодною водою, утворюються породи, які складаються з дрібних уламків скла і називаються *гіалокластитами*.

Не вся лава виливається суцільним потоком. Дуже часто вона розбризкується або викидається у вигляді окремих згустків (бомб, грудок), які здебільшого характеризуються грушеподібною формою. Густа в'язка лава може викидатися у вигляді окремих брил масою до декількох тон. Дрібні бризки рідкої лави можуть розтягнутися в тонкі нитки, які дістали назву "*волосся Пеле*" (*Пеле* – богиня вогню у гавайських туземців). Лава, яка викидається у вигляді невеликих пористих грудок, при злипанні утворює породу, яка називається *шлаковим туфом*.

**Тверді продукти вивержень** здебільшого характерні для континентальних вулканів, де їхня кількість в декілька разів перевищує об'єм лави, яка виливається.

Залежно від розмірів уламків серед твердих продуктів розрізняють: 1) вулканічний попіл; 2) вулканічний пісок; 3) вулканічні уламки – лапілі; 4) вулканічні бомби та 5) вулканічні брили.

**Вулканічний попіл** являє собою найдрібніші кутасті уламки пемзи, скла та різних мінералів. Більші уламки складають **вулканічний пісок**, а уламки розміром з горіх називаються **лапілями**. Відповідно, **бомби** та **брили** – це уламки розміром від 2 см та більше в діаметрі. Трапляються брили об'ємом близько 25 м<sup>3</sup> і масою до 68-70 т.

Увесь твердий уламковий матеріал, який викидається з вулкану під час виверження називається **пірокластичним** (грецк. "пірос" – вогонь і "кластос" – уламок). При його охолодженні, ущільненні і переході в твердий стан утворюються вулканічні породи, які називаються **туфами** та **туфітами**. Перші формуються в умовах суходолу, тобто на схилах вулканів; другі – у водному середовищі – в морях та озерах. Більшість туфітів утворюється при підводних виверженнях вулканів. Вони здебільшого верствуваті і характеризуються наявністю теригенного або органогенного матеріалу. Як і осадові породи теригенного походження, туфіти поділяються за величиною уламків на туфопісковики, туфобрекчії та туфоконгломерати.

Туфи, в свою чергу, за величиною уламків діляться на попелові та псамітові, а за складом – на туфи кислих, середніх і основних порід. Часто зустрічаються також змішані туфолоавові породи, які утворюються в тих випадках, коли на лаву, яка ще не встигла застигнути, осів туфовий матеріал і відбулося змішування. Своєрідні відклади гарячих лав кислого складу називають **ігнімбритами** (грецк. "ігнос" – вогонь, "імбер" – злива).

До **газоподібних продуктів** вивержень, як це вже неодноразово зазначалося, належать гази та пара води, які виділяються впродовж усієї стадії виверження і в усіх типах вулканів. Основна їх маса вивирається протягом початкового періоду виверження з центрального жерла та тріщин, а також з паразитичних жерл, і пізніше – з лавових потоків. Проте, гази у вигляді фумарол ще довго виходять з тріщин і після головної фази, через що заключну стадію вулканічного процесу ще називають **фумарольною**.

Вулканічна діяльність супроводжується виділенням надзвичайно великих об'ємів газів. Так, наприклад, при виверженні вулкану Парікутин у Мексиці (пірокластова категорія) виділялося понад 3000 т газів на добу.

Склад газів різноманітний. Вони містять двооксид вуглецю, азот, двооксид сірки, оксид вуглецю, водень, хлор, аргон та водяну пару. Окрім цього в незначних кількостях містяться також хлористий та фтористий водень, сірководень.

Продукти вулканічних і інтрузивних магматичних процесів – це не тільки основний “матеріал”, з якого складається земна кора, вони мають також і велике практичне значення. Вулканічні виверження відіграють подвійну роль в житті людини: з однієї сторони, це небезпечні природні явища, які супроводжуються людськими жертвами, а з другої – постачальники людству корисних копалин, теплової та інших видів енергії.

Жертви, викликані катастрофічними, особливо експлозивними виверженнями вулканів, можуть бути дуже значними. Так, наприклад, вогняна газова хмара вулкану Мон-Пеле спричинила смерть 30 тисяч чоловік, а при виверженні вулкану Кракатау загинуло більше 36 тисяч осіб. Під час найпотужнішого виверження вулкана Тамбора в 1915 р. на острові Сумбава в Індонезії загинуло більше 90 тисяч чоловік. Вважається, що за останні 500 років жертвами вулканічних вивержень стало біля 240 тисяч чоловік.

Сьогодні інтенсивно розробляються заходи захисту від вулканічних вивержень: змінюються напрямки лавових потоків, споруджуються на їхньому шляху греблі, охолоджуються фронтальні частини потоків водяними струменями, що дозволяє зупинити рух лави, тощо. Окрім того вчені працюють над розробкою проектів послаблення сили вивержень шляхом випереджувального відводу частини газів з вулканічних каналів через бурові свердловини з глибини 2-3 км.

Незважаючи на наведені приклади стихійних лих, спричинених виверженням вулканів, вони також приносять людству і значну користь. Вулканічний попіл завдяки мінералам та елементам, які містяться в ньому, сприяє формуванню родючих ґрунтів. Окрім цього, вулканічні райони володіють запасами теплової енергії. Геотермічний градієнт у цих районах становить біля 100 °С, в зв'язку з чим на відносно невеликих глибинах концентруються значні запаси тепла, які можна використовувати. При поствулканічних процесах фума-

ролами та гейзерами на поверхню виносяться гаряча вода та пара, які в Італії, Мексиці, Новій Зеландії, США (Каліфорнія) та Японії використовуються для роботи геотермальних електростанцій.

Під час виверження вулканів разом з газами, фумарольними струменями, гідротермами виносяться велика кількість корисних копалин, про що піде мова в відповідному розділі. Слід також зазначити, що інтрузивний магматизм є одним з основних процесів, з яким пов'язано формування різноманітних родовищ металевих та неметалевих корисних копалин.

Впродовж усієї історії розвитку Землі вулканічні процеси відігравали суттєву роль у формуванні не тільки певної групи гірських порід, але й рельєфу і кліматотворчих факторів, тобто вони мали значний вплив на становлення компонентів географічного середовища нашої планети. Вулканічна діяльність Землі знаходиться в активному стані і сьогодні. За останні 3000 років, на земній поверхні зафіксовано близько 1000 діючих вулканів, з яких на сьогоднішній день лише біля 200 знаходяться на стадії затухання. Більшість з них зосереджено в межах океанічного узбережжя, а також приурочена до острівних дуг, які облямовують океани, та океанічних островів. У глибині материків діючі вулкани зустрічаються дуже рідко. Сучасні та четвертинні вулкани утворюють три глобальних пояси, які оперізають земну кулю (рис. 4.35).

Перший пояс, який називається *Навкруг-Тихоокеанський*, у вигляді неправильного кола облямовує Тихий океан. В його межах знаходяться як згаслі вулкани неоген-четвертинного віку, які розташовані в зовнішній частині пояса, так і діючі – зосереджені у внутрішній, ближчій до океану частині. Він об'єднує близько 340 діючих вулканів, що становить майже дві третини всіх вулканів, які знаходяться на суходолі.

Другий, *Середземноморсько-Індонезійський*, пояс простягається в субширотному напрямку (паралельно до екватора). В ньому зосереджено 117 діючих і таких які знаходяться на стадії затухання вулканів, а з врахуванням тихоокеанського відгалуження їх кількість досягає 150. Більшість вулканів цього поясу локалізуються в районі островів Індонезії і на островах Середземного моря.

Третій, *Атлантичний*, пояс, характеризується субмеридіональним простяганням вздовж однойменного океану. В ньому зосереджено багато острівних і підводних вулканів, приурочених до середньо-океанічного хребта, тобто віддалених від берегів, що відрі-

няє його від Тихоокеанського поясу, де більшість вулканів розташована на узбережжі материків.

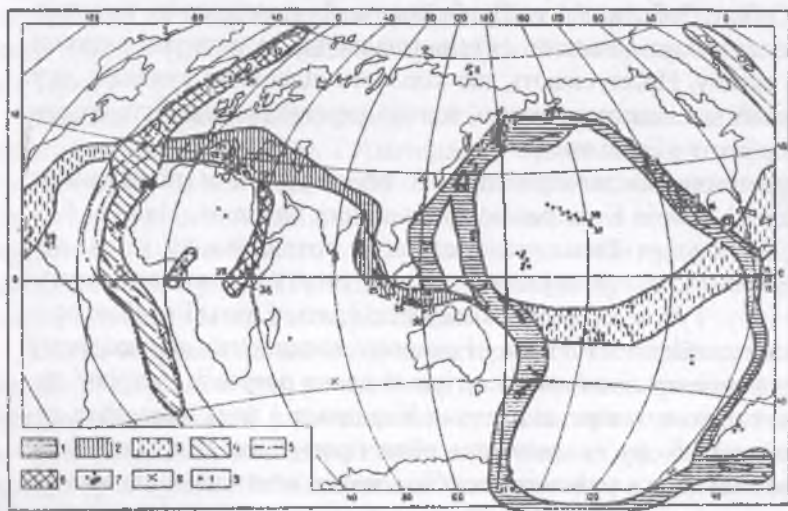


Рис. 4.35. Схема поширення вулканів  
(за О. Ф. Якушовою, В. Ю. Хаїним, В. І. Славїним).

1 – Навкруг-Тихоокеанський пояс; 2 – Середземноморський-Індонезійський пояс; 3 – відгалуження Середземноморсько-Індонезійського поясу в Тихому і Атлантичному океанах; 4 – Атлантичний пояс; 5 – Атлантичний серединно-океанічний хребет; 6 – Африканський рифтовий пояс; 7 – вулканічні території та окремі вулкани континентів і островів; 8 – вулкани на дні океанів; 9 – окремі вулкани: 1 – Шівелуч, 2 – Ключовська Сопка, 3 – Толбачик, 4 – Крашенінникова, 5 – Каримський, 6 – Алякський, 7 – Ксудач, 8 – Менделєва, 9 – Бандайсан, 10 – Фудзіяма, 11 – Кребус, 12 – Сангай, 13 – Чимборасо, 14 – Котонахі, 15 – Іцалько, 16 – Пітокатепетль, 17 – Парикутин, 18 – Лассен-Пік, 19 – Катмай, 20 – Вуїлано, 21 – Везувій, 22 – Стромболі, 23 – Етна, 24 – Сантонін, 25 – Кракату, 26 – Мерані, 27 – Келуд, 28 – Семеру, 29 – Агунг, 30 – Батур, 31 – Гімбіра, 32 – Ін-Майєн, 33 – Гекла, 34 – Лакі, 35 – Нірагонго, 36 – Кіліманджиро, 37 – Кілауєа, 38 – Мауна-Лоа, 39 – Фалькон, 40 – Мон-Пеле, 41 – Суфрієр.

В межах цих трьох поясів зосереджено близько 90% усіх діючих на планеті вулканів. Інших 10% діючих вулканів знаходиться на Африканському материку, де у Східній Африці утворюють локаль-

ний пояс меридіонального простягання. Декілька діючих вулканів розташовані на островах Індійського океану. Згаслі вулкани поширені в Сибіру, Забайкаллі та Прибайкаллі. До позапоясних вулканів відносяться також численні острівні-надводні та підводні вулкани Тихого океану. Припускають, що кількість підводних вулканів, яку підрахувати досі ще неможливо, значно перевищує кількість наземних і становить кілька тисяч.

Існує певна закономірність між територіальним поширенням вулканічних поясів і природою вулканічних процесів. На рис. 4.33 видно, що Навкруг-Тихоокеанський пояс розташований у зоні поєднання тонкої земної кори океанського типу з корою континентального типу. Тут, зі сторони океану знаходяться вузькі глибоководні жолоби глибиною 7-11 км, зі сторони континентів на західному узбережжі океану піднімаються гірські пасма островів (острівні дуги), а на східному – гірські системи Кордильєр і Анд. Така різка контрастність рельєфу свідчить про різке прогинання (опускання) ділянок земної кори в районах жолобів і таке ж інтенсивне піднімання прилеглих гірських областей. На їх межі відбувається формування зони надглибинних розломів, зміщувачі яких нахилені від океанів у бік континентів або острівних дуг. Це є так звані *сейсмофокальні зони*, які досягають мантиї. Вздовж них відбувається формування осередків базальтової магми внаслідок часткового розплавлення океанічної кори, або надходження її з мантиї по розущільнених зонах. Ці осередки в подальшому стають джерелами магматичних розплавів, які по розломах піднімаються догори і проявляються на земній поверхні у вигляді вулканічних вивержень. Здебільшого вулкани розташовуються над тими ділянками сейсмофокальних зон, глибина яких досягає 90-150 км, а на відстанях від глибоководних жолобів – 100-200 км.

Середземноморсько-Індонезійський вулканічний пояс є одним з найактивніших кайнозойських поясів Землі. Сьогодні він знаходиться на заключній стадії розвитку, яка характеризується утворенням системи гірських хребтів. Проте в західній та східній частинах поясу збереглися активні сейсмофокальні зони до яких і приурочені вулкани здебільшого пірокластової і експлозивної категорій. Перші більш характерні для західної частини поясу, їх прикладом можуть бути такі вулкани, як Везувій, Етна та інші, другі – типовими представниками яких є вулкани Кракатау, Тамбора та інші, поширені у східній частині. Вулканізм середньої частини поясу знаходиться на



стадії затухання і представлений вулканами, які діяли в неогені та на початку четвертинного періоду. До них належать численні вулкани Карпат, які складають вулканічне Вигорлат-Гутинське пасмо, розташоване на межі Закарпатської низовини і Карпатських гір, вулкани Кавказу (Ельбрус, Казбек, Арагац), а також Ірану, Афганістану і Тибету.

Вулкани Атлантичного поясу, як і деякі вулкани Індійського океану (островів Сен-Поль і Амстердам), приурочені до рифтових зон серединно-океанічних хребтів і їх магматичні осередки залягають на незначних глибинах, під тонкою океанічною корою. В межах серединного хребта Тихого океану діючих вулканів дуже мало і зосереджені вони в районі Галапагоського архіпелагу. До вулканічних споруд відноситься також острів Паски.

*Східно-Африканський* пояс характеризується порівняно невеликими розмірами і приурочений він до континентальної рифтової системи. Розташовані в його межах вулкани вивергають різну за складом лаву, яка є похідною глибинної магми лужно-базальтового складу. Це відрізняє їх від вулканів Атлантичного типу, які характеризуються базальтовим складом магми.

Враховуючи наведене вище, а також відомості про структурні елементи земної кори та літосфери (див. розділ 6), можна зробити висновок, що більшість вулканів земної кулі розташована на межі літосферних плит. Частина з них приурочена до зон зближення континентальної та океанічної кори, або так званих зон стиснення. До таких відносяться вулкани Навкруг-Тихоокеанського та Середземноморсько-Індонезійського поясів. Друга частина вулканів зосереджена в межах рифтових зон серединно-океанічних хребтів, які являють собою зони розтягу. Це вулкани Атлантичного поясу, а також Індійського та Тихого океанів. До цієї групи слід також віднести вулкани Східної Африки та Західної Європи (Франції і заходу Німеччини), приурочені до рифтових континентальних систем.

Посеред літосферних плит вулкани утворюються дуже рідко, де вони приурочені до зон глибинних розломів. В океанах це трансформні розломи, які є каналами переміщення базальтової магми, на континентах – це глибинні розломи, які досягають мантії, звідки виявляється магмою лужно-базальтового складу. Як приклад внутрішньоплитних вулканів можна назвати вулкани Гавайських островів у Тихому океані, а також на островах Реюньон і Маврикій в Індій-

ському океані. Типовим прикладом континентальних внутрішньоплітних вулканів є вулкан Камерун в Афганістані.

Магматичні процеси, особливо вулканічні, не є прерогативою розвитку лише нашої планети, вони властиві і іншим космічним тілам Сонячної системи. Вулканічні гори покривають поверхні Марса, Венери та Місяця, які також характеризуються наявністю кратерів і кальдер, при цьому розміри марсіанських вулканів набагато перевищують земні. Так, наприклад, щитовий вулкан Олімп має висоту 27 км, діаметр кальдери – 60 км, а діаметр підніжжя – 600 км. Вулкан Тейн на Венері заввишки 4,5 км, а в діаметрі біля 700 км.

Майже всі вулкани планет Сонячної системи та Місяця давно загухли, виключенням є лише діючі вулкани на супутнику Юпітера Іо.

#### 4.3.3. Магматизм і рельєфоутворення

Магматизм, як інтрузивний, так і ефузивний, відіграє своєрідну роль у рельєфоутворенні. З *інтрузивним магматизмом* можуть бути пов'язані форми рельєфу утворені безпосередньо при формуванні інтрузивних тіл (батолітів, лаколітів, дайок та інших), а також внаслідок препарування інтрузивних магматичних порід, так як останні є більш стійкі до процесів вивітрювання, ніж осадові відклади, які їх вмщують.

Батоліти зазвичай приурочені до осьових частин антикліноріїв, де утворюють крупні позитивні форми рельєфу ускладнених більш дрібними мікроформами, зумовленими як нерівностями поверхні самого батоліта, так і екзогенними процесами. Прикладом може слугувати низка гранітних масивів в західній частині Зеравшанського хребта Паміру (рис. 4.36), а також гранітні масиви Конгуро-Алагезьського хребта Забайкалля.

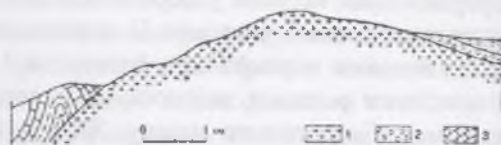


Рис. 4.36. Профіль батоліта Чадил-Калія Зеравшанського хребта (за С. Клуниковим)

1 – граніти; 2 – конгломерати палеоген-неогенового віку; 3 – зм'яті і складки карбонатно-глинисті відклади силурійського віку.

Лаколіти утворюють поодинокі, або групи тіл і в рельєфі виражаються у вигляді куполів та одиничних горбів. Типовим прикладом можуть слугувати гори південного узбережжя Криму такі, як Аю-Даг, Кагель та інші (рис. 4.37).

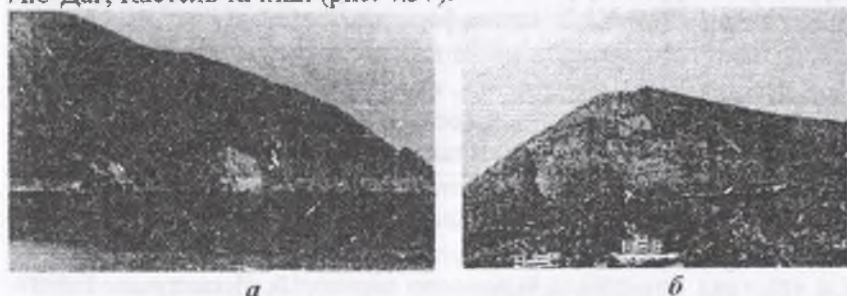


Рис. 4.37. Вигляд на гори Аю-даг (а) і Кагель (б) з моря  
(за В. Лебединським)

Відпрепаровані пластові інтрузії (сіпи) і дайки утворюють ступінчатий рельєф подібний до рельєфу, сформованого внаслідок вибіркової денудації осадових порід (рис. 4.38). Такі форми рельєфу широко розвинені в межах Середньосибірського плоскогір'я.

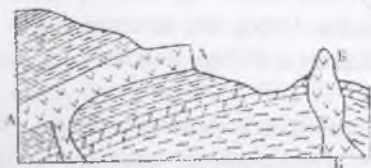


Рис. 4.38. Відображення в рельєфі відпрепарованих пластових інтрузій (А) та дайок (Б).

**Ефузивний магматизм**, або вулканізм, сприяє формуванню в рельєфі більш чітко виражених форм в порівнянні з інтрузивним. Залежно від характеру будови вулканічних апаратів розрізняють площове, лінійне і центральне виверження, що знайшло своє відображення і в рельєфі.

Площове виверження сприяє формуванню лавових плато, типовим прикладом яких можуть слугувати лавові виверження Колумбійському плато і плоскогір'я Декан на півострові Індостан. Причиною формування лавових плато зазвичай є тріщинний вулканізм, коли лавові потоки, які одночасно виливаються з низки вулканів, приврочених до одного розлому зливаються в одне ціле.

У сучасну геологічну епоху найбільш поширеним видом вулканічної діяльності є центральний тип виверження, при якому магна виступає з надр на поверхню по одному трубоподібному каналу, який зазвичай є місце перетину декількох розломів. При виверженні

піроклатичні і лавові продукти накопичуються периклінально відносно виходу на поверхню каналу живлення, що сприяє формуванню своєрідного вулканічного конуса, який і є власне вулканічною формою рельєфу. Морфологічна і геологічна будова, як це було показано в підрозділі 4.3.2, таких форм залежить від цілої низки причин, до яких слід віднести місце виверження (суходіл чи океанічне дно), періодичність виверження, склад магми (кисла магма, середнього складу, основна чи ультраосновна) тощо.

Виверження вулкану не тільки сприяє утворенню своєрідних форм рельєфу, але й може вносити суттєві зміни в існуючому рельєфі. Лавові потоки можуть призводити до перебудови річкової мережі. Загороджуючи річкові долини, вони сприяють виникненню паводків, або навпаки, осушуванню територій. Досягнувши берега моря, лавові потоки застигаючи змінюють обриси берегової лінії, утворюючи особливий морфологічний тип узбережжя.

Виливання лави та викид пірокластичного матеріалу призводить до утворення дефіциту маси в надрах Землі, що спричиняє швидке опускання ділянки земної поверхні і зміну її первинної будови. В окремих випадках виверженню передують помітне підняття місцевості. Прикладом може слугувати виверження вулкана Усу на острові Хоккайдо, де напередодні вулканічного процесу утворився крупний розлом, вздовж якого ділянка поверхні, площею близько  $3\text{ км}^2$ , впродовж трьох місяців піднялася на 155 м, а після виверження опустилася на 95 м.

Виверження вулканів можуть спричинити раптові і швидкі зміни рельєфу навколишньої місцевості. Особливо це властиве для вивержень експлозивного типу. Наприклад, при виверженні вулкану Кракатау в Зондській затоці, яке супроводжувалося серією вибухів, відбулося руйнування більшої частини острова і на цьому місці утворилася морська улоговина глибиною до 270 м. вибух вулкану спричинив творення гігантської хвилі – цунамі, яка обрушилася на береги Яви та Суматри, що принесло значну шкоду прибережним районам островів. Іншим прикладом може слугувати експлозивне виверження вулкану Катмай на Алясці, який до цього мав вигляд правильного конуса висотою 2286 м. Підчас виверження його верхня частина була зруйнована вибухом і утворилася кальдера діаметром до 4 км, глибина якої сягала 1100 м.

Зазвичай кратери і вершини багатьох крупних вулканів є центрами утворення гірських льодовиків. Талі води, грязьові пото-

ки, які нерідко утворюються при вулканічних виверженнях, а також атмосферні води суттєво впливають на характер будови вулканічних схилів, особливо ті, що складені пірокластичним матеріалом. При цьому утворюється радіальна система яружної мережі – так звані *баранкоси* – глибокі ерозійні борозни, які радіально розходяться від вершини вулкану.

Баранкоси зазвичай утворюються на місці борозни, утвореної в пухкому пірокластичному матеріалі викинутими при виверженні брилами. Такі борозни називають *шаррами*. Це зазвичай лінійні напороформи рельєфу на схилах вулканів, які в подальшому переростають у ерозійні борозни – баранкоси.

Районам розвитку вулканів властивий радіальний характер річкової мережі, а також наявність значної кількості на річках водоспадів і порогів, які утворюються внаслідок перетину руслами застиглих лавових потоків. Останні нерідко загороджують річкові долини, що призводить до утворення загатних озер. В районах нагромадження значної кількості вулканічного попелу, а також на лавових покривах внаслідок високої водопроникності будь-які водотоки взагалі відсутні, що сприяє розвитку каменистих пустель.

В районах вулканічних вивержень поширені також своєрідні форми вивітрювання і денудаційного препарування, які утворюють так званий *полігональний мікрорельєф*. Такі форми утворюються в районах з потужними покривами базальтових або андезитових лав, які при остиганні і під впливом атмосферних агентів розбиваються тріщинами на окремі блоки – стовпчаста окремість. Зазвичай такі стовпи характеризуються багатогранною формою. Лавові поверхні, які розбиті системою шести- або п'ятикутників, отримали назву «бруківка гігантів» (рис. 4.39).



Рис. 4.39. Правильна мозаїка базальтових колон «бруківки гігантів» поблизу гірського масиву Антрим на північній Ірландії (за М. Шварцбахом)

Денудація і ерозія можуть призвести до поділу лавового плато на окремі платоподіюні підвищення, розділені широкими пониженнями. Такі форми рельєфу, які представлені лавовими останцями отримали назву *мес* (лат. *меса* - *стіл*).

В процесі тривалої денудації вулканічних споруд можуть виникати і інверсійні форми рельєфу. Лавові потоки, які первинно займали понижені форми рельєфу (долини), можуть утворювати видовжене столоподібне підвищення, які піднімаються в рельєфі завдяки наявності захисного шару лави (рис. 4.40).



Рис. 4.40. *Інверсія рельєфу в вулканічному ландшафті. На задньому плані первинне положення лавового покриву в долині, на передньому – цей же лавовий покрив, але відприпарований (за В. Девісом)*

Окрім наземних вулканів, значна їх кількість ускладнює рельєф дна океанів. Тільки в Тихому океані нараховується не менше 3000 підводних вулканічних споруд. Вони утворюють острівні дуги, ланцюги, вулканічні гори, вулканічні хребти, а також одиничні вулканічні острови. Ізольовані підводні вулканічні гори з плоскими вершинами називаються *гайотами*. Вулканічною природою характеризуються *абісальні горби*, які широко розвинені в межах океанічного ложа.

### *Зпитання для самоконтролю*

1. *Що таке магматизм?*
2. *Які розрізняють типи магматизму?*
3. *Що таке магма? Охарактеризуйте її властивості.*
4. *Розкрийте суть інтрузивного магматизму.*
5. *Охарактеризуйте форми інтрузивних тіл.*
6. *Розкрийте суть ефузивного магматизму.*
7. *Охарактеризуйте будову вулкану.*

8. Які існують типи вулканів ?
9. Охарактеризуйте продукти вулканічної діяльності.
10. Розкрийте роль магматизму в формуванні планетарних, мезо- та макроформ рельєфу.
11. Охарактеризуйте вулканічний рельєф суходолу і Світового океану.

### Завдання для самостійної роботи

Скласти аналітичний реферат на тему «Магматичні породи України і їх роль у формуванні рельєфу»

#### 4.4. Метаморфізм і його роль в утворенні рельєфу

Гірські породи під впливом глибинних ендогенних факторів, таких як: висока температура, тиск, гарячі розчини, що містять іони натрію, калію, кальцію, фтору, бору та сірки, а також вода і вуглекислота, зазнають певних перетворень. Цей процес називається *метаморфізмом* (грецк. "метаморфозис" – перетворення), а породи, які виникають в результаті його проявлення – *метаморфічними породами*. Вони утворюються за рахунок перетворень вже існуючих осадових, магматичних, а також метаморфічних утворень і складають третій головний клас гірських порід.

Метаморфічні перетворення осадових порід є продовженням тих перетворень, які вони зазнали на стадіях метагенезу, катагенезу та епігенезу. Межа між катагенезом і метаморфізмом є дуже умовною. За даними Г. Вінклера метаморфічні перетворення в породах настають при температурах 150-200 °С. Вассоевич вважає, що температурна межа початку метаморфізму становить 300-350 °С. Мінералогічним підтвердженням початку метаморфізму є виникнення групи нових мінералів за рахунок перетворення вже існуючих. Так, наприклад, замість *каоолініту* з'являється *дікіт*, *антрацит* перекладається в *графіт*, а найбільш раннім з типових метаморфічних мінералів вважається *ломонтин*, який належить до водних алюмосилікатів кальцію з групи цеолітів.

Головним фактором метаморфізму є підвищення температури, яке визначається геотермічним градієнтом, який являє собою функцію типового потоку і теплопровідності порід. Його величина не

постійна і змінюється в межах від 6 до 150°C на 1 км. В зв'язку з цим і перехід від катагенезу до метаморфізму також може відбуватися на різних глибинах – від перших кілометрів до 15 км і навіть більше. Найменшою ця глибина є в межах осьових зон серединно-океанічних хребтів, де окрім високого теплового потоку метаморфізму сприяє циркуляція по тріщинах нагрітої до температури 300-350 °C морської води.

Підвищення температури призводить до заміни катагенезу метаморфізмом, а в подальшому, якщо процес підвищення температури продовжується, метаморфізм також поступово може змінюватися частковим і повним плавленням порід. Цей процес називається *анатексисом* (грецьк. "тексис" – плавлення, "ана" – віща ступінь). Він знаменує найвищу фазу метаморфізму і друга його назва *ультраметаморфізм*.

Нижньою термобаричною межею, при якій починають відбуватися ультраметаморфічні перетворення, є температури 680-700 °C і тиск 2-4 кбар. Відповідно, такі умови можуть мати місце тільки на глибинах не менше 6-8 км. Проте, породи основного складу багаті хімічними компонентами, такими як Fe і Mg, починають плавитися тільки при температурі близькій до 1000 °C. Це значно розширює температурний діапазон проявлення процесів метаморфізму від 150-200 °C до 700-1000 °C, а тиск при цьому змінюється від 2-3 до 10-15 кбар.

При метаморфізмі змінам підлягають структурні, текстурні особливості порід та мінеральний склад. Такі перетворення виражаються, перш за все, в перекристалізації порід: дрібнозерниста структура змінюється крупнозернистою, зникає пористість і породи ущільнюються. Прикладом можуть бути кварцові пісковини, вапняки та доломіти. Перші в процесі метаморфізму перетворюються в *кварцити*, а другі та треті, відповідно, в *кальцитові* та *доломітові мармури*. В глинистих та туфогенних породах, а також в мергелях при метаморфізмі розвивається сланцоватість, тобто паралельна структура, яка надає породі властивостей розщеплюватися на тонкі пластинки.

Перетворення мінерального складу порід в процесі метаморфізму призводить до зникнення одних та утворення інших мінералів, більш стійких до нових фізико-хімічних умов. При цьому зміна мінерального складу може відбуватися без зміни хімізму породи в закритій системі. Такий процес називається *ізохімічним метамор-*



**фізмом.** Проте, можливі випадки зміни хімічного складу породи завдяки приносу та виносу речовини у відкритій системі, в такому випадку слід говорити про **алохімічний метаморфізм**. Якщо цей вид метаморфізму відбувається без зміни об'єму породи, він називається **метасоматозом**. При цьому явищі відбувається обмін іонами між породами, які підлягають метасоматозу та вміщуючими утвореннями.

В природі спостерігається два основних типи метаморфізму: **локальний і регіональний**.

#### 4.4.1. Локальний метаморфізм

Локальний метаморфізм поділяється на контактний та дислокаційний. **Контактний метаморфізм** пов'язаний з вкоріненням у відносно холодні породи верхньої частини земної кори гарячої магми, яка застигає у вигляді інтрузивних масивів – плутонів. У даному випадку метаморфічні зміни відбуваються на межі магми та порід, в які вона вкорінюється. Чинниками метаморфізму виступають висока температура та флюїди, джерелом яких є сама магма. Ділянка вміщуючих порід, яка зазнала метаморфічних змін, називається **ореолом контактово-метаморфізованих порід**. Його розміри залежать від розмірів магматичного тіла (у дайок він складає декілька метрів, а у великих батолітів досягає 3-5 км), глибини застигання плутону (ширина ореола зростає з глибиною), та складу магми (в плутонах, складених кислими породами, ширина ореолу більша в порівнянні з магматичними тілами основного та ультраосновного). Здебільшого ореол контактово-метаморфічних змін співпадає з зоною екзоконтакту (рис. 4.41).

У тих випадках, коли метаморфічні зміни вміщуючих порід відбуваються не тільки завдяки температурному фактору, а підсилюються ще й гарячими розчинами та газами, які виділяються з магми, контактний метаморфізм переходить у **контактово-метасоматичний метаморфізм**. Він супроводжується привнесом  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  та інших мінералів.

Основними продуктами контактового метаморфізму є **роговики, кварц та греїзени**. Перші утворюються завдяки метаморфічним перетворень піщано-глинистих порід, другі є результатом вкорінення магми в карбонатні відклади, а треті формуються в результаті пневматоліто-гідротермальних змін кислих порід.

**Дислокаційний метаморфізм**, який ще називають динамометаморфізмом, відбувається під впливом локального підвищення спрямованого тиску, або стресу в зонах тектонічних розломів, тобто це прирозломний метаморфізм. Його проявлення призводить до зміни структури гірських порід. Старі структури руйнуються і виникають нові з чітко вираженим орієнтуванням мінералів. Крихкі мінерали зазнають перетирання та розвальцювання, а пластичні деформуються.

Зовнішнім вираженням дії динамометаморфізму на породу є сланцюватість, або кристалізаційна сланцюватість, яка підкреслюється певним орієнтуванням мінеральних зерен. Розрізняють також площинну, лінійну та лінзоподібну сланцюватість.



Рис.4.41. Схема будови гранітного Плутона.

1 – граніти; 2 – породи, які вміщують гранітний плутон; 3 – зона екзоконтакту і метаморфічних змін вміщуючих порід (ореол контактОВО-метаморфізованих порід); 4 – зона ендоконтакту.

Динамометаморфізм може також проявлятися в руйнуванні мінералів і подрібненні породи. Такий тип перетворень первинних порід отримав назву **катакlastичного динамометаморфізму**, а гірські породи, які несуть сліди подрібнення, називаються **катакlastичними**, або **катакlastитами**. При сильному подрібненні та перетеранні дрібних часток утворюються розсланцьовані породи, які називаються **мілонітами**, а весь комплекс гірських порід, які зазнали впливу динамометаморфізму, об'єднують під загальною назвою **тектоніти**.

Тектоніти здебільшого характеризуються низькими показниками фізико-механічних властивостей і легко руйнуються, в зв'язку з чим у місцях їх поширення є вірогідність виникнення обвалів, осувів, тощо.

До локального метаморфізму можна віднести також і **ударний метаморфізм**, спричинений різким підвищенням температури і

тиску в гірських породах верхньої частини земної кори, зумовленим падінням на її поверхню космічних тіл. При падінні метеорита за надзвичайно короткий час (менше 0,1 секунди) виділяється велика кількість кінетичної енергії. Ця енергія витрачається на механічні (стискання і подрібнення) і теплові (розплавлення та випаровування) перетворення речовини порід, які зазнали впливу ударної хвилі. Такі породи називаються мішенню. В напрямку від епіцентру до периферії хвилі відбувається поступове зниження тиску та температури яке, відповідно, відображається в якісних і кількісних перетвореннях речовини, що носять зональний характер. Виділяються наступні зони: 1) зона випаровування, де тиск досягає  $10^3$ - $10^4$  кбар, а температура  $10^4$  °C; 2) зона розплавлення, яка характеризується тиском  $0,6 \cdot 10^3$  кбар на зовнішній межі та температурою –  $1,5 \cdot 10^3$  °C; 3) зона поліморфних переходів, де тиск становить 100 кбар, а температура 1000 °C; 4) зона інтенсивного подрібнення гірських порід.

Метаморфічні породи, які утворюються в трьох останніх зонах, називаються *імпаکتитами* (англ. "імпакт" – ударна дія). Залежно від того переміщені породи або ні, а також від характеру перетворень, серед імпактитів розрізняють: *катаклазити* – не переміщені продукти зі слідами подрібнення; *ударні брекчії* – сильно подрібнені породи; *псевдотахіліти* – не переміщені породи, які зазнали часткового плавлення з утворенням скла, та *тагаміти* – переміщені переплавленні породи, в складі яких присутнє скло. Змішані та переміщені продукти подрібнення називаються *зювітами*.

Тагаміти являють собою лавоподібні склуваті породи, які на 10-20% складаються з дрібних уламків вміщуючих порід, занурених у склувату масу, яка є продуктом розплавлення порід мішені.

Зювіти – це брекчії, складені з уламків розкладеного скла та продуктів подрібнення порід мішені.

Однією з особливостей ударного метаморфізму, яка має вирішальне значення при встановленні метеоритної природи кратерних структур, є наявність новоутворених мінералів, породжених надвишніми, не характерними для земної кори, тисками. Такими "гіпербаричними" мінералами є поліморфні модифікації кремнезему — *кварцит* та *стипшовіт*, а також *алмаз* і *лонсдейліт*. Два останніх є високобаричними модифікаціями вуглецю.

#### 4.4.2. Регіональний метаморфізм

На відміну від локального метаморфізму, який поширюється на обмежену територію, регіональний охоплює площі в тисячі, десятки і навіть сотні тисяч квадратних кілометрів і відіграв важливу роль у формуванні земної кори. При цьому спостерігається закономірність між розмірами територій, які зазнали регіонального метаморфізму, та віком порід. Так, утворення палеоархейської акротеми метаморфізовані повсюдно в умовах високих тисків і температур, породи протерозойського віку поліфазіально метаморфізовані, тобто при вертикальних і латеральних змінах тисків та температур, а серед фанерозойських геологічних споруд метаморфізм характерний лише для складчастих геоструктур цих елементів.

Головними чинниками метаморфічних перетворення для більшості регіонально метаморфізованих порід, як це вже зазначалось вище, є температура та тиск. Метаморфічні породи нижнього і середнього архею, як правило, метаморфізовані відносно рівномірно на значних територіях, що зумовлено рівномірним високим тепловим потоком, який охоплював великі площі. Такий регіональний метаморфізм називається *ареальним*. Проте, починаючи з пізнього архею переважає *зональний* регіональний метаморфізм, який характеризувався підвищенням його ступеню в одному районі та зниженням до периферії.

Закономірну зміну підвищення температури та тиску на ранніх стадіях розвитку вчення про метаморфізм пов'язували виключно з зануренням порід на значні глибини. Враховуючи це, У. Грубенман виділив в земній корі три зони, які відповідали різним температурам та тискам, як чинникам метаморфізму: епізону, мезозону та катазону.

*Епізона*, або сама верхня зона, характеризується слабким проявленням метаморфізму, який протікає при низьких температурах при низькому петростатичному і, значно вищому односторонньому, тектонічному тисках. У цій зоні утворюються такі метаморфічні породи, як *філіти*, *талькові*, *хлоритові* та інші *сланці*.

*Мезозона*, або середня зона, залягає нижче першої. Для неї характерні високі температури, значні петростатичні тиски, та досить інтенсивні односторонні тектонічні, які проявляються рідко. Характерними представниками цієї зони є *слюдяні сланці*, різноманітні *гнейси*, *кварцити*, *мармури* і *амфіболіти*.

**Катазона**, глибока зона, характеризується високим петростатичним тиском та дуже високими температурами. Односторонній тиск тут виражений слабо, в зв'язку з чим для порід практично не характерна сланцюватість. У цій зоні здебільшого утворюються *біотитові та піроксенові гнейси, амфіболіти, еклогіти*.

Така номенклатура до сьогодення часу не втратила актуальності, проте детальне вивчення областей метаморфізму показало, що не існує безпосереднього зв'язку між глибиною та температурою, так як тепловий потік по площі суттєво змінюється. Враховуючи це, П. Ескола розробив класифікацію регіонально метаморфізованих порід, в основу якої були покладені тільки зміни температури та тиску. Так з'явилося поняття про метаморфічні фації.

**Метаморфічна фація** – це група метаморфічних порід, а точніше парагенезис мінералів, які утворилися в певному діапазоні температур і тисків. Фації називаються за найбільш типовими для них типами порід або мінералів; наприклад, цеолітова, хлоритова, біотитова, мусковітова, тощо.

Фації групуються в *ступені метаморфізму*, за породною ознакою називають *гранулітова* (високий ступінь), *амфіболітові* (середній) та *зеленосланцева* (низький).

У випадках, коли первинна природа певної метаморфічної породи легко встановлюється за низкою ознак (структурою, текстурою), назву метаморфічної породи виводять від вихідної, додаючи до неї приставку "*мета*"; наприклад, *метанісковик, метакогломерат*. Для високометаморфізованих порід використовують назву метаморфічної породи з приставкою "*орто*", якщо це первинно магматична порода, та "*пара*", коли порода осадового походження (наприклад, *орто- та паранейси*).

Перехід від низьких ступенів метаморфізму до високих називається *прогресивним метаморфізмом*. У випадках, коли порода утворилася при відносно високих температурах та тисках і потім була метаморфізована в умовах більш низьких ступенів, говорять про *регресивний метаморфізм*, який ще називають *ретроградним метаморфізмом* або *діафорезом*.

До порід дуже низького ступеню регіонального метаморфізму, який іноді ототожують з метагенезом, або апокатагенезом, відносять глинисті сланці. Це тонкозернисті породи, які легко розколюються на тонкі пластинки з гладкими поверхнями. Нерідко вони мають чорний колір, за що їх ще називають *іспідними сланцями*.

Такому забарвленню вони завдячують наявності в вихідному первинному глинистому осадку органічної речовини, яка при метаморфізмі перетворилася на графіт.

До продуктів низького ступеню метаморфізму належать також *спіліти* і *кератофіри*. Перші утворюються в результаті метаморфізму лави основного складу, а другі – середнього. Такі ультраосновні породи, як перидотити в умовах дуже низьких ступенів метаморфізму перетворюються на *серпентиніти*. Характерною властивістю всіх цих порід є їх зеленувате забарвлення, обумовлене наявністю таких новоутворених метаморфічних мінералів, як *хлорит*, *епідот*, *серпентин* та інші.

При підвищенні ступеню метаморфізму від низьких субфацій до більш високих глинисті (аспідні) сланці перетворюються в *філіти*, які відрізняються від перших більш грубою сланцюватістю і характерною блискучою поверхнею, що зумовлене наявністю в їх складі макроскопічних лусок слюди.

Продуктом метаморфізму глинистих порід в умовах зеленосланцевої фації є *хлорит-серицитові сланці*, які складені з кварцу, хлориту і серициту. Але типові зелені сланці утворюються за рахунок метаморфічних перетворень вулканітів основного складу та їх туфів і завдячують своїм забарвленням хлориту, епідоту і, рідше, зеленій рогової обманці.

Типовими породами середнього ступеню метаморфізму (амфіболітові фація) є кристалічні сланці, гнейси та амфіболіти.

*Кристалічні сланці* – це середньо- і крупнозернисті чітко сланцюваті породи, складені листовими силікатами (мусковіт, біотит, хлорит) та амфіболами. Вони є результатом метаморфічних перетворень глинистих порід і окрім зазначених мінералів до їх складу входять гранат, плагіоклаз і кварц.

*Гнейси* на відміну від кристалічних сланців містять значно менше слюд і складаються з кварцу та польових шпатів з підпорядкованим вмістом темнобарвних мінералів (біотиту, рогової обманки). Вони характеризуються своєрідною гнейсовою структурою, вираженою орієнтованим розташуванням слюд і рогової обманки. Утворюються гнейси по пісковиках (особливо аркозових), глинах, вулканітах кислого складу, а також по гранітах (гранітогнейси). Гнейси, які є метаморфічними аналогами осадових порід, називають парагнейсами, а магматичних – ортогнейсами.

*Амфіболіти* – темно-зелені, зеленувато-чорні породи, складені з рогової обманки та плагіоклазу. До їх складу також можуть входити гранат, епідот і біотит, але в підпорядкованих кількостях. Утворюються амфіболіти при метаморфізмі магматичних порід основного складу – ортоамфідоліти, або карбонатно-глинистих осадків – пара-амфіболіти.

Метаморфізм амфіболітової фації може переростати в ультра-метаморфізм, який супроводжується частковим, а пізніше і повним розплавленням порід (анатексис) з утворенням мігматитів і анатектичних гранітів.

*Мігматити* (грецьк. "мигма" – суміш) – це продукт часткового розплавлення порід, який супроводжується утворенням кварц-плагіоклазових, близьких за складом до гранітів, прошарків серед метаморфічних порід, які виявилися більш стійкими до плавлення. Такі утворення мають смугастий вигляд, зумовлений чергуванням світлих за забарвленням новоутворених гранітоїдних прошарків і темнозабарвлених смуг, складених метаморфічними породами. На думку Д.С.Коржинського, утворення мігматитів можливе лише при активній участі глибинних флюїдів, і температурі 650-700 °С.

При повному розплавленні вихідних порід під впливом ультра-метаморфічних процесів, утворюються анатектичні граніти, які за складом не відрізняються від інтрузивних.

Індикаторами вищого ступеню регіонального метаморфізму є грануліти і еклогіти.

*Грануліти* складаються з кварцу, ортоклазу, плагіоклазу ± граніт, кіаніт, силіманіт і піроксен. Піроксенові грануліти основного складу позбавлені кварцу та ортоклазу і утворюються в результаті метаморфізму основних магматитів (габро або базальтів). Вихідним матеріалом для формування кислих гранулітів є глинисті та піщано-глинисті осадки. З гранулітами часто зв'язані своєрідні породи, які є перехідними між метаморфітами і магматитами. Вони складені з кварцу, калієвого польового шпату, кислого плагіоклазу, піроксену (піроксену) та гранату і називаються *чарнокітами*.

Породи гранулітів фації найхарактерніші для архейських та, частково, протерозойських комплексів, і дуже рідко зустрічаються в палеозойських геологічних спорудах. У зв'язку з цим вони побічно можуть використовуватися як ознаки віку метаморфічних порід.

Окрім гранулітової до утворень високого ступеню метаморфізму відносяться також *еклогіти*. Це щільні (3,3-3,4 г/см<sup>3</sup>), з високою

питомою вагою породи, основними мінералами яких є піроксени і гранат, а за складом вони відповідають основним магматитам (базальтам, габро). Утворюються еклогіти в умовах високих температур і тисків, характерних для нижньої частини континентальної кори та верхньої мантії. Їх уламки, що зустрічаються в трубках вибуху, нерідко містять алмази.

Основними областями розвитку метаморфічних порід є щити древніх платформ, а також, як вже зазначалося вище, ядерні частини складчастих споруд.

В межах території України метаморфічні породи складають Український щит, і користуються незначним поширенням у внутрішній зоні Карпат. На Українському щиті відомі утворення всіх метаморфічних фацій. Комплекси високометаморфізованих порід (гранулітова фація) поширені на Побужжі та в Західному Приазов'ї, утворення амфіболітової фації складають кристалічну основу заходу Київщини та Середнє Придніпров'я, поліфаційно метаморфізовані породи (від гранулітової до зеленосланцевої фації) поширені на Волині і Кіровоградщині, утвореннями низьких ступенів метаморфізму складені розрізи Криворізької та низки зеленокам'яних структур Придніпров'я, а також Білокоровицько-Овруцької системи депресій Полісся.

#### ***4.4.3. Роль метаморфізму в рельєфоутворенні***

Метаморфізм як ендогенний процес, не бере безпосередньої участі в формуванні форм рельєфу, проте саме цей процес відіграв суттєву роль на ранніх стадіях розвитку Землі у формуванні континентального типу земної кори, що й визначило утворення континентів як планетарних форм рельєфу. Опосередкований вплив метаморфізму на рельєфотворення полягає також у зміні фізико-механічних і мінералого-петрографічних властивостей осадових порід. Метаморфічні породи зазвичай більш стійкі до екзогенних перетворень, ніж їх неметаморфізовані аналоги і, відповідно, в місцях їх поширення рельєфотворення буде підпорядковане таким чинникам, як тектонічні рухи. Окрім того не виключене формування і відпрепарованого рельєфу. Такими відпрепарованими формами можуть бути, наприклад, граніто-гнейсові куполи, які є результатом кристалізації утвореної в процесі ультраметаморфізму анатектичної магми. Кристалізація останньої супроводжується збільшенням об'єму, що призводить до утворення купольної структури, яка в рельєфі



#### *Ендогенні процеси і рельєф*

виражається у вигляді позитивної форми. Такий рельєф характерний для територій щитів, у будові яких ультраметаморфічні породи займають провідне місце. На Україні вони поширені в Придніпров'ї, а також на Побужжі, де зазвичай виконують роль вододілів.

Опосередковано з ударним метаморфізмом можна пов'язувати такі форми рельєфу, як метеоритні кратери. За зовнішнім виглядом вони дуже нагадують кратери Місяця. Це від'ємні замкнуті форми в діаметрі від 15-20 до 1200 м і глибиною від перших метрів до 150-170 м, облямовані валом, складеним сумішшю уламкових порід мішені, сцементованих імпактним матеріалом. Прикладом такого метеоритного кратера може слугувати Аризонський кратер, діаметр якого становить 1200 м, а глибина сягає 175 м (4.42).

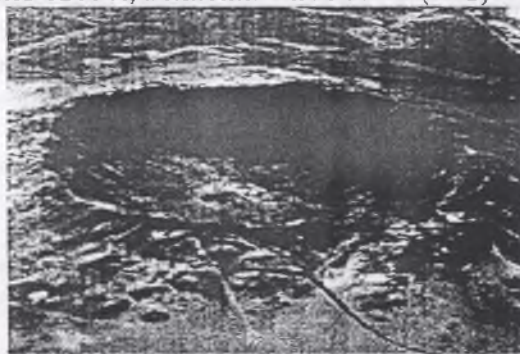


Рис. 4.42. Загальний вигляд Аризонського кратера  
(за М. Шварцбахом)

Метеоритні кратери відомі в Австралії, Саудівській Аравії, Східному Сибіру, Аргентині та інших місцях. На Україні сліди падіння метеоритів виявлені в межах Українського щита, де вони в рельєфі виражені у вигляді улоговин виповнених кайнозойськими відкладами. Це Бовтиська, Зеленогайська астроблеми на Кіровоградщині, Оболонська та Ротмистрівська в Черкаській області, Тернівська поблизу смт Веселі Терни на Криворіжжі та інші.

#### *Запитання для самоконтролю*

1. Що таке метаморфізм?
2. Охарактеризуйте типи метаморфізму.

3. Що таке локальний метаморфізм? Дайте характеристику його видів.
4. Наведіть приклади порід, які утворюються під впливом локального метаморфізму.
5. Що таке регіональний метаморфізм, і на якому етапі розвитку Землі він проявився найкраще?
6. Наведіть приклади порід, які утворюються в результаті проявлення регіонального метаморфізму.
7. Дайте загальну характеристику ударного метаморфізму.
8. Охарактеризуйте основні продукти ударного метаморфізму.
9. Що таке фації метаморфізму?

#### **Завдання для самостійної роботи студента**

Скласти аналітичний реферат на тему «Метаморфічні породи України».