

5.3.2. Магматизм

Магматизм є одним з найважливіших ендегенних 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, переміщення її у верхні горизонти, або виверження на поверхню. **Магма** (грецьк. “магма” – тісто) – це силікатний розплав, насичений газами, водою та її пари. 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, сірчаніх 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 понижують 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. “інтрузіо” – 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.

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, взаємодіючи 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 інтрузивів різноманітна; найбільш характерними є батоліти, бісмаліти, штоки та етмоліти (рис. 5.72).

Батоліти – це інтрузивні тіла площею понад 100 км², 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 (рис. 5.72,1). Верхня частина нагадує склепіння, але нерівна з виступами та заглибленнями.

Формуються батоліти на глибинах більше 4-5 км і складені гранітами.

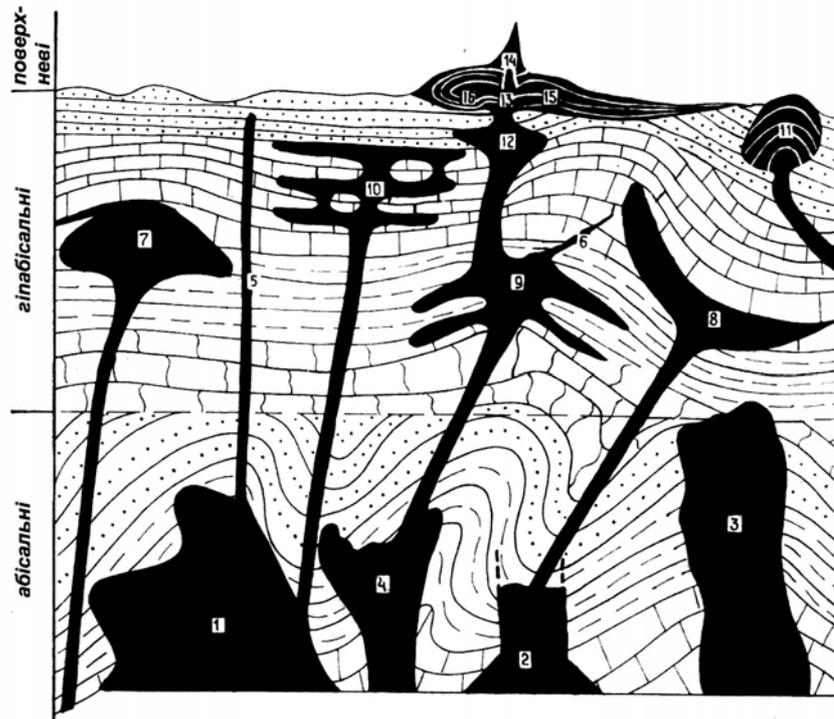


Рис. 5.72. Форми магматичних тіл.

1 – батоліт; 2 – бісмаліт; 3 – шток; 4 – етмоліт; 5 – дайка; 6 – жила; 7 – лаколіт; 8 – лополіт; 9 – факоліт; 10 – сіл; 11 – купол; 12 – лавовий осередок; 13 – нек; 14 – лавовий обеліск; 15 – лавові потоки.

Бісмаліти – утворюються також на значних глибинах, але на відміну від батолітів характеризуються коркоподіною формою (рис. 5.72, 2).

Штоки – це невеликі за площею (до 100 км²) тіла, ізометричні в плані і витягнені у вертикальному напрямку (рис.

5.72,3). Вони можуть бути складені різними магматичними породами.

Етмоліти – тіла неправильної форми, які розширюються доверху, нагадуючи лійку, і складені здебільшого лужними породами (рис. 5.72, 4).

Всі зазначені вище інтрузивні тіла є дискордантними, тобто незгідними по відношенню до вміщуючих порід. 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.

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

Магма, в першу чергу, проникає по тріщинах та заповнює їх. Таким чином утворюються своєрідні вертикальні, або похилі плитоподібні тіла, які називаються **дайками** (рис. 5.72, 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 утворюють цілі системи, віялоподібно відгалужуючись від більш крупного інтрузивного тіла.

Серед гіпабісальних тіл широким розвитком користуються трубоподібні тіла, які називаються **неками** (англ. “нек” – шия). Вони є підвідними каналами магми до жерла вулканів, у зв'язку з чим їх здебільшого відносять до категорії субвулканічних (приповерхневих) тіл (рис. 5.72, 13).

Тіла подібні за формою до дайок називають **жилами** (рис. 5.72, 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 короваеподібною формою (рис. 5.72, 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 тарілкоподібної 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. 5.72, 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. 5.72,9). У випадку, коли магма вкорінюється в міжпластовий простір горизонтально, або похило до вміщуючих пластів, утворюються **магматичні поклади**, або **сіли** (рис. 5.72,10). 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. 5.72, 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 вміщуючими утвореннями 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, пласто- або матрацеподібних фігур, тощо. Таке явище називається **окремістю** порід. Розрізнять стовпоподібну, матрацеподібну, кулясту та інші види окремісті.

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. Вже 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 називаються **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. 5.73). Розміри камер таких осередків становлять від 10 до 50 тис. км³. 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 утворюється вулканічна гора конусоподібної форми. Вершина такої гори рівна і завершується лійкоподібним заглибленням, яке називається **кратером** вулкана (рис. 5.73). 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. 5.74). Діаметр кальдер іноді досягає кількох кілометрів. При наступних виверженнях у центрі кальдери може утворюватися новий конус зі своїм кратером та жерлом. Дугоподібний вал, який облямовує кальдеру, називається **сомою**, а кільцева долина між сомою та новим молодим конусом – **атріо** (лат. “*атріо*” – *внутрішній двір*).



Рис. 5.73. Схема будови вулкану.

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

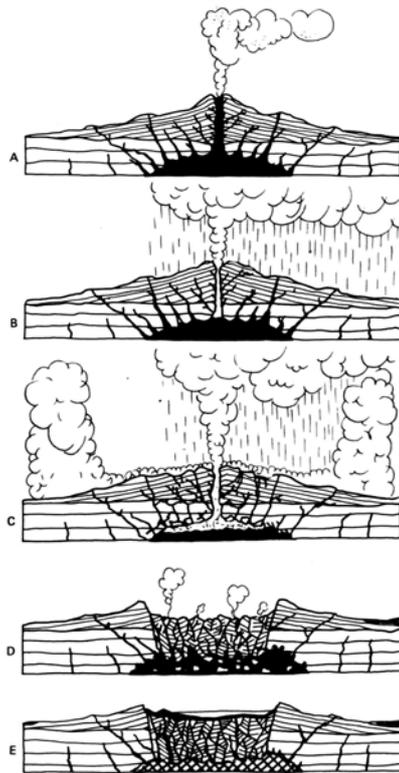


Рис. 5.74. Схема утворення кальдери (за З.Кукалом).

А,Б – піднімання магми з вулканічного осередку догори; В – викид при виверженні в атмосферу значної кількості матеріалу, яким складена вершина конуса і утворення під ним вільного простору; Г – провалювання частини конуса вздовж розломів в утворену під ним порожнину; Д – утворення на місці проваленої частини депресії кальдери.

Загальні риси та розміри вулканів дуже різноманітні (рис. 5.75). Форми вулканічних споруд залежать від тривалості вивержень та циклічності їхньої діяльності. В одних випадках процес виверження короткочасний 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 підводну), де панівне значення належить рідкій лаві; **пірокластову**, коли переважають тверді продукти виверження при підпорядкованому виділенні лави та газів; **експлозивну** – газово-вибухову, яка супроводжується

виділенням великої маси газів та сильними вибухами. В кожній категорії виділяється декілька типів (табл. 5.5).

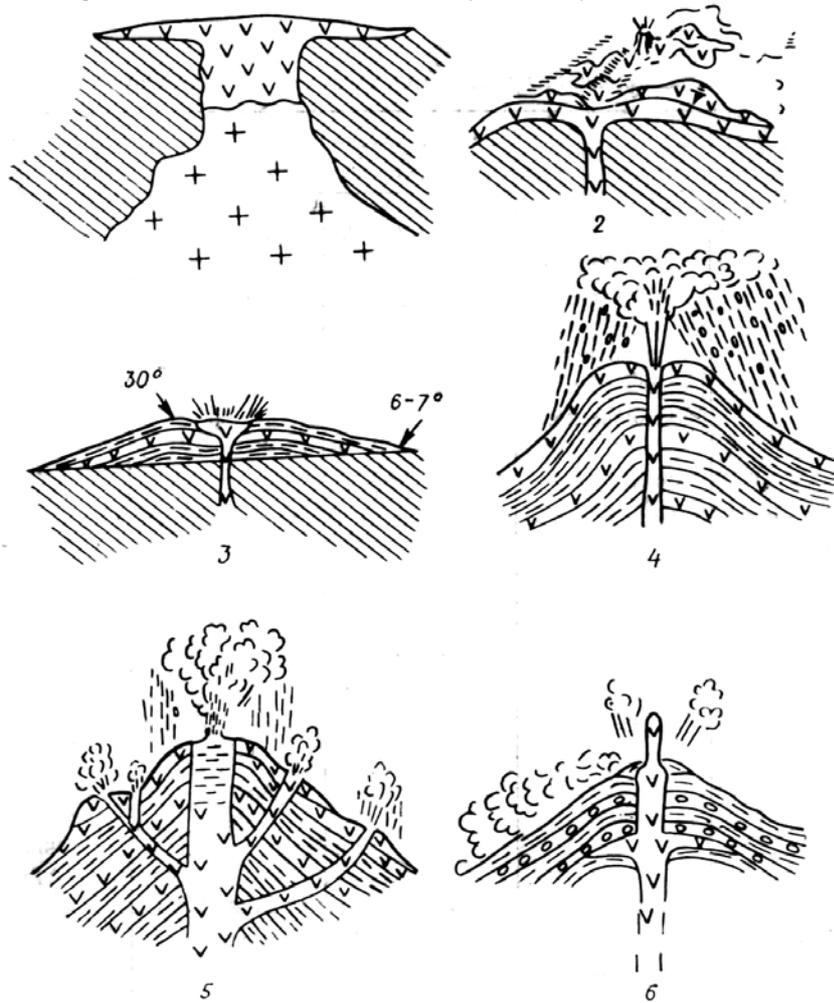


Рис. 5.75. *Форми вулканічних споруд та типи вулканів.*
 1 – океанських плит; 2 – ісландський; 3 – гавайський (цитовий за формою); 4 – стромболіанський; 5 – етнінський; 6 – пелейський.

Таблиця 5.7

Класифікація вулканів за типом виверження
(за О.Ф. Якушовою, В.Ю.Хаїним 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 (газово-вибухова)	плініанський	Везувій (раннє виверження)	Італія, Неаполь	
	пелейський	Мон-Пеле	о. Мартиніка	Шівелуч (Камчатка)
	кракатауський	Кракатау	Індонезія	

Категорія	Тип виверження	Вулкани, які визначають тип	Місце знаходження	Інші вулкани
	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 спричинене зміною складу магми.

Ефузивні наземні виверження проявляються на океанічних островах і на узбережжі континентів. Вони приурочені до зон глибинних корово-мантійних 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 **піллоу-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



Рис. 5.76. Вулкан Ключевська Сопка.

років. При цьому виливається 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. 5.76).

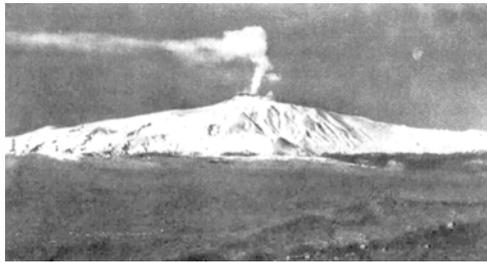


Рис. 5.77. Загальний вигляд вулкану Етна.

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. 5.77) і основним складом лави.

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.

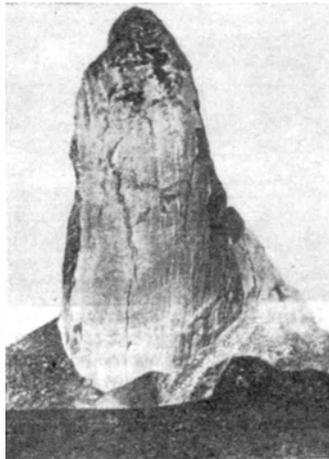


Рис. 5.78. Лавовий обеліск вулкана Мон-Пеле.

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. 5.78). 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.

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 синя 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 мантийне 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) *лужні*, 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 конденсуючись, залишають на стінках або в порах кірочки, складені різними мінералами.



Рис. 5.79. Гейзер "старий Служака" в Йеллоустонському національному парку Скалистих

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. 5.79). 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 кременистих туфів, які називаються *гейзеритами* (5.80).

Пара і газу 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. 5.81). При виверженні таких вулканів грязьові потоки досягають довжини декількох десятків метрів, а температура грязі становить 80-90 °С.

Грязьові вулкани можуть бути і не зв'язані з магматичними процесами, а виникати там, де в надрах накопичуються водневі газу 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 (рис. 5.81).

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

Вище зазначалося, що при вулканічній діяльності на поверхню виливаються та



Рис. 5.81. Грязьовий вулкан на Апшеронському півострові.



Рис. 5.80. Натічні форми гейзериту в районі басейну Мамонтових гейзерів Йеллоустонського національного парку

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.

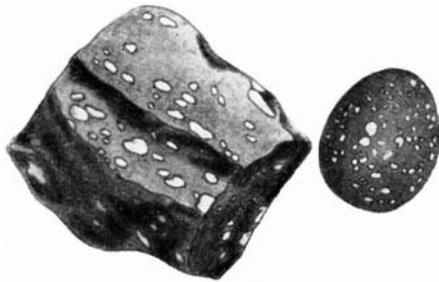


Рис. 5.82. Мандельштейн.

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** (рис. 5.82).

Поверхня лавового потоку може бути бриловою, або хвилястою. Брилова 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 бриловою 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 розтягуватися 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 м³ 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 туфолавові 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 виривається 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 Парикутин у Мексиці (пірокластова категорія) виділялося понад 3000 т газів на добу (рис. 5.83).



Рис. 5.83. Виверження вулкана Парикутин.

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.

Не зважаючи 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 фумаролами 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 оперезують земну кулю (рис. 5.84).

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 локалізується в районі островів Індонезії і на островах Середземного моря.

Третій, **Атлантичний**, пояс, характеризується субмеридіональним простяганням вздовж однойменного океану. В ньому зосереджено багато островних і підводних вулканів, приурочених до серединно-океанічного хребта, тобто віддалених від берегів, що відрізняє його від Тихоокеанського поясу, де більшість вулканів розташована на узбережжі материків.

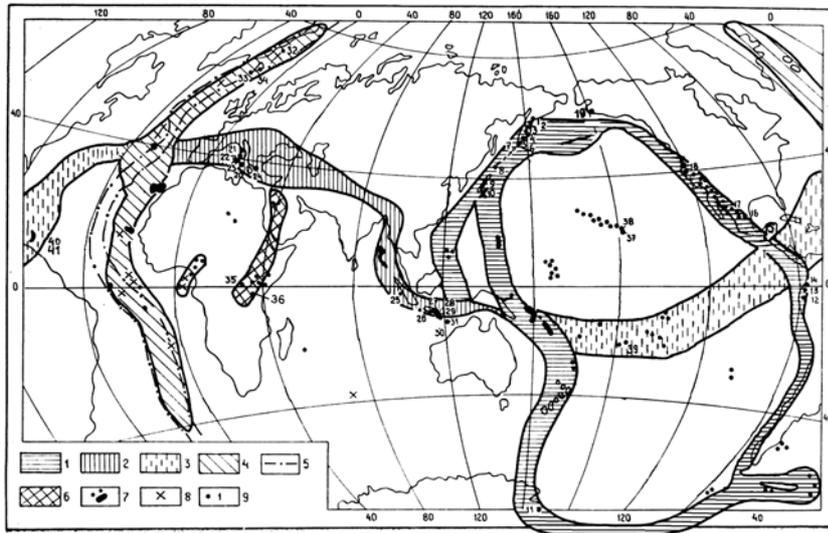


Рис. 5.84. Схема поширення вулканів (за О.Ф.Якушовою, В.Ю.Хайнім, В.І.Славіним).

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 – Ключевська Сопка, 3 – Толбачик, 4 – Крашенінникова, 5 – Каримський, 6 – Авачінський, 7 – Ксудач, 8 – Менделєєва, 9 – Бандайсан, 10 – Фудзіяма, 11 – Еребус, 12 – Сангай, 13 – Чимборасо, 14 – Котопахі, 15 – Іцалько, 16 – Попокатепетль, 17 – Парикутин, 18 – Лассен-Пік, 19 – Катмай, 20 – Вулькано, 21 – Везувій, 22 – Стромболі, 23 – Етна, 24 – Сантонін, 25 – Кракатау, 26 – Мерані, 27 – Келуд, 28 – Семеру, 29 – Агунг, 30 – Батур, 31 –

Тамбора, 32 – Ян-Майєн, 33 – Гекла, 34 – Лакі, 35 – Нірагонго, 36 – Кіліманджаро, 37 – Кілауеа, 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 локальний 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. 5.84 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, змішувачі 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 розуцільнених 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 мантиї, звідки живляться магмою лужно-базальтового складу. Як приклад внутрішньоплитних вулканів можна назвати вулкани Гавайських островів у Тихому океані, а також на островах Реюньон і Маврикій в Індійському океані. Типовим прикладом континентальних внутрішньоплитних 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 затухли, виключенням є лише діючі вулкани на супутнику Юпітера Іо.

Запитання 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 стадії вулканічної діяльності.*
10. *Поясніть зв'язок між інтрузивним та ефузивним магматизмом.*
11. *Охарактеризуйте продукти вулканічної діяльності.*
12. *Охарактеризуйте класифікацію магматичних порід.*
13. *Наведіть приклади інтрузивних порід.*
14. *Наведіть приклади ефузивних порід.*
15. *Розкрийте практичне значення вулканізму.*