

ББК 26.3

П-18

УДК 553.1.14

Рецензенти: доктор геологічних наук, професор завідувач кафедри загальної геології Київського Національного університету ім. Т.Г.Шевченка *Лукієнко О.І.*;

доктор геологічних наук, професор завідувач кафедри загальної і структурної геології Національного гірничого університету (м. Дніпропетровськ), *Орлінська О.В.*

Паранько І.С., Сіворонов А.О., Євтехов В.Д.

**П-18 Загальна геологія. Навчальний посібник. –
Кривий Ріг: Мінерал. – 2003. – 464 с з іл..**

ISBN 966-822.4-01-9

Подано загальні відомості про геологію як науку й історію її становлення. Наведено загальну характеристику Сонячної системи та планет, які її складають. Охарактеризовано будову, речовинний склад та етапи розвитку Землі в цілому і земної кори зокрема як об'єктів вивчення геології. Подано характеристику екзо- і ендегенних процесів з аналізом їхньої природи та значення при формуванні земної кори і її складових, мінерало-, породо- та рудоутворенні. Показано позитивний і негативний вплив техногенної діяльності людини на зміни геологічних об'єктів і природних процесів та явищ.

Для студентів геологічних, геофізичних, географічних, екологічних спеціальностей вищих навчальних закладів.

ББК 26.3

Рекомендовано Міністерством освіти і науки України як навчальний посібник для студентів вищих навчальних закладів.

Гриф надано 16.12.2002 р. (№ 14/18.2-2392), заступником Державного секретаря Міністерства освіти і науки України М.Ф.Степко.

ISBN 966-822.4-01-9

© Паранько І.С., Сіворонов А.О., Євтехов В.Д.,
2003.

ПЕРЕДМОВА

Перше знайомство майбутніх фахівців геологічних спеціальностей з теоретичними основами геології відбувається через вивчення курсу “Загальної геології”. Його метою є засвоєння студентами основних відомостей про будову, склад, історію розвитку Землі та процеси, які їх обумовлюють. Враховуючи, що знання зазначених положень є фундаментом, на якому побудовані всі інші геологічні дисципліни, в підручнику зроблено спробу з максимальною повнотою і доступністю відобразити сучасні уявлення про походження та розвиток Землі і земної кори, їх будову і склад, про внутрішні та зовнішні процеси і явища, які сприяли формуванню мінералів, гірських порід, корисних копалин, а також вплив діяльності людини на хід геологічних процесів.

При підготовці підручника були використані апробовані впродовж багатьох десятиліть у вищих навчальних закладах країн СНД підручники, які уклали відомі вчені в галузі геології і педагогіки Г.П.Горшков, В.В.Єришов, М.М.Жуков, М.В.Короновський, В.С.Мільнічук, І.В.Мушкетов, Д.І.Мушкетов, В.О.Обручев, В.І.Славін, В.Є.Хаїн, О.Ф.Якушова та інші.

Текстова частина проілюстрована рисунками та фотографіями геологічних об'єктів, при виборі яких пріоритет надавався розташованим на території України. Приклади поширення гірських порід, корисних копалин, знахідок мінералів та сучасного

прояву геологічних процесів і явищ також наведені з урахуванням геологічних особливостей України.

Автори щиро вдячні доценту кафедри загальної геології та розвідки родовищ корисних копалин Криворізького технічного університету Є.В.Євтехову за значну роботу по підготовці електронної версії підручника, а також доценту кафедри загальної геології Львівського національного університету Ю.С.Матковському за допомогу в редагуванні тексту.

Зауваження та відгуки на підручник просимо надсилати за адресами: 50027, м.Кривий Ріг, вул. 22-го партз'їзду, Криворізький технічний університет, геолого-збагачувальний факультет, кафедра загальної геології та розвідки родовищ корисних копалин; 79005, м. Львів, вул. Грушевського, 4, Львівський національний університет, геологічний факультет, кафедра загальної та регіональної геології. Всі пропозиції стосовно покращення змісту та структури підручника будуть з вдячністю прийняті авторами.

Розділ 1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ГЕОЛОГІЮ ЯК НАУКУ

Термін “*геологія*” в перекладі з грецької мови означає “вчення про Землю” (від лат. “*гео*” – земля, “*логос*” – вчення”). В сучасному розумінні геологія – це наука про склад, будову, розвиток Землі та процеси, які відбуваються в її надрах і на поверхні, включаючи водну і повітряну оболонки; про утворення мінералів і гірських порід, їх хімічний склад та фізичні властивості; про закони формування і закономірності поширення корисних копалин, а також економічну доцільність їх використання; про формування земної поверхні та вплив діяльності людини на стан навколишнього середовища.

1.1. Короткий нарис з історії становлення геології

Геологія як наука була започаткована у другій половині XVIII століття, проте її корені беруть свій початок з часів, коли у первісної людини виникла потреба в мінеральних утвореннях. Вже з перших кроків людство накопичувало досвід у пошуках

певного каміння, необхідного для виготовлення зброї та знарядь праці. Значно розширилися знання людини про мінеральні багатства Землі протягом “бронзового” та “залізного” віків, коли основною сировиною для виготовлення знарядь праці та зброї були мідь, олово та залізо. Потреби у металах не тільки спонукали до видобутку руд і створення первісних гірничих промислів, але й поклали початок набуттю людством практичних навичок у пошуку корисних копалин.

Фундаторами наукової геології слід вважати видатних вчених XVII століття М.В.Ломоносова, Дж.Геттона, А.Г.Вернера. Російський вчений **Михайло Васильович Ломоносов** (1711-1765) уперше теоретично узагальнив нагромаджені людством впродовж багатьох віків практичні знання про гірські породи та корисні копалини і систематизував їх у першій науковій праці з геології під назвою “Про верстви земні”, написаній впродовж 1757-59 років і опублікованій у 1763 р. Викладені в ній міркування про причини утворення гір і вулканів, руйнівну та творчу роботу поверхневих і підземних вод, походження верстуватих гірських порід, утворення рудних жил, кам'яного вугілля, нафти та бурштину, про природу сил, під впливом яких змінюється вигляд Землі, та багато інших питань лежать в основі сучасних геологічних теорій і гіпотез. Цей дослідник вперше наголосив, що зміну загального вигляду Землі викликають дві групи сил – зовнішні та внутрішні. До перших він відносив сильні вітри, дощі, течії рік, морські хвилі, льодовики, пожежі в лісах і повені, а до других – землетруси, які на його думку спричиняють піднімання та опускання окремих ділянок земної поверхні, переміщення берегів, появу і зникнення гір. Він також сформулював важливий принцип геології, суть якого полягає в тому, що спостереження за сучасними природними процесами дають можливість робити висновки про хід ідентичних процесів в геологічному минулому. Ломоносов справедливо зазначав, що Земля не просто змінює свій вигляд впродовж тривалого часу, а закономірно розвивається. Ці ідеї еволюційної геології пізніше були успішно розвинені англійським вченим Ч.Лайслем.

Через 15 років після опублікування трактату М.В.Ломоносова побачила світ праця шотландського геолога Джеймса Геттона (1726-1797) "Теорія Землі", в якій були викладені погляди на основні сили, що спричиняють зміни загального вигляду Землі. Цей дослідник пов'язував всі процеси, які проходять на планеті, у тому числі і утворення гірських порід, з дією "підземного жару". Цим було започатковано так званий *плутонічний* напрямок в геології, згідно з яким всі геологічні явища і процеси, а також мінерали, гірські породи і корисні копалини є продуктом діяльності вулканів та підземних магматичних осередків.

На відміну від М.В.Ломоносова та Дж.Геттона, які провідну роль в еволюції Землі відводили внутрішнім процесам, професор Фрейбергської гірничої академії в Саксонії німецький геолог і мінералог Абраам Готлоб Вернер (1750-1817) вважав, що всі гірські породи утворилися з води світового океану. Цим твердженням А.Г.Вернер започаткував *нептунічний* напрямок в геології, основні положення якого виклав у першому академічному курсі геогнозії (так тоді називали геологію). Цей дослідник виділяв групу «первинних» порід, до яких відносив граніти, сієніти, гнейси та інші магматичні і метаморфічні породи, вважаючи, що вони утворилися чисто хімічним шляхом і складають ядра гірських споруд. Усі верстуваті (осадові) гірські породи він вважав більш молодими, які огортають "первинні", і їх накопичення пов'язував зі світовим потопом. Вернер також вважав, що після потопа припинилися будь-які геологічні процеси, а порушення залягання гірських порід пояснював обтіканням молодими осадами масивів "первинних" порід або утворенням провалів над підземними порожнинами, відкидаючи роль внутрішньої енергії та внутрішніх процесів в розвитку Землі.

Розглядаючи послідовність становлення геології як науки, слід також згадати ще один напрямок у поглядах на розвиток Землі – *катастрофізм*, – який знайшов своє відображення в роботах французького дослідника Жоржа Кюв'є (1769-1832). Ігноруючи еволюційний розвиток, він вважав, що всі зміни у будові Землі, а також у рослинному і тваринному світі обумовлені пері-

одичними глобальними катастрофами. Хибність таких уявлень була доведена в першій половині XIX століття англійським геологом **Чарлзом Лайелем** (1797-1875), який обґрунтував і впровадив у геологію поняття принципу *актуалізму*. Суть його полягає у ствердженні, що всі явища сьогодні відбуваються так як і в минулому. В своїй фундаментальній праці “Основи геології” цей дослідник показав, що зміни на земній поверхні відбуваються завдяки діяльності вітру, річок, морів, вулканів, льодовиків та інших природних процесів, які проходять безпосередньо на очах у людини. Ці ж явища та процеси, на його думку, діяли і впродовж усієї геологічної історії Землі та відігравали основну роль у зміні вигляду її поверхні. Як і М.В.Ломоносов Ч.Лайель вважав, що для правильного розуміння геологічного минулого необхідно всебічно вивчати сучасні процеси. Саме цей принцип покладений в основу розробленого ним методу актуалізму, який не втратив своєї актуальності і в наші дні.

На початку XIX століття англійський вчений **Вільям Сміт** (1769-1839) звернув увагу на те, що територіально відокремлені верстви гірських порід містять однакові скам'янілі органічні залишки, а верстви, які залягають одна на другій – залишки, які різко відрізняються між собою. Це дозволило йому зробити висновок, що шляхом вивчення скам'янілої фауни можна встановлювати послідовність розташування верств, а також відносний вік гірських порід. Пізніше, в другій половині цього ж століття, російський палеонтолог **Володимир Онуфрійович Ковалевський** (1842-1883) не тільки встановив еволюційний зв'язок між окремими видами викопних організмів, але й виявив причини змін зовнішнього вигляду фауни, наголошуючи на провідній ролі при цьому змін фізико-географічних і фізико-хімічних умов середовища. Це був також значний крок вперед на шляху пізнання історії розвитку Землі.

Надзвичайно цікавим є зроблене у 1935 році Іваном Васильовичем і Дмитром Івановичем Мушкетовими зауваження, що першим, хто зрозумів важливе значення “керівних скам'янілостей”, був видатний німецький поет і мислитель **Іоганн Вольфганг Гете** (1749-1832), який написав про це в своєму листі до Мерка від

27 жовтня 1782 року, коли Вальтер ще продовжував вважати їх (скам'янілості) "грою природи", а В.Сміту у цей час було лише 13 років. Не менш цікавим також є те, що І.В.Гете першим подав ідею застосувати при складанні геологічної карти Німеччини кольори, при цьому для зображення топографічної основи він використав коричневі барви. І.В.Гете у свій час правильно зрозумів значення екзотичних валунів на узбережжі Женевського озера, а також співставив північне та альпійське зледеніння. Нарешті, погляди Гете на граніт і його місце в земній корі принципово не відрізняються від сучасних, хоча й були висловлені понад 200 років тому (1784 р.) і, що найдивовижніше, за часів панування в науці нептунізму А.Г.Вернера.

В пошуку пояснення процесу виникнення гір у другій половині XIX століття французький вчений Л. Елі де Бомон розробив так звану *контракційну гіпотезу*, яка базувалась на поглядах І.Канта і П.С.Лапласа про походження Сонячної системи. Згідно з останніми, Земля в минулому являла собою вогненно-рідку кулю, яка при охолодженні зазнала стиснення, що спричинило утворення складок на її поверхні у вигляді гірських областей. Ці погляди були узагальнені в фундаментальній праці австрійського геолога Едуарда Зюсса (1831-1914) "Вигляд Землі", в якій також були наведені уявлення про будову та розвиток земної кори. В цей же час американський геолог Джеймс Дана (1813-1895), автор теорії геосинкліналей зробив припущення, що на місці сучасних гірських систем спочатку існували великі прогини, в яких накопичувалися потужні товщі осадових утворень. Під впливом сил стиснення земної кори породи, що формувалися в цих прогинах зминалися у складки і піднімалися на поверхню Землі у вигляді гір. Наприкінці XIX століття російський геолог Олександр Петрович Карпінський (1846-1936) започаткував вчення про платформи (рівнинні ділянки земної поверхні), в основі якого також лежали уявлення про характер різноманітних рухів земної кори.

Таким чином, починаючи з середини XVIII і до кінця XIX століття, завдяки зусиллям багатьох дослідників, які намагалися знайти обґрунтовані відповіді на питання стосовно утворення Землі, мінералів, гірських порід і руд, а також щодо природи сил.

які впливали та впливають на вигляд земної поверхні, геологія набула всіх ознак науки в повному розумінні цього слова.

1.2. Напрямки та розділи геології

Основним об'єктом вивчення геології є зовнішня кам'яна оболонка Землі або, як її ще називають, – *земна кора*. Для пізнання її складу, будови, історії розвитку, сутності процесів, що відбуваються на поверхні і в надрах планети необхідне вивчення всіх рівнів організації речовини літосфери: атомарного або рівня хімічних елементів; рівня мінералів, які складені атомами; гірських порід, які є сукупністю мінералів; верств і пачок, що складені асоціаціями порід; породних комплексів і земної кори в цілому. Складність процесу дослідження складу, будови і розвитку земної кори і Землі в цілому обумовила розгалуження геології на декілька наукових напрямків, основними з яких є:

- ✓ • **речовинна геологія**, яка об'єднує науки, що вивчають хімічний, мінеральний, породний склад Землі;
- ✓ • **динамічна геологія**, до складу якої входять науки про процеси на поверхні Землі та в її надрах;
- ✓ • **історична геологія** яка, представлена низкою наук про історію Землі;
- ✓ • **прикладна геологія**, в яку поєднані науки, спрямовані на практичне використання надр Землі.

До циклу наук **речовинної геології** відносяться мінералогічна кристалографія, мінералогія, петрографія, літологія та геохімія.

Мінералогічна кристалографія — це наука про кристалічний стан мінеральної речовини, зовнішню форму, внутрішню будову і властивості мінералів. Як самостійна наука існує з середини XVIII століття і до початку XX століття розвивалась спільно з мінералогією. Значний внесок у розвиток мінералогічної криста-

лографії зробили Н.Стено, Р.Ж.Аюї, М.І.Кокшаров, А.В.Гадолін, Є.С.Федоров, У.Г.Брегг, Л.Полінг, М.В.Белов. Враховуючи те, що мінерали, здебільшого, є кристалічними тілами, вивчення останніх має велике значення для всебічного дослідження мінералів, а через них – гірських порід і корисних копалин.

Метою *мінералогії* є вивчення мінералів – природних хімічно і структурно однорідних тіл, які мають певні фізичні властивості і утворились внаслідок тих або інших геологічних процесів. Це одна з найдревніших галузей геологічної науки. Перші описи і зпроби класифікації мінералів знаходимо в роботах Арістотеля, Теофраста, Плінія Старшого, Біруні, Авіценни, Агріколи. Як самостійна галузь геологічної науки мінералогія сформувалась на межі XVIII і XIX століть. Значна роль у її розвитку належить А.Кронстедту, В.М.Севергіну, Й.Берцеліусу, А.Брейтгаупту, Е.Мітчерліху, Д.І.Соколову, П.В.Єремєєву, Дж.Д.Дена, А.Є.Ферсману, українським мінералогам XX століття О.С.Поваренних і Є.К.Лазаренку.

Мінералами складені гірські породи, які мають певний мінеральний і хімічний склад, будову, походження, розподіл в земній корі. Вивчення гірських порід є задачею *петрографії*, яка відокремилась від мінералогії в якості самостійної галузі геологічної науки наприкінці XIX століття. Розвитку петрографії сприяли дослідження К.Г.Розенбуша, О.Мішель-Леві, П.Нігглі, Ф.Ю.Левінсона-Лесінга, Н.Л.Боуена, О.М.Заварицького, П.Есколи, Д.С.Коржинського, Ю.О.Кузнецова та інших геологів. Основними напрямками петрографічних досліджень є вивчення магматичних і метаморфічних порід, фізико-хімічне і експериментальне моделювання процесів утворення гірських порід, визначення їх технічних і технологічних властивостей, які забезпечують можливість їх використання. Відносну самостійність має *літологія* – петрографія осадових порід.

Мінерали і гірські породи складені певними хімічними елементами. Закони їх розподілу, міграції в літосфері вивчає *геохімія*, яка виділилась з мінералогії на початку XX століття. Термін "геохімія" запровадив у 1838 році швейцарський хімік К.Ф.Шьонбейн, проте фундатором геохімії як самостійної галузі

науки став український вчений, перший президент Академії наук України В.І.Вернадський. Значний внесок у розвиток геохімії зробили Ф.У.Кларк, В.М.Гольдшмідт, О.П.Виноградов, Д.І.Щербаков, М.М.Страхов, О.О.Сауков, О.І.Перельман. Геохімія певною мірою є синтезуючою наукою по відношенню до мінералогії і петрографії, об'єкти вивчення яких – мінерали і гірські породи – відображають певні етапи “життя” хімічних елементів. Крім того геохімічні дані використовуються для вирішення багатьох прикладних проблем, пов'язаних з прогнозом, пошуком і розвідкою родовищ корисних копалин та ін.

Динамічна геологія об'єднує науки про процеси, які відбуваються на поверхні Землі та в її надрах і які спричиняють утворення і руйнування мінералів, руд, гірських порід, викликають зміни форм і умов їх залягання, породжують землетруси і вулканічні виверження, а також формують і знищують мікро- та макроформи рельєфу, тобто визначають загальний вигляд поверхні земної кори і її внутрішню будову. В залежності від джерел енергії, всі геологічні процеси поділяють на внутрішні або *ендогенні* і зовнішні – *екзогенні*.

До ендогенних процесів відносяться рухи земної кори, магматизм і метаморфізм. Рухи земної кори та спричинені ними деформації гірських порід вивчає *геотектоніка*, фундаторами якої можна вважати згаданих вище Елі де Бомона, Е.Зюсса, Джемса Дона та О.П.Карпінського. Магма, її склад, продукти магматичної діяльності є об'єктами *вчення про магматизм*. Вивчення змін гірських порід в надрах Землі під впливом високої температури і тиску належить до задач *вчення про метаморфізм*.

Пряме відношення до динамічної геології має і *вчення про внутрішню будову земної кулі*, яке займається пізнанням складу, фізичних властивостей та агрегатного стану ядра Землі і його оболонок. Основним джерелом відомостей про них є результати вивчення земної кулі в цілому та гірських порід за допомогою фізичних методів, чим займається *геофізика*. В залежності від вивчення того чи іншого фізичного параметру Землі геофізика поділяється на *гравіметрію*, яка вивчає природу та величину сили земного тяжіння; *магнітометрію* – вчення про земний магне-

тизм; *електрометрію* – науку про електричні властивості гірських порід, *геотермію* – вчення про тепловий режим земної кулі та *сейсмометрію* – науку про розповсюдження пружних коливань в різних оболонках Землі.

З екзогенними процесами, тобто процесами, які протікають на поверхні землі під дією сонячної енергії, пов'язано формування осадових порід, певних типів родовищ корисних копалин і навіть еволюція тваринного та рослинного світу. Екзогенна динамічна геологія підрозділяється на *вчення про сивітрування*, тобто про процеси які обумовлюють руйнування та розкладення мінералів і гірських порід на поверхні Землі під впливом фізичних, хімічних та органічних агентів; *гідрогеологію* – вчення про геологічну діяльність підземних вод; *океанологію* – науку, яка займається вивченням “життя” океанів і морів в цілому та їх геологічної діяльності зокрема; *гляціологію* – вчення про геологічну діяльність льодовиків; *геокріологію* – вчення про геологічні процеси в зоні вічної мерзлоти.

Екзогенні процеси відіграють суттєву роль у формуванні форм рельєфу земної поверхні, проблемами виникненням яких, їх розвитком та закономірностями поширення займається така наука як *геоморфологія*.

Напрямок *історичної геології* об'єднує власне *історичну геологію*, яка вивчає історію розвитку земної кори, а також встановлює закономірності, що керують цим розвитком і послідовністю геологічних подій, які відбувалися на Землі протягом її існування; *стратиграфію* – вчення про верстви осадових порід і послідовність їх формування; *палеонтологію* – науку про викопні рештки тваринних та рослинних організмів; *палеогеографію*, яка займається реконструкцією фізико-географічних обстановок минулого, та *палеокліматологію* – науку про кліматичні умови формування осадових гірських порід. Фундаторами напрямку історичної геології слід вважати голандця **Ніколаса Стено** і англійця **Вільяма Сміта**, які заклали основи стратиграфії, а також французьких вчених **Жоржа Кюв'є** та **Олександра Броньяра**, котрі вперше реконструювали історію геологічного минулого Паризького басейну та склали перші палеогеографічні карти.

До **прикладних** галузей геології відносяться ті напрямки, які займаються вивченням надр Землі з практичною метою. Пріоритет тут належить *вченню про корисні копалини*. Це наука, яка займається вивченням мінерального і хімічного складу корисних копалин, встановленням умов їх формування і залягання в земній корі, а також закономірностями їх поширення та напрямками використання. Одним з розділів вчення про корисні копалини є *металогенія* – наука, яка вивчає закономірності розподілу рудних корисних копалин в просторі та часі.

Прогнозування та пошуки родовищ корисних копалин базуються на результатах аналізу геологічної будови території, які отримують в процесі проведення геологозйомочних робіт кінцевим продуктом яких є різноманітні карти геологічного змісту. Ця робота вимагає узагальнення значної кількості фактичного матеріалу з мінералогії, петрографії, стратиграфії, тектоніки, палеонтології тощо і таке узагальнення є прерогативою *регіональної геології*.

На сьогоднішньому етапі розвитку геології частина функцій регіональної геології поступово переходить до *формаційної геології*, або як раніше її називали – *вчення про формації*.

Формаціологія – це відносно молода галузь серед геологічних наук. Її фундатор – **Микола Сергійович Шатський**, який не безпідставно зазначав, що в майбутньому наука буде використовувати не тільки індекси віку, але і індекси формацій і це буде надзвичайно цікава геологія. Основна мета формаціології полягає у встановленні законів та закономірностей формування порід, їхніх історико-геологічних асоціацій в земній корі в цілому, а також у науковому обґрунтуванні на цій основі пошуків родовищ корисних копалин.

Безпосередньо пошуками та розвідкою родовищ корисних копалин, оцінкою якісних і кількісних особливостей самих родовищ та економічної доцільності їх розробки займається така галузь геології як *вчення про пошуки і розвідку родовищ корисних копалин*.

Серед прикладних наук особливе значення належить *інженерній геології*, мета якої полягає у вивченні геологічних

умов будівництва інженерних споруд. Сьогодні ця наука також вирішує цілу низку важливих проблем пов'язаних з впливом діяльності людини на літосферу та навколишнє середовище.

Освоєння океанських і морських глибин привело до виникнення *морської геології*, значення якої швидко зростає в зв'язку з тим, що на сьогоднішній час більше третини нафти видобувається з дна морів та океанів.

Завдяки інтенсивному вивченню космічного простору виникла *космічна геологія*, або *порівняльна планетологія*, яка займається дослідженням не тільки інших планет, але й впливом останніх на процеси, що відбуваються на Землі. Космічна геологія допомагає також пізнати і саму Землю, а фотознімки земної поверхні, отримані з космосу, широко використовуються при складанні регіональних геологічних карт і прогнозуванні пошуків родовищ корисних копалин.

Сьогодні людство стоїть на порозі екологічної катастрофи, відвернути яку можливо лише кардинальними змінами впливу людини на навколишнє середовище в усіх його аспектах і, в першу чергу, це стосується збереження природної рівноваги в усіх оболонках Землі, як природних системах. Пошуки шляхів боротьби з порушенням екосистем геологічного середовища породили і новий напрямок в геології – *екологічну геологію*, яка вивчає вплив життєдіяльності людини на геологічне середовище, небезпечні для існування людини геологічні процеси та розробляє заходи, направлені на боротьбу з негативними явищами. Відповідно, без пізнання усіх закономірностей еволюції Землі, процесів та явищ, що відбуваються на її поверхні та в надрах, без знання законів формування гірських порід і корисних копалин неможливо ефективно використовувати багатства Землі і правильно керувати науково-технічним прогресом з метою запобігання екологічної катастрофи.

1.3 Методи геологічних досліджень

Геологічні процеси та явища, які є творцями мінералів, гірських порід, руд, геологічних структур, а також рельєфу поверхні земної кори та визначають її внутрішню будову є результат численних хімічних і фізичних перетворень матерії під впливом відповідних сил. Відбувається це згідно з відомими людству фізичними та хімічними законами, але застосування цих законів для розуміння геологічних процесів і явищ вимагає надзвичайної обережності. Причиною цьому є *фактор часу*. Здебільшого природні процеси протікають дуже повільно і дають відчутні результати через сотні та мільйони років, у зв'язку з чим в геології практично неможливо перевірити встановлений закон або науковий висновок, як це можна зробити в фізичних або хімічних лабораторіях. Проте, це не заперечує можливості застосування експериментів для відтворення окремих геологічних процесів. Навпаки, сьогодні вже успішно моделюють умови утворення окремих мінералів і навіть отримують штучні мінерали, які застосовуються в промисловості. Але більшість процесів, при проявленні яких час є одним з основних факторів, поки що недоступні для експериментального моделювання і вивчення їх можливе лише через тривале спостереження за протіканням таких процесів у сучасних природних умовах. В зв'язку з цим одним з основних методів геології був і є *метод актуалізму*. Разом з тим необхідно враховувати зараз вже доведений принцип спрямованого та незворотного характеру еволюції геологічних процесів впродовж чотиримільярдну історію формування земної кори. Геологічні процеси далекого минулого протікали в зовсім інших фізико-хімічних умовах і можуть принципово відрізнятися від сучасних. Враховуючи це в якості додатку до методу актуалізму, а іноді і в якості альтернативи, були розроблені *методи порівняльно-історичного аналізу*.

Вище зазначалось, що фундатором методу актуалізму був Ч.Лайєль, який науково обґрунтував важливість сучасних спостережень за природними процесами для розуміння розвитку Землі в минулому. Аналізуючи факти накопичені в результаті спостереження за сучасною діяльністю рік, вод площинного стоку, льодовиків, морів, озер тощо можна встановлювати певні закономірності відповідно з якими відбуваються ці сучасні процеси і переносити їх на минулі геологічні епохи. Такі спостереження можливі при безпосередньому вивченні геологічних об'єктів у природних умовах. При цьому необхідно знати геологічну будову району досліджень, якими гірськими породами він складений, яке вони займають просторове положення в земній корі тощо. Ці особливості встановлюються методом геологічної зйомки.

Метод геологічної зйомки є одним з основних методів геологічних досліджень. Його суть полягає в тому, що в природних умовах вивчаються гірські породи, мінерали якими вони складені, товщі порід, характер їх взаємовідношення, порядок нашарування, зміни гірських порід і мінералів під впливом природних факторів (води, вітру, температури) та інші властивості. Ці факти дозволяють відтворити геологічну будову району та історію його геологічного розвитку. Фактологічною основою для реконструкції геологічних подій минулого слугують численні сліди геологічних процесів і явищ, закарбовані в гірських породах, мінералах, характері залягання товщ порід і їх взаємовідношеннях, тобто в геологічній будові території.

За результатами геологозйомочних робіт складаються геологічні карти, які відображають геологічну будову територій на основі аналізу якої створюються науково обґрунтовані прогнози пошуків родовищ корисних копалин, проводиться інженерно-геологічна оцінка території та встановлюються її гідрогеологічні умови.

Важливе місце при проведенні геологозйомочних робіт належить встановленню віку гірських порід, що має велике значення як для уточнення будови територій, так і для відтворення геологічних подій минулого. Впродовж історії геологічних досліджень застосовували подібні методи визначення відносного віку

Криворізький
Державний педагогічний університет

БІБЛІОТЕКА

гірських порід, серед яких найбільш поширеними були *стратиграфічний і палеонтологічний методи*.

Стратиграфічний метод базується на встановленні характеру взаємовідношення та послідовності нашарування верств гірських порід і дозволяє виявити які породи сформувалися раніше по відношенню до інших. Згідно з цим методом верстви порід, що залягають у підніжжі геологічних розривів є древнішими по відношенню до тих які їх перекривають. Палеонтологічний метод базується на вивченні скам'янілих решток тварин і рослин, а також на знанні еволюції органічного світу, що також дає відносне уявлення про час формування гірських порід, які містять викопні рештки організмів.

Про час утворення мінералів і гірських порід у астрономічних одиницях стало можливим говорити після того як в першій половині ХХ століття спершу П'єром Кюрі (1903 р.), а пізніше В.Г.Хлопіним ((1935 р.) був відкритий процес природного радіоактивного розпаду нестійких ізотопів хімічних елементів. Цей фізичний процес лежить в основі так званого *радіометричного методу* визначенні абсолютного віку гірських порід, який базується на фізичному явищі радіоактивного розпаду ізотопів ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Rb , ^{147}Sm , ^{187}Re , ^{14}C та інших. Всі ці ізотопи не стабільні і характеризуються певною, встановленою експериментальним шляхом швидкістю напіврозпаду (табл. 1.1). Коли період напіврозпаду відомий, абсолютний вік встановлюється шляхом визначення величини відношення маси новоутвореного хімічного елементу до маси материнського ізотопу.

Сьогодні наука, що займається визначенням абсолютного віку мінералів і гірських порід, називається *радіологією* і в її розпорядженні є велика кількість методів, які постійно вдосконалюються з метою підвищення точності визначень. Це такі методи як уран-свинцевий, торій-свинцевий, калій-аргоновий, рубідій-стронційсвий, самарій-неодимовий та інші.

Об'єктами дослідження при проведенні геологічної зйомки є природні та штучні відслонення гірських порід, розрізи шахт і інших підземних гірничих виробок, а також kern свердловин. Враховуючи, що максимальна глибина пробурених свердловин

складає 7,5-9,5 км (тільки одна в світі свердловина закладена на Кольському півострові досягла рекордної глибини 12262 м, на Україні до надглибоких свердловин належать Криворізька глибина якої становить 5432 м, і закладена в межах Придніпровської низовини свердловина №9, яка законсервована на глибині 5915 м), а глибина найглибших шахт, які знаходяться в Південно-Африканській Республіці, досягає 3,5 км, все це дає можливість судити про будову лише верхньої частини земної кори, потужність (товщина) якої складає не більше 0,1% від радіуса Землі. В районах проявлення сучасного вулканізму за продуктами виверження вулканів можна судити про склад речовини на глибинах більше 50-100 км. Проте ці відомості не можуть в повній мірі забезпечити наукове обґрунтування глибинної будови Землі. В даному випадку на допомогу приходять *геофізичні методи*, які базуються на вивченні фізичних властивостей геологічної речовини, котрі можна вивчити в лабораторних умовах експериментальним шляхом, а також визначити в польових умовах відповідними приладами.

Таблиця 1.1

Період напіврозпаду ізоотопів, які використовуються при визначенні абсолютного віку мінералі та гірських порід

Материнський ізоотоп	Кінцевий продукт	Період напіврозпаду, млрд. років
^{147}Sm	$^{143}\text{Nd} + \text{He}$	106
^{238}U	$^{206}\text{Pb} + ^3\text{He}$	4,46
^{235}U	$^{207}\text{Pb} + ^4\text{He}$	0,70
^{232}Th	$^{208}\text{Pb} + ^6\text{He}$	14,00
^{87}Rb	$^{87}\text{Sr} + \beta$	48,80
^{40}K	$^{40}\text{Ar} + ^{40}\text{Ca}$	1,30
^{14}C	^{14}N	5730 років

Загальні риси глибинної будови та складу Землі були встановлені *сейсмічним методом*, в основі якого лежить аналіз швидкостей проходження сейсмічних хвиль у різному за складом

та фізичним станом геологічному середовищі, спричинених землетрусами або штучними вибухами. В штучно створеному осередку зароджується два типи хвиль: *поздовжні*, або Р-хвилі, та *поперечні* – S-хвилі. Поздовжні хвилі належать до самих швидких і при їх поширенні гірські породи зазнають стиснення та розтягування вздовж сейсмічного променя. Такі хвилі поширюються як у твердому, так і рідкому середовищі. Поперечні хвилі викликані реакцією середовища на зміну форми й тому поширюються тільки в твердих тілах і характеризуються коливанням часток речовини під прямим кутом до сейсмічного променя. Виділяють ще і *поверхневі* хвилі (L-хвилі), які виникають на поверхні, що розділяє різні за фізичними властивостями середовища (наприклад, на поверхні Землі, тобто на межі літосфери та атмосфери) і характеризуються складними синусоїдальними коливаннями.

Реальні швидкості сейсмічних хвиль залежать від таких фізико-механічних властивостей гірських порід як пружність і щільність (густина). Різні за складом породи будуть володіти різними показниками зазначених величин і, відповідно, з різною швидкістю проведуть сейсмічні хвилі. Саме ця особливість і лежить в основі сейсмічного методу, так як зміна швидкості сейсмічних хвиль чітко вказує на речовинну неоднорідність і розшарування надр Землі.

Значне місце в пізнанні глибинної будови Землі належить також таким геофізичним методам як *гравіметричний*, в основі якого лежить вивчення характеру розподілу на поверхні Землі сили тяжіння, яка прямо залежить від розподілу мас в земних надрах (на ділянках складених щільними “важкими” породами сила земного тяжіння збільшується по відношенню до теоретично розрахованого показника, а на ділянках в будові яких беруть участь “легкі” породи – зменшується); *магнітометричний*, який базується на вивченні магнітних властивостей гірських порід; *електрометричний* спрямований на вивчення поведінки земних електричних струмів, а також електропровідних властивостей гірських порід тощо. Слід також зазначити, що геофізичні методи на сьогоднішній день розвитку геології займають одне з

провідних місць не тільки при вирішенні фундаментальних питань, пов'язаних з уточненням внутрішньої будови та складу Землі, але й при пошуках родовищ корисних копалин.

1.4. Фундаментальне і прикладне значення геології

Численність напрямків розвитку геології та проблем, вирішення яких є метою тих або інших її галузей свідчить, що роль цієї науки в житті людства можна розглядати як з фундаментальної (загальнонаукової) так і прикладної (народногосподарської) позицій.

Фундаментальне значення геології полягає в діалектико-матеріалістичному обґрунтуванні філософських принципів, які відображають матеріальну єдність світу та його розвиток. Це має великий вплив на формування наукового світогляду людини і її ставлення до природи.

Всі геологічні процеси та явища, які сприяють утворенню мінералів, гірських порід, руд, нафти та газу, а також відіграють основну роль у формуванні загального вигляду поверхні Землі (континентів, океанів, морів, гірських та рівнинних областей) взаємопов'язані між собою і діють у відповідності з певними законами. Пізнання цих законів дозволяє людству не тільки реконструювати геологічне минуле Землі, а й прогнозувати можливі напрямки її розвитку та розвиток інших планет Сонячної системи.

На сьогоднішній день, коли людство стоїть на порозі екологічної катастрофи знання законів розвитку природи має велике значення при вирішенні цієї важливої проблеми. Тільки через ґрунтовне пізнання особливостей розвитку природи можна запобігти екологічним катастрофам локального і планетарного значення.

Народногосподарське значення зводиться до забезпечення мінерально-сировинними ресурсами різних галузей промисловості через пошуки та відкриття нових родовищ корисних копалин, вирішення проблем питного та технічного водопостачання, інженерно-геологічного обґрунтування проектів будівництва цивільних і промислових об'єктів і науковий прогноз зміни природних умов довкілля після їх спорудження, охорона та раціональне використання надр Землі.

Сьогодні майже всі родовища корисних копалин, які локалізуються в приповерхневій частині земної кори, вже виявлені та інтенсивно розробляються. В зв'язку з цим, головною метою прикладної геології на поточний час є детальне вивчення глибинних горизонтів земної кори для подальшого освоєння та розробки прихованих ("сліпих") родовищ корисних копалин.

Неможливість відновлення запасів видобутої з надр мінеральної сировини вимагає ощадного видобутку корисних копалин з найменшими втратами, що на порядок денний висуває проблему пошуків та розробки раціональних схем розкриття і відпрацювання родовищ, вирішення якої неможливе без проведення детальних геологічних досліджень. Термінового розв'язання вимагає також проблема комплексного використання надр.

Впровадження нових прогресивних методів видобутку корисних копалин, таких, наприклад, як підземне вилуговування руд, підземна виплавка сірки, підземна газифікація вугілля, видобуток корисних копалин з дна морів та океанів тощо, неможливі без знання геологічної будови об'єктів, що підлягають розробці, їх речовинного складу, фізико-хімічних властивостей гірських порід і корисних копалин, а також процесів, які відбуваються в надрах або можуть бути спричинені в процесі проведення гірничих робіт.

Інтенсифікація гірничого виробництва веде до його концентрації та переміщення великих мас гірських порід. Це, в свою чергу, викликає суттєві порушення природної рівноваги, яка формувалася протягом усієї історії геологічного розвитку Землі. В зв'язку з цим, процес видобутку мінеральної сировини виступає в ролі негативного техногенного фактора зміни стану земної кори,

наслідки якого можна зіставити з дією екзогенних геологічних процесів, які відіграють суттєву роль у формуванні зовнішнього вигляду земної поверхні, включаючи зміни у водній, повітряній оболонках Землі, а також біосфері. Це – зміна клімату, хімічного складу і фізичного стану поверхневих та підземних вод, умов життєдіяльності тваринного і рослинного світу, а також людини. Збереження природної рівноваги в життєздатній екосистемі Землі ставить перед геологами дуже важливу задачу охорони та раціонального використання надр, яка є однією з головних ланок загальноосвітньої проблеми.

Запитання для самоконтролю

1. *Що таке сучасна геологія як наука ?*
2. *Яких відомих вчених слід вважати фундаторами геології ?*
3. *В чому полягає заслуга М.В.Ломоносова при становленні геології як науки?*
4. *Що таке "нептунізм" і "плутонізм" ?*
5. *Вирішенням яких питань займається динамічна, речовинна, історична та прикладна геологія ?*
6. *Які методи застосовуються для пізнання глибинної будови Землі?*
7. *Якими методами проводиться визначення віку порід?*
8. *З якою метою застосовується метод геологічної зйомки ?*
9. *В чому полягає суть методу актуалізму?*
10. *Яке фундаментальне і прикладне значення геології ?*

Розділ 2. ВІДОМОСТІ ПРО СОНЯЧНУ СИСТЕМУ ТА ЗЕМЛЮ

Земля – це одна з дев'яти планет Сонячної системи, яка, в свою чергу, є складовою безмежного Всесвіту. Щоб зрозуміти загальні закони розвитку Землі в цілому і земної кори зокрема, необхідно скласти собі уявлення про її хімічний склад і фізичний стан на стадії зародження і про закономірності їх зміни впродовж існування нашої планети. Відповідь на ці запитання слід шукати шляхом вивчення інших планет Сонячної системи, які знаходяться на різних стадіях планетарного розвитку. Разом з тим, порівняння будови та особливостей розвитку Землі і інших планет дає можливість не тільки встановити загальні для цих об'єктів закони еволюції, але й виявити притаманні тільки нашій планеті властивості. Це допоможе відповісти на низку питань, пов'язаних з зародженням і розвитком життя на Землі, а також, що є дуже важливим на поточний момент, дасть можливість прогнозувати подальший розвиток живої і неживої матерії на планеті під впливом інтенсивного розвитку техногенезу.

Сьогодні вже доведено, що Сонце, Місяць та інші космічні тіла в тій чи іншій мірі впливають на земні геологічні процеси. Сонячна енергія приводить в дію повітряні та водні течії, від неї залежить існування життя на Землі, вона визначає кліматичні умови тощо. Сонячне та місячне притягання викликає припливи

та відливи води в океанах і морях, а також впливають на рухи речовини в астеносфері та надрах Землі. Падіння метеоритів і інших космічних тіл спричиняє утворення на поверхні Землі ударних кратерів, а спалахи на Сонці обумовлюють виникнення магнітних бур. Існують також обгрунтовані припущення, що періодичні зміни в характері протікання геологічних процесів прямо або побічно зв'язані з обертанням Землі і всієї Сонячної системи в Галактиці. Ось чому так важливо, перш ніж перейти до розгляду безпосередньо питань геології, познайомитися із загальними особливостями будови Сонячної системи і гіпотезами її виникнення.

2.1. Будова Сонячної системи

Центром Сонячної системи є Сонце, що знаходиться в межах однієї з спіральних гілок великого скупчення зірок, яке називається Галактикою Молочного Шляху. Діаметр нашої Галактики становить біля 100 тис. світлових років (*світловий рік* – це відстань, яку світло проходить протягом одного року і рівна приблизно $9,6 \cdot 10^{12}$ км). До складу Галактики входить біля 100 мільярдів зірок і Сонце, яке розташоване ближче до центру Молочного Шляху та обертається разом з іншими зірками навколо центру Галактики. Період обертання складає біля 200 млн. років.

Сонце — це розжарена плазмова куля, яка знаходиться на середній стадії зоряної еволюції. Температура в його середині досягає $10 \cdot 10^6$ - $15 \cdot 10^6$ градусів за Кельвіном і підтримується за рахунок енергії, що виділяється при ядерних реакціях. Сучасна наука свідчить, що Сонце складається на 70% з водню та 27% з гелію, сума інших хімічних елементів становить лише 2,5%. Зовнішня оболонка Сонця називається *сонячною короною* (рис. 2.1). В її межах температура досягає 10^6 - 10^7 градусів за Кельвіном. Характерною особливістю корони є те, що вона випромінює потік

іонізованих частинок, які утворюють так званий *сонячний вітер*, і забирають з собою значну частину енергії Сонця.

Загальна протяжність Сонячної системи становить біля 40 астрономічних одиниць (*астрономічна одиниця* — це середня відстань від Землі до Сонця, рівна 149500000 км). Довкола Сонця обертається ще дев'ять планет: Меркурій, Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун і Плутон. За масою, щільністю та іншими параметрами вони поділяються на дві групи: *внутрішні*, або планети земної групи, до якої входять Меркурій, Венера, Земля та Марс, і *зовнішні*, або планети-велити — Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун і Плутон.



Рис. 2.1. Сонячна корона, зафіксована під час повного затемнення Сонця

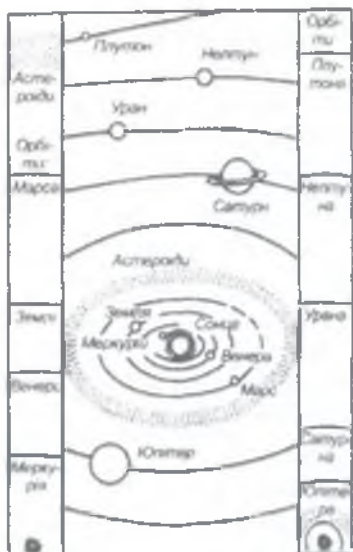


Рис. 2.2. Схема будови Сонячної системи

Між першою та другою групами планет знаходиться так званий пояс астероїдів (рис. 2.2).

Внутрішні планети характеризуються незначними розмірами, високою щільністю, малою швидкістю обертання навколо осі та невеликою масою (табл. 2.1). Першою від Сонця серед планет цієї групи є **Меркурій** (рис. 2.3). Його поверхня (дані американської автоматичної міжпланетної станції "Марінер-10") пориста та покрита кратерами; спостерігаються також крупні лінійні структури, приурочені до розломів. Ця планета

володіє сильно розрідженою атмосферою, складеною гелієм, неоном та аргоном. Походження атмосфери пов'язують з активною дією на планету сонячного вітру і, можливо, з дегазацією її твердих оболонок.

Меркурій характеризується слабким магнітним полем і його поверхня, як найближчої до Сонця планети, протягом дня нагрівається до 430°C , в той час, як на нічній стороні планети температура різко падає до -130°C .

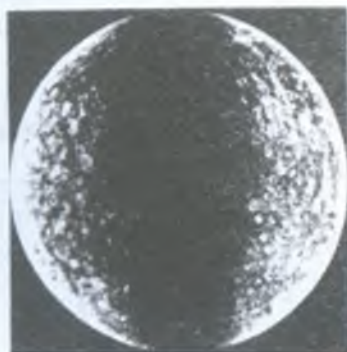


Рис. 2.3. Меркурій

Венера — друга від Сонця і найближча до Землі за розмірами та масою планета (рис.2.4). Вона володіє потужною атмосферою, складеною на 97% вуглекислим газом, у якій у вигляді хмар плавають скупчення крапель сірки і сірчаної кислоти. Така атмосфера створює сильний парниковий ефект, завдяки якому температура поверхні планети досягає 467°C , що і спричиняє випаровування сірки. Тиск на поверхні становить 90 атмосфер.



Рис. 2.4. Венера

Рельєф Венери в значній мірі розчленований. Перепади висот досягають 15,5 км. Біля 1/6 частини поверхні займають пониження, які зіставляються з океанічними басейнами Землі та місячними "морями". Вони складені базальтовими покривами, вік яких за побічними даними становить 0,5-1,0 млрд. років. Іншу частину площі поверхні складають горбисті рівнини та підвищення — "континенти". Окрім цього, виділяються крупні — (2000 x 2000 км) вулканічні масиви та

гірські хребти протяжно в сотні кілометрів. Вони здіймаються на 7-8 км над середнім рівнем поверхні.

Таблиця 2.1.

Характеристика планет Сонячної системи

Планети	Радіус (по відношенню до земного)	Щільність, г/см ³	Маса (по відношенню до маси Землі)	Склад атмосфери	Період обертання навколо осі	Період обертання по орбіті	Кількість супутників	Відстань від Сонця, а.од.*
Меркурій	0,39	5,42	0,04	Ne	59 діб	88 діб	—	0,39
Венера	0,97	5,11	0,81	CO ₂	234 доби	224,7 доби	—	0,72
Земля	1	5,51	1,0	N, O, CO ₂ , Ar	23 год., 53 хв.	365, 3 доби	1	1,0
Марс	0,53	3,95	0,11	CO ₂ , N, Ar	24 год., 37 хв., 29 сек.	1,9 років	2	1,52
Юпітер	10,9 5	1,3	316,94	NH ₃ , CH ₄ , H	9 год., 50 хв.	11,86 років	15	5,20
Сатурн	9,02	0,69	94,9	NH ₃ , CH ₄	10 год., 14 хв.	29,45 років	16	9,54
Уран	4,00	1,56	14,66	CH ₄	10 год., 49 хв.	84 роки	5	19,19
Нептун	3,92	2,27	17,16	CH ₄	15 год., 40 хв.	164,8 років	2	30,07
Плутон	0,46	4,00	0,7	Ne	6,4 доби	250,6 років	1	39,52

а.од.* – астрономічна одиниця, яка дорівнює 149 500 000 км.

Венера характеризується дуже повільним осьовим обертанням (117 земних діб) і саме цим вчені пояснюють її слабе магнітне поле. Слід також зазначити, що ця планета обертається в зворотному напрямку по відношенню до свого руху навколо Сонця і обертання інших планет (за винятком Урану).

Наступною планетою від Сонця є Земля (рис. 2.5). Вона більша за Венеру, а також характеризується більшою масою та періодом обертання навколо Сонця і набагато більшою швидкістю осьового обертання. Повний оберт навколо Сонця Земля здійснює протягом 365,26 діб, рухаючись по слабо витягнутій еліптичній орбіті, близькій до кола радіусом 149,5 млн. км. Стиснення еліпса називається *ексцентриситетом*, величина якого визначається як відношення відстані між центром еліпса та одним з фокусів (c) до довжини великої півосі (a) (рис. 2.6). Для Землі c складає 2,6 млн. км, a – 149,5 млн. км, а ексцентриситет – 0,017. В найбільш віддаленій точці орбіти – *афелії* – Земля знаходиться більш ніж на 5 млн. км далі від Сонця, ніж у точці найбільшого наближення до Сонця – *перигелії*. Стиснення земної орбіти не постійне і приблизно через 200 тис. років ексцентриситет орбіти Землі змінюється від 0,003 до 0,078. Такі періодичні зміни стиснення орбіти Землі є однією з причин коливання середньорічної температури.



Рис. 2.5. Земля

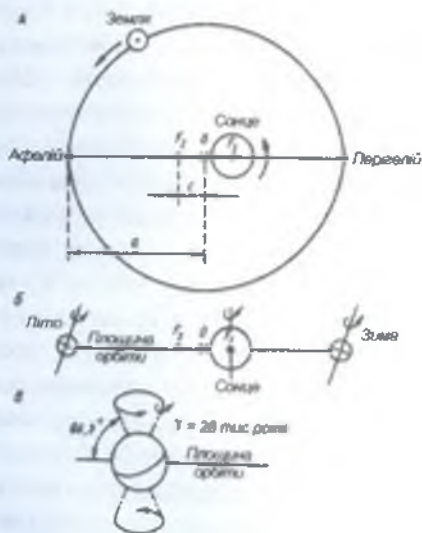


Рис. 2.6. Схема обертання Землі навколо Сонця

A – орбіта Землі; Б – положення осі обертання в афелії та перигелії; В – прецесія земної осі.

ної температури.

довжини великої півосі (a) (рис. 2.6). Для Землі c складає 2,6 млн. км, a – 149,5 млн. км, а ексцентриситет – 0,017. В найбільш віддаленій точці орбіти – *афелії* – Земля знаходиться більш ніж на 5 млн. км далі від Сонця, ніж у точці найбільшого наближення до Сонця – *перигелії*. Стиснення земної орбіти не постійне і приблизно через 200 тис. років ексцентриситет орбіти Землі змінюється від 0,003 до 0,078. Такі періодичні зміни стиснення орбіти Землі є однією з причин коливання середньорічної

Повне обертання навколо своєї осі Земля здійснює за 23 години 56 хвилин і 6 секунд. Вісь обертання утворює з площиною орбіти кут рівний $66^{\circ}33'$. Проте ця величина непостійна. З періодом в 26 тис. років вісь Землі здійснює повільне дзигоподібне обертання по конічній поверхні відносно перпендикуляра до площини орбіти (рис. 2.6. В). Ці рухи осі називаються *прецесією*.

Кут нахилу осі обертання Землі обумовлює відмінності кліматичних умов у північній та південній півкулях планети, причому ці відмінності періодично компенсуються прецесією. З періодом близько 80 тисяч років кут нахилу осі обертання Землі змінюється від $63,5^{\circ}$ до $68,5^{\circ}$, що спричиняє періодичні зміни кліматичних поясів на планеті.

Місяць, як єдиний природний супутник Землі, завдяки досить високому ступеню вивченості серед інших космічних тіл, є важливим об'єктом порівняльно-планетологічних досліджень. Він значно менший за розмірами від нашої планети, характеризується повільним осьовим обертанням (29,5 земних діб), зовсім позбавлений атмосфери. Температура поверхні змінюється від $+115^{\circ}\text{C}$ на освітленій Сонцем стороні до -135°C на протилежній. Магнітне поле дуже слабке, але за результатами



Рис. 2.7. Загальний вигляд Місяця

вивчення зразків місячних порід можна вважати, що в минулому воно було набагато сильнішим. У рельєфі виділяються позитивні та негативні форми, які за аналогією з Землею, називають континентами і морями. Перші займають біля 84% поверхні Місяця і помережені ударними кратерами, які є результатом падіння великих метеоритів (рис.2.7).

Місячні моря представлені рівнинами, складеними покривами базальтів, подібних до земних. Вік місячних порід становить 4,2-3,1 млрд. років.

Замикає групу внутрішніх планет Сонячної системи планета **Марс** (рис. 2.8). Її діаметр приблизно вдвоє менший земного, а маса складає 0,38 маси Землі. Осьове обертання приблизно дорівнює земному і становить 24 години 37,4 хвилини. Марс, подібно до Землі, характеризується нахилом екватора до площини орбіти, що обумовлює на ньому зміни пір року. У зимовий час в полярних областях утворюються снігові шапки, сніг складається з води та вуглекислоти. Проте тривалість сезонів на Марсі вдвічі довша земних оскільки марсіанський рік складає 687 діб. Для цієї планети властива дуже розріджена атмосфера, яка складається на 95% з вуглекислого газу, 0,02% припадає на азот, аргон і кисень, а решту складає водяна пара. Температура поверхні Марса змінюється від -28 до -139 °С, що сприяє широкому поширенню на планеті вічної мерзлоти. Проте, за результатами дешифрування космічних знімків поверхні планети, в рельєфі Марса чітко виділяються форми, які нагадують пересохлі русла, що свідчить про можливе існування в минулому на планеті річок з живою водою. Окрім того на Марсі спостерігається рух повітряних мас, що нагадують земні вітри, які спричиняють великі куряви.

Рельєф Марса характеризується сильною розчленованістю, перепад абсолютних відміток досягає 27 км. Як і на Місяці, на поверхні цієї планети є материки і океани. Вигляд перших визначає велика кількість ударних кратерів, рівнин, скупчень вулканічних споруд, а також гірських масивів, що піднімаються на висоту до 12 км над середнім рівнем поверхні планети. Серед різноманіття рельєфних форм виділяються велетенські рифтові долини, які переходять у каньйони глибиною до 10 км, що приблизно вдвічі-втричі перевищує земні масштаби подібних споруд.

Зовнішні планети, або планети-велити, характеризуються великими розмірами, низькою щільністю, значною масою та високими швидкостями обертання (табл. 2.1), що зумовило їх сильне



Рис. 2.8. Марс

сплюснення біля полюсів. До цієї групи, як вже зазначалось, входять Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун і Плутон.

З планет-велетів найбільш вивченим є **Юпітер** (рис. 2.9), об'єм якого в 1000 разів більший за об'єм Землі, а маса в 300 разів перевищує земну. Згідно з даними автоматичних міжпланетних станцій, Юпітер характеризується наявністю потужної (10-15 тис. км) атмосфери з температурою біля поверхні планети -130°C . Однією з особливостей Юпітера є глибока щільна хмарність широтного простягання, яка повільно впродовж 9-10 років змінює свою форму. Низька щільність планети дозволяє передбачати, що вона на 80% складається з твердих газів, але, мабуть, має мінеральне ядро.

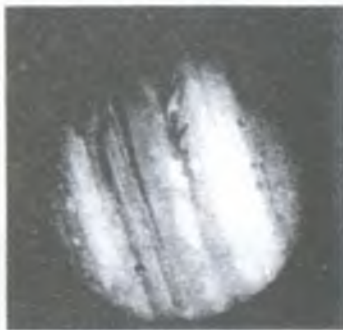


Рис. 2.9. Юпітер

Юпітер володіє потужним магнітним полем з полярністю, протилежною полярності земного поля. Окрім цього, встановлено, що він випромінює тепло (вдвічі більше ніж отримує від Сонця) і характеризується значним радіоактивним випромінюванням. Ця планета має 17 супутників, разом з якими складає невелику планетну систему.

Маси супутників близькі до маси Місяця, а один з них, Ганімед, навіть перевищує за масою планету Меркурій. Деякі з супутників володіють власними атмосферами.

Характерною особливістю Юпітера є так звана Червона Пляма, яка має форму еліпса довжиною до 40 тис. км. Вважається, що це гігантське атмосферне завихрення. В його межах виявлена довга жовта хмара, яка рухається проти годинникової стрілки та здійснює повний оберт майже за 6 земних діб.

Другою з планет-велетів є **Сатурн**, довкола якого обертається 16 супутників та 5 своєрідних кілець (рис.2.10). Ця планета, як і Юпітер, має потужну атмосферу, в якій спостерігаються численні завихрення та червоні плями. Одне із завихрень досягає в поперечнику 12 тис. км. Як і Юпітер, Сатурн випромінює тепло-

вої енергії втричі більше, ніж отримує від Сонця. Як свідчать результати вивчення Космосу, кільця Сатурна та інших планет-велетів складаються з дрібних (до 10-15 м в діаметрі) твердих кам'яних і крижаних тіл.

З планет-велетів Сонячної системи найменше вивчені Уран, Нептун і Плутон. Вважається, що ядра цих планет складені кам'яним матеріалом та кригою, а зовнішні оболонки – легкими газами, серед яких переважають водень і гелій з невеликими домішками метану та аміаку. Як і інші планети-велети, Уран, Нептун і Плутон також мають велику кількість супутників.



Рис. 2.10. Сатурн

Між планетами зовнішньої та внутрішньої груп, а точніше між Марсом та Юпітером, знаходиться *пояс астероїдів* (рис. 2.2), який являє собою скупчення малих планет. На сьогодні відкрито біля 2000 астероїдів. Розмір найбільшого з них, відомого під назвою Цецера, складає 1003 км в поперечнику, а діаметр найменших не перевищує 1 км.

Астероїди дещо відрізняються від інших тіл Сонячної системи. Відмінність полягає, по-перше, в тому, що для них характерна неправильна кутаста форма на відміну від планет і їхніх супутників, які мають сфероїдальний вигляд; по-друге, астероїди займають близькі орбіти, розташовані на місці планетарної. Більшість з них рухається по кругових орбітах у тому ж напрямку, що і планети. Площини орбіт астероїдів близькі до площини *екліптики*, тобто площини сонячного екватора.

Вивчення астероїдів дозволило вченим зробити висновок, що вони, вірогідно, є уламками десятої планети Сонячної системи – Фаєтона, яка була зруйнована внаслідок космічної катастрофи.

Окрім планет та астероїдів до складу Сонячної системи входять також комети та метеорити.

Комети – це невеликі космічні тіла, які рухаються по дуже витягнутих еліптичних орбітах, періодично наближаючись до Сонця та віддаляючись від нього за межі орбіти Плутона. Вони складаються зі зцементованого льодом каміння та газів, зокрема аміаку, метану, водню та інших. В цілому, за складом комети близькі до планет-велетів і особливо їх супутників. При наближенні до Сонця вони світяться завдяки віддзеркаленню сонячного



Рис. 2.11. Комета

світла, а під дією сонячного вітру частина матеріалу випаровується та відштовхується в напрямку Сонця, що призводить до утворення хвостів комет довжиною в мільйони кілометрів (рис.2.11).

Метеорити – це кам'яні або залізні заокруглені кулаті уламки (рис. 2.12), які нерідко падають на поверхню планет, залишаючи слід у вигляді ударних кратерів.

У випадку щільної атмосфери планет, прикладом яких може бути Земля або Венера, більшість метеоритів, входячи в атмосферу, від тертя розігріваються та випаровуються, при цьому спостерігається яскраве свічення — це метеори.

До складу метеоритів входять, практично, всі відомі на Землі хімічні елементи та їх ізопопи. В залежності від складу, метеорити поділяються на три групи: **залізні, залізо-кам'яні та кам'яні** (рис. 2.12). Залізні метеорити окрім заліза містять в своєму складі від 5 до 16% нікелю. Серед залізо-кам'яних метеоритів розрізняють метеорити, які складаються із заліза та домішок си-



Рис.2.12. Метеорити

Хондрит (зліва); кам'яний метеорит (справа).

лікатів, і метеорити, в складі яких переважають силікати, а залізо знаходиться у вигляді домішок. Найбільш поширеними та різноманітними за складом є кам'яні метеорити: серед них виділяють *хондрити*, *вуглецеві хондрити* та *ахондрити*. Перші складені з агрегатів дрібних силікатних кульок (хондрул) і за хімічним та мінеральним складом близькі до земних мантійних порід. Вуглецеві хондрити характеризуються наявністю складних сполук вуглецю та води. Ахондрити являють собою крупнокристалічні агрегати, близькі за хімічним складом до земних базальтів і ультраосновних порід.

Таким чином, Земля як складова частина Сонячної системи, має багато спільного з іншими космічними тілами і вивчення будови та складу нашої планети дозволяє більш повно пізнавати Космос, а знання законів його розвитку дає можливість робити обґрунтовані висновки стосовно еволюції Землі, що має велике значення для забезпечення життєдіяльності людства в майбутньому.

2.2. Форма та розміри Землі

Питання форми та розмірів Землі цікавило людство ще з часів глибокої давнини. На його вирішення було витрачено не одне століття. Істина виборювалася поступово і у важкому протистоянні з різними, в тому числі і релігійними, забобонами. Сьогодні вже ніхто не сумнівається, що Земля за своєю формою подібна до кулі та інших планет Сонячної системи. Проте цей шлях пізнання вимагав тривалого часу і, відповідно, розвитку науково-технічного прогресу. Лише в XVII—XVIII століттях, коли для вивчення розмірів Землі почали застосовувати точні методи вимірювання (триангуляція), було встановлено, що наша планета не є ідеальною кулею, оскільки полярний та екваторіальний радіуси відрізняються за своєю довжиною більше ніж на 21 км. Це дозволило зробити висновок про сплюсненість Землі по осі її обертання

і підтвердило зроблене ще на межі XVII і XVIII століть І. Ньютоном теоретичне обґрунтування такого явища. Цей дослідник також вперше пояснив роль гравітації та відцентрової сили у формуванні фігури Землі. Пізніше результатами вимірювання величин дуг меридіанів та паралелей, виконаних в різних країнах, було встановлено, що Земля стиснена не тільки на полюсах, але і по екватору: найбільший і найменший екваторіальні радіуси відрізняються за довжиною на 213 м. Така форма Землі нагадує *трьохосний еліпсоїд*, або *сфероїд*.

Уявлення про Землю як про еліпсоїд (або сфероїд) в принципі вірні, але насправді поверхня Землі більш складна. Найбільш близькою до сучасної фігури Землі є фігура, яка дістала назву "геоїд", що в перекладі означає "землеподібний".

Геоїд – це уявна поверхня, по відношенню до якої сили тяжіння направлені перпендикулярно в будь-якій точці Землі. В межах акваторій океанів вона співпадає з поверхнею води, яка знаходиться в стані спокою. На суходолі лінія геоїда відхиляється в той або інший бік так, щоб вона залишалася перпендикулярною до напрямку вектора сили земного тяжіння. Іншими словами, геоїд – це вирівняна поверхня гравітаційного потенціалу, яка співпадає з поверхнею води в океанах, тобто поверхнею "рівня моря" від якої ведеться відлік висотних відміток місцевості. Поверхні геоїда і сфероїда завдяки різниці в розподілі мас Землі, що спричиняє аномалії сили тяжіння, не співпадають і розходження між ними місцями складає близько 100-150 м (рис. 2.13).

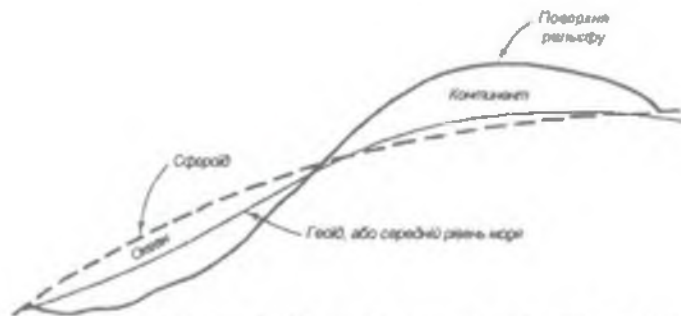


Рис. 2.13. Поверхня рельєфу (фізична поверхня), сфероїда та геоїда

Форма та розміри Землі були математично обґрунтовані геодезистом О.О.Ізотовим у 1940 р., а змодельована ним фігура, на честь відомого радянського геодезиста Ф.М. Красовського була названа *еліпсоїдом Красовського*. На сьогоднішній день параметри еліпсоїда Красовського підтверджені сучасними методами досліджень, у тому числі з залученням даних штучних супутників Землі, і складають:

– екваторіальний радіус – 6378,254 км;

– полярний радіус – 6356,863 км;

– полярне стиснення – $\frac{1}{298,25}$.

За цими параметрами, були обчислені площа поверхні Землі – 510 млн. кв. км, її об'єм – $1,083 \cdot 10^{12}$ км³ і маса – $5,976 \cdot 10^{27}$ г.

Для Землі властива непостійна швидкість обертання навколо своєї осі. Розрізняють три типи зміни величини кутової швидкості: вікове сповільнення, нерегулярні стрибкоподібні зміни та періодичні коливання.

Вікове сповільнення, як вважають вчені, зумовлене діями місячного та сонячного притягання, які спричиняють припливи та відпливи на Землі, а також, деякою мірою, можуть впливати на перерозподіл мас в надрах планети.

Нерегулярні зміни кутової швидкості відбуваються, здебільшого, через певні проміжки часу (від 10 до 30 і більше років). Їх природа досі ще залишається не з'ясованою. Вважається, що вони можуть бути викликані змінами щільності речовини в надрах Землі.

Періодичні зміни з річним і піврічним періодами проявляються у тому, що алітку Земля обертається швидше ніж весною. Різниця в тривалості доби у серпні та березні складає близько 0,0025 сек. Причину цих змін М.М.Парійський бачив у сезонних змінах атмосферної циркуляції.

За період геологічної історії, тобто від архейського акрону (4,5 – 2,6 млрд років назад) і до сьогоднішнього дня, як свідчать вчені, тривалість доби збільшилася на 4 години, що свідчить про уповільнення швидкості обертання Землі навколо своєї осі.

2.3. Будова та склад Землі

Земля, як найбільш розвинена планета Сонячної системи, характеризується складною будовою, вираженою в наявності декількох оболонок або *геосфер*, які відрізняються своїм складом, фізичними властивостями та станом речовини. Серед них розрізняють зовнішні геосфери, які доступні для безпосереднього вивчення, і внутрішні геосфери, дослідження яких проводиться шляхом застосування непрямих геологічних, геофізичних та геохімічних методів.

2.3.1. Зовнішні геосфери Землі

До зовнішніх геосфер Землі належать атмосфера, гідросфера, біосфера та ноосфера. Вони проникають одна в одну та знаходяться в постійній взаємодії між собою і твердими оболонками Землі. Проявом цієї взаємодії є обмін між ними речовиною та енергією.

Атмосфера – це газова оболонка, складена сумішшю газів, співвідношення яких змінюється з висотою. Біля поверхні Землі 78,09% її об'єму належить азоту, 20,95% – кисню, аргон і вуглекислий газ складають, відповідно, 0,93% і 0,03%. В незначних кількостях у повітрі містяться водень, неон, гелій, криптон, ксенон, радон, йод, водяна пара, озон, метан та інші гази. Такий склад атмосфери практично не змінюється до висоти 100 км. Окрім газів, в ній знаходиться також певна кількість твердих частинок у вигляді пилу різноманітного походження. Найбільше його поступає в повітря під час пилових бур у районах пустель та напівпустель, при виверженні вулканів, а також з космічного

простору. Не остання роль у забрудненні атмосфери пилом належить техногенній діяльності людини. Найбагатшими на пил є нижні шари атмосфери, але він виявлений також і на висоті 100 – 150 км.

Залежно від складу та фізичних параметрів (густини повітря, тиску, температури) атмосфера, верхня межа якої сягає висоти 2000 км, поділяється на три горизонти – тропосферу, стратосферу та іоносферу (рис. 2.14).

Тропосфера характеризується високою густиною, наявністю в складі, окрім азоту та кисню, вуглекислого газу, водяної пари та великої кількості твердих частинок різного походження. Висота її верхньої межі змінюється в залежності від географічної широти. В екваторіальній та тропічній зонах вона сягає 17-18 км, а в полярних та приполярних областях знижується до 8-10 км. Характерним для тропосфери є також нерівномірність температури повітря. Тепліші його шари знаходяться в приземній частині, а з висотою температура понижу-

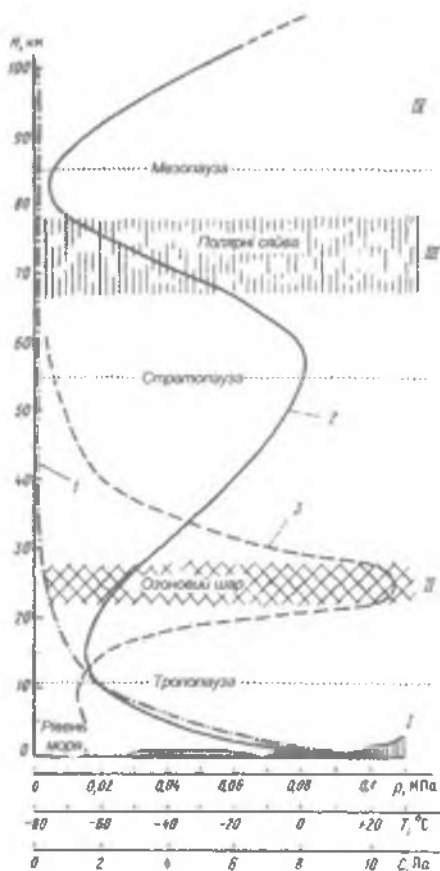


Рис. 2.14. Вертикальний розріз атмосфери до висоти 100 км

Криві змін: 1 – тиску (P); 2 – температури (T); 3 – вмісту озону (C). I – тропосфера; II – стратосфера; III – іоносфера; IIIa – мезосфера; IIIб – термосфера.

ється в середньому на 6 °С через кожен кілометр і біля верхньої межі становить -85 °С. Шар мінімальних постійних температур у верхній частині тропосфери називається *тропопаузою* і є межею між тропосферою і розташованою вище стратосферою.

Стратосфера займає повітряний простір на висоті від 8-18 до 50-55 км. Характерною її властивістю є сильно розріджений стан повітря і закономірне підвищення температури з висотою до -10 – +10 °С. На висоті близько 55 км температура стабілізується і цю частину стратосфери називають *стратопаузою*. В межах стратосфери на висоті біля 25 км знаходиться озоновий шар, який поглинає велику частину ультрафіолетової радіації Сонця, захищаючи все живе на Землі від її згубної дії.

Іоносфера, верхня оболонка атмосфери, ділиться на три підгоризонти: мезосферу, термосферу і екзосферу.

Мезосфера сягає висоти біля 80 км. Характерною її ознакою є наявність так званої сріблястої хмарності і пониження температури (підвищення якої відбувається в стратосфері) до -90 °С. Завершується мезосфера шаром з постійними мінімальними температурами який називається *мезопаузою*. Слід також зазначити, що взимку температура у мезосфері вища в порівнянні з літнім періодом. Однією з особливостей мезосфери є високий вміст іонів газів, які спричиняють своєрідне світіння атмосфери, відоме як *полярне сяйво*.

Термосфера, верхня межа якої проходить приблизно на висоті 800 км, характеризується черговим підвищенням температури до 1000-2000 °С, що і обумовило назву цієї оболонки атмосфери. Починаючи з висоти 200 км у термосфері відбувається розділення газів за молекулярною масою і збільшення вмісту водню та гелію. Окрім того, з висотою зростає роль іонізованих атомів і інших заряджених частинок, через що цю сферу ще називають *іоносферою*.

Екзосфера знаходиться вище 800 км і мало вивчена. В її складі переважають іони легких газів і елементарні частки, які рухаються з великою швидкістю але майже не зустрічаються одна з одною. Для зовнішніх шарів екзосфери характерне розсіювання – *дисипація* атмосфери в космічний простір. Проте цьому

розсіюванню протидіє магнітне поле Землі, яке утримує іонізовані частки в магнітосфері, верхня границя якої віддалена від земної поверхні на 25-35 тисяч кілометрів.

Важливою складовою атмосфери з точки зору впливу на геологічні процеси і об'єкти, як це буде показано нижче, є атмосферна волога та рух повітря, що впливають на формування кліматичних і погодних умов.

Інша оболонка Землі, яка має безпосереднє відношення до геологічних процесів, є **гідросфера**, або водна оболонка. Вона об'єднує поверхневі та підземні води. Верхня її межа відповідає рівню поверхні відкритих водоймищ, а нижня умовно проводиться в надрах Землі на глибині температурного рівня +374 °С, при якому вся вода переходить у газоподібний стан.

У складі гідросфери виділяється три основних типи природних вод, які відрізняються за хімізмом та фізичними властивостями. Це води морів і океанів або **океаносфера**, **води суходолу** і **льодовиків**, а також **підземні води**. Загальна маса гідросфери становить $1644 \cdot 10^{15}$ т, що не перевищує 0,025% загальної маси Землі. В кількісному відношенні води гідросфери розподіляються наступним чином: океанічні – 1370 млн. км³ (86,5% всієї маси води), води суходолу – 0,5% млн. км³, води материкових льодовиків – 22 млн. км³, підземні води – 196 млн. км³.

Всі води гідросфери мінералізовані і можуть розглядатися як природні розчини. На відміну від атмосфери, в гідросфері чітко проявляється горизонтальна неоднорідність (зональність): води суходолу, здебільшого, прісні, а океанів та морів – солоні. Океанічна вода містить, в середньому, 35 г солей на 1 л.

У складі морської води провідна роль належить катіонам Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Sr^{2+} і аніонам Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Br^- , F^- , HBO_3^- ; вміст яких відповідає 95,8% маси розчинених речовин; всі інші хімічні елементи складають 4,2%. Окрім іонів у морській воді розчинені також природні гази – азот, кисень, вуглекислота, сірководень, концентрація яких змінюється залежно від фізико-географічних умов.

Більшість вод суходолу утворилися за рахунок атмосферних опадів, які характеризуються мінімальною мінералізацією і належать до так званих прісних вод.

Під впливом сонячної радіації води гідросфери Землі знаходяться в постійному русі – в безперервному кругообігу. Вода у вигляді пари атмосферної вологи, атмосферних опадів та річкового стоку, а також океанічними течіями переміщується на великі відстані. В атмосфері вона максимально насичується вільним киснем, а при зіткненні з верхніми шарами земної кори втрачає його. В процесі кругообігу в єдину систему об'єднуються всі води гідросфери, а також відбувається тісний взаємозв'язок природних вод з атмосферою, землею корою та живим світом планети. Таким чином, в загальному кругообігу води можна виділити своєрідні ланки: атмосферну, океанічну, літогенну, біогенну та промислово-господарську. Волога гідросфери разом з розчиненими в ній речовинами приймає активну участь у хімічних реакціях, які проходять в атмосфері, земній корі і біосфері. В зв'язку з цим, гідросфера, як і атмосфера, є активною діючою силою і середовищем геологічних процесів.

Третьою зовнішньою оболонкою Землі є **біосфера**. Вона об'єднує сфери планети де існує життя і включає в себе всю гідросферу, верхню частину літосфери та нижню частину атмосфери (нижче озонового шару).

Жива речовина за своєю масою ($2,4 \cdot 10^{12}$ т) складає незначну частину в порівнянні з іншими зовнішніми оболонками планети, але за активною дією на довкілля посідає перше місце і якісно відрізняється від усіх інших оболонок.

За способом живлення та відношенням до зовнішнього середовища розрізняють організми **автотрофні**, які споживають неорганічні мінеральні речовини, і **гетеротрофні**, що живляться іншими організмами та їхніми рештками. Більшість організмів **аеробні**, тобто такі, для життя яких потрібне повітря. Значно менша частина, здебільшого мікроорганізми, відносяться до **анаеробних**, які можуть існувати і в безкисневому середовищі.

Основою живої речовини є вуглець, який утворює нескінчену кількість різноманітних хімічних сполук. Окрім вуглецю, найпо-

ширенішими хімічними складовими живої природи є кисень, водень та азот. Інші елементи присутні у невеликих кількостях, проте відіграють важливу роль у фізіології організмів.

Основна маса живої речовини зосереджена в зелених рослинах, які поглинають енергію сонячного проміння і утворюють складні органічні сполуки. Цей процес природного формування органічної речовини одержав назву "**фотосинтез**". Він залучає до річного кругообігу велику кількість речовин Землі та обумовлює високий кисневий потенціал атмосфери і біосфери в цілому. Фотосинтез є своєрідним регулятором геохімічних процесів і фактором, який визначає наявність вільної енергії зовнішніх оболонок Землі.

З точки зору хімії фотосинтез – це окислювально-відновна реакція $CO_2 + H_2O \rightarrow CH_2O + O_2$, у результаті якої за рахунок поглинання вуглекислоти і води синтезується органічна речовина та виділяється вільний кисень.

В планетарному масштабі при реакціях фотосинтезу живою речовиною щорічно засвоюється $3,65 \cdot 10^{11}$ т вуглекислоти та $1,5 \cdot 10^{11}$ т води, що призводить до утворення в біосфері Землі 266 млрд. т вільного кисню, при цьому біомаса Світового океану є головним генератором вільного кисню в атмосфері.

При відмиранні організмів відбувається зворотний фотосинтезу процес, тобто розкладання органічної речовини шляхом її окислення та утворення продуктів розкладу. Цей процес у межах земної кулі знаходиться в стані динамічної рівноваги з фотосинтезом, у зв'язку з чим загальна кількість біомаси на Землі є постійною.

Невід'ємною частиною біосфери є *Людина*. Вона своїм розумом і діяльністю проникає в усі сфери Землі, вивчаючи і навіть змінюючи їх, створюючи свою область мислення та дії, тобто свою сферу в природній системі планети. Враховуючи це, В.І. Вернадський на початку ХХ століття запропонував виділяти нарівні з літосферою, атмосферою, гідросферою, біосферою ще одну оболонку – **ноосферу**. В буквальному перекладі з грецької мови "**ноосфера**" означає "**мисляча оболонка**" і вона об'єднує ту частину земної кулі, на яку поширюється активна і зростаюча дія

людини. Ноосфера – це свого роду вища стадія еволюції біосфери, пов’язана з виникненням цивілізації, з періодом, коли розумова діяльність людини стає головним, визначальним фактором розвитку Землі. Згідно з останнім, В.І. Вернадський писав: *“Ноосфера є нове геологічне явище на нашій планеті. В ній вперше людина стає важливою геологічною силою. Вона може і повинна перебудовувати своєю працею та думкою область свого життя, перебудовувати корінним чином у порівнянні з тим, що було раніше”*.

Охарактеризовані вище зовнішні оболонки Землі, як це вже зазначалось, взаємно проникають одна в іншу та взаємодіють, що визначає перебіг складних процесів і явищ, які відбуваються на поверхні планети.

2.3.2. Внутрішні геосфери Землі

Вивчення внутрішньої будови нашої планети проводиться сейсмічним методом, який базується на реєстрації швидкостей поширення в тілі Землі поздовжніх і поперечних хвиль, спричинених землетрусами або штучними вибухами (див. розд. 1.3). За сейсмологічними даними Земля побудована з декількох сфер, які відрізняються не тільки швидкостями проходження сейсмічних хвиль, але й складом та фізичними властивостями. До головних внутрішніх геосфер Землі, які відокремлені одна від одної чітко проявленими поверхнями розділу першого порядку, на яких швидкості сейсмічних хвиль різко змінюються належать: земна кора, мантія і ядро, котрі в свою чергу, поділяються ще на низку складових (рис. 2.15).

Земна кора є основним об’єктом вивчення геології, в зв’язку з чим на детальній характеристиці її будови та складу ми зупинимось окремо, тут лише зазначимо, що за середню глибину нижньої межі земної кори прийнята цифра 33 км (рис. 2.15, сфера А). На цій глибині в середньому розташована так звана сейсмічна межа, яка характеризується різким збільшенням швидкостей проходження сейсмічних хвиль (табл. 2.2) і нижче якої розташову-

стється друга внутрішня геосфера – мантія. Вперше це явище було виявлено югославським сейсмологом А. Мохоровичичем на честь якого сама межа дістала назву *поверхні Мохоровичича*, або скорочено – *поверхні М.* За геофізичними характеристиками мантія ділиться на дві частини – верхню та нижню, межа між якими проходить на глибині близько 1000 км (рис. 2.15). В свою чергу, в складі верхньої мантії виділяються (зверху донизу) шар Гутенберга і шар Голіцина. Шар Гутенберга складений “розм’якшеними” з низькою щільністю, здатними до пластичного течіння гірськими породами і називається *астеносферою*. Для нього характерне



Рис. 2.15. Внутрішня будова Земної кулі

зниження швидкостей проходження сейсмічних хвиль (особливо поперечних) та підвищення електропровідності, що свідчить про своєрідний аморфний стан речовини. Вона менш в'язка і більш пластична у порівнянні з породами шарів які її підстеляють та перекривають. Глибина залягання астеносферного шару є досить мінливою. Під континентами вона змінюється від 80-120 до 200-250 км, а під океанами – від 50-70 до 300-400 км. Астеносфера найчіткіше виражена та піднята до глибини 20-25 км у межах сучасних рухливих зон земної кори і опущена та слабо виражена під найбільш спокійними ділянками континентів. Зниження в її межах швидкостей сейсмічних хвиль і підвищення електропровідності пов'язані з частковим плавленням речовини мантії, яке відбувається під впливом швидкого підвищення з глибиною тем-

ператури при, практично, незмінному тиску. В'язкість астеносферного шару також змінюється як в горизонтальному так і у вертикальному напрямках. Потужність астеносфери, якій, як це буде показано нижче, належить значна роль в глибинних геологічних процесах, також змінюється в межах від 50 до 300-350 км.

Таблиця 2.2.

Будова Землі за геофізичними даними

Геосфери	Потужність, км	Середня глибина до нижньої межі, км	Швидкості сейсмічних хвиль, км/с		
			P-хвилі	S-хвилі	
Земна кора	5-70	33	6,5 – 7,4	3,7 – 3,8	
Поверхня Мохоровичича					
Мантия	верхня	867	900	7,9 – 8,2	4,5 – 4,7
	нижня	2000	2900	13,6	7,2 – 7,3
Ядро	зовнішнє	2200	5120	8,1 – 10,4	
	внутрішнє	1250	6370	11,1 – 11,3	

Нижче астеносфери, тобто в межах шару Голіцина, швидкість повздовжніх сейсмічних хвиль різко зростає до 11,3-11,4 км/с. Значно повільніше відбувається зростання швидкості і в межах нижньої мантиї, де цей показник на глибинах 2700-2900 км досягає 13,6 км/с. На глибині 2900 км спостерігається наступна сейсмічна межа першого порядку, яка відмежовує мантию від ядра.

Третьою внутрішньою геосферою Землі є її ядро, яке характеризується різким падінням швидкості повздовжніх сейсмічних хвиль з 13,6 км/с у мантиї до 8,0-8,1 км/с у ядрі. Поперечні хвилі на межі ядра та мантиї (глибина 2900 км) зовсім згасають (рис. 2.16). Це дозволяє припустити, що речовина, яка складає зовнішню частину ядра Землі, знаходиться в стані рідини. За величинами швидкості проходження повздовжніх хвиль ядро поділяється на три частин: зовнішнє ядро (до глибини 4980 м); перехідний шар, що знаходиться в межах глибин 4980-5120 км і внутрішнє ядро (гли-

бина понад 5120 км). У зовнішньому ядрі швидкість поздовжніх сейсмічних хвиль з глибиною поступово збільшується до 10,4-10,5 км/с, в межах перехідного шару вона знову зменшується до 9,5-10 км/с, а у внутрішньому ядрі зростає до 11,2-11,3 км/с.

Питання про склад та фізичну природу ядра до сьогоднішнього дня залишається нез'ясованим. Як вже зазначалось, воно складається з більшого за розмірами, ефективно-рідкого зовнішнього ядра та малого і твердого внутрішнього. Останнє чітко виділяється за сейсмічними даними. Для нього характерні велика

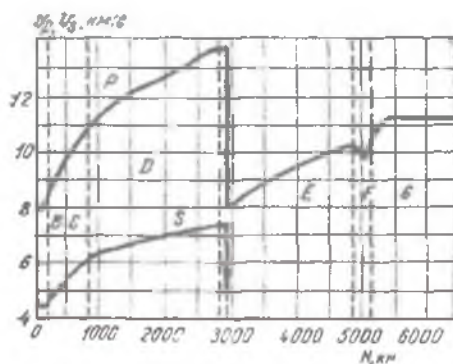


Рис. 2.16. Графік швидкостей поширення поздовжніх (P) і поперечних (S) сейсмічних хвиль в межах Землі (за В.О. Магніцьким)

щільність та висока електропровідність. Це дозволяє припустити, що ядро Землі складається із заліза з домішкою нікелю. Такі висновки базуються, головним чином, на результатах зіставлення геофізичних даних, отриманих при вивченні ядра, з результатами дослідження залізистих метеоритів. Проте, це не зовсім узгоджується з експериментальними даними. Згідно з сучасними уявленнями, щільність ядра Землі на 10% менша у порівнянні зі щільністю залізо-нікелевого сплаву при ймовірних у ядрі тиску та температурі. Це наводить на думку, що до складу ядра окрім заліза та нікелю повинні входити ще і деякі легші елементи, такі як кремній або сірка. На сьогоднішній день більшість дослідників вважає, що ядро Землі складається із заліза з домішками нікелю та сірки, а також, можливо, кремнію або кисню.

2.4. Фізичні властивості та хімічний склад Землі

Наша планета, як і всі природні тіла, характеризується певними фізичними властивостями та хімічним складом, від яких, як це буде показано нижче, залежить не тільки характер проявлення геологічних процесів, але і спрямованість розвитку Землі як природної системи планетарного рівня організації природної речовини. Фізико-хімічні умови, як відомо, визначають стан існування речовини, утворення тих або інших мінералів та гірських порід, характер спрямованості і ступінь інтенсивності проходження геологічних процесів в межах зовнішніх і внутрішніх геосфер.

Фізичні властивості нашої планети визначаються, здебільшого, щільністю, тиском, магнетизмом, тепловим режимом і, відповідно, агрегатним станом речовини.

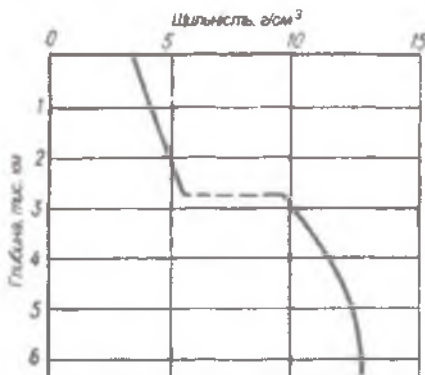


Рис. 2.17. Характер зміни величини щільності в середині Землі (за М.С. Молоденським)

3,3-3,4 г/см³, а в низах нижньої мантії – приблизно 5,5-5,7 г/см³. Верхня межа зовнішнього ядра характеризується щільністю речовини 9,7-10,0 г/см³, а з глибиною вона зростає до 11,0-11,5 г/см³ і у внутрішньому ядрі становить 12,5-13,0 г/см³ (рис. 2.17).

Щільність Землі є непостійною величиною і змінюється в залежності від агрегатного стану речовини та її складу. Згідно з геофізичними даними в середньому щільність планети становить 5,52 г/см³. При цьому для земної кори ця величина складає 2,8 г/см³, у покрівлі верхньої мантії, нижче межі Мохоровичича, щільність порід становить

Щільність земної речовини разом з масою є однією з основних фізичних величин, які суттєво впливають на *гравітаційне поле*. Під гравітаційним полем Землі слід розуміти певний космічний простір, в межах якого проявляються сили земного тяжіння. *Сила земного тяжіння* – це рівнодіюча сили притягання, яка є функцією маси тіл і відстані між ними, та відцентрової сили. Звідси можна зробити висновок, що гравітаційне поле прямо підпорядковане характеру розподілу мас у надрах планети. Кожній окремо взятій точці на земній поверхні властива своя величина сили тяжіння.

Величина сили тяжіння, або гравітаційного поля, виражається в галах ($1 \text{ гал} = 1 \text{ см/с}^2$) і вимірюється спеціальними приладами – гравіметрами. За даними визначення величини сили тяжіння складаються гравіметричні карти, на яких ізолініями (лініями рівних величин) показують простір розподілу сили тяжіння в межах тієї чи іншої ді-

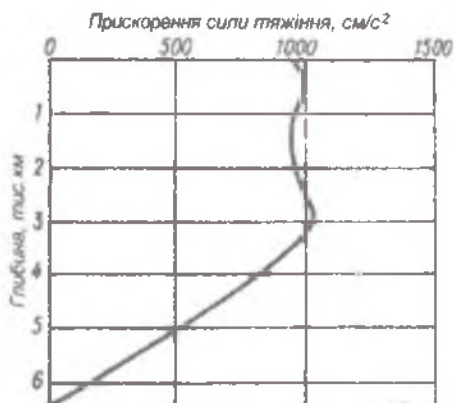


Рис. 2.18. Прискорення сили тяжіння в середині Землі (за В.О. Магніцьким)

лянки земної поверхні. Проте, як щільність, так і маса земної речовини у внутрішніх геосферах розподіляються нерівномірно, відповідно, і гравітаційне поле теж характеризується нерівномірним поширенням і в різних точках планети величина прискорення сили тяжіння буде різною. На поверхні Землі вона в середньому складає 982 гал. При цьому в межах екватора становить 987 гал, а в напрямку до полюсів зростає до 983 гал. Зміна величини прискорення сили тяжіння спостерігається і з глибиною. Максимального значення (близько 1037 гал) вона досягає біля підшови нижньої мантії (рис. 2.18). В межах ядра ця величина поступово зменшується. В перехідному шарі між зовнішнім та внутрішнім

ядром вона складає 452 гал, на глибині 6000 км 126 гал, у центрі Землі – нуль.

Вивчення характеру розподілу величини прискорення сили тяжіння по планеті показало, що вона залежить:

– від положення місця заміру відносно рівня океану (чим вища абсолютна відмітка розташування місця заміру величини прискорення сили земного тяжіння, тим далі воно знаходиться від центру Землі, більша відцентрова сила і менша сила тяжіння та навпаки);

– від широти місцевості, що обумовлено величиною відцентрової сили, яка на полюсах рівна нулю, що зумовлює зростання в цьому напрямку сили тяжіння;

– від щільності порід (більш щільні гірські породи обумовлюють позитивні аномалії сили тяжіння, а менш щільні – наявність від'ємних аномалій);

– від будови земної кори (наявність великих масивів щільних порід у земній корі підвищує гравітаційне поле Землі).

Залежність величини гравітаційного поля від щільності гірських порід, має велике прикладне значення. Враховуючи те, що різні за складом та походженням гірські породи мають різну щільність і, відповідно, величину сили тяжіння, карти гравітаційних полів дозволяють уточнювати геологічну будову територій, а також прогнозувати та обґрунтовувати проведення пошуків корисних копалин.

Тиск у надрах Землі знаходиться в прямій залежності від щільності, сили тяжіння та маси і, як і зазначені параметри, з глибиною зростає (табл. 2.3).

Таблиця 2.3.

Тиск в глибинах Землі

Глибина, км	40	100	400	1000	2900	5000	6371
Тиск, МПа	$1 \cdot 10^3$	$3,1 \cdot 10^3$	$14 \cdot 10^3$	$35 \cdot 10^3$	$137 \cdot 10^3$	$312 \cdot 10^3$	$361 \cdot 10^3$

Особливе значення для розуміння процесів і явищ, які відбувалися та відбуваються на Землі і в Космосі, а також для пізнання

геологічної будови планети і прогнозування пошуків корисних копалин мають відомості про земний магнетизм.

Відомо, що Земля діє як гігантський магніт і володіє потужним силовим полем. Відомості про розподіл магнітного поля Землі на її поверхні та в приземному просторі вчені отримують проводячи наземну, морську та аеромагнітну зйомки, а також з штучних супутників Землі. Геомагнітне поле Землі дипольне але магнітні полюси не співпадають з географічними. Між ним існує кут величиною біля $11,5^\circ$, який називається *магнітним схиленням*. Іншими словами магнітне схилення – це кут відхилення магнітної стрілки компаса, встановленого за напрямком магнітної силової лінії, від географічного меридіану. Схилення може бути західним і східним. Лінії, які з'єднують на карті точки з однаковими показниками величини схиленням називаються *ізогонами*. Виділяють також *магнітне нахилення*, яке відповідає куту між магнітними силовими лініями та горизонтальною площиною. Найбільше нахилення спостерігається в районах магнітних полюсів, а лінії, які з'єднують на карті точки з однаковими показниками величин нахилення називаються *ізоклінами*.

Природу постійного магнітного поля пов'язують з дією складної системи електричних струмів, які виникають при обертанні Землі та турбулентної конвекції (переміщення) в рідкому зовнішньому ядрі. В даному випадку Земля відіграє роль динамомашини, в якій механічна енергія обертання і переміщення речовини в рідкому зовнішньому ядрі, що виступає в ролі конвекційної системи, генерує електричні струми та зв'язаний з ними магнетизм.

Магнітне поле Землі впливає на орієнтацію в гірських породах феромагнітних мінералів (магнетит, титаноманетит, ільменіт та інші). Особливо це проявляється в магматичних гірських породах. Кристали феромагнітних мінералів в процесі застигання магми орієнтуються відповідно до напрямку силових ліній магнітного поля. Після закінчення кристалізації порід орієнтація кристалів зберігається. Певна орієнтація кристалів таких мінералів відбувається і в процесі утворення осадових порід. Намагніченість гірських порід ніби накладається на загальне тло магнітного

поля в результаті чого на поверхні Землі виникають *магнітні аномалії*.

Магнітними аномаліями називають відхилення вектора напруженості магнітного поля від його нормального напрямку. Враховуючи, що різні породи намагнічені по різному, виділення та вивчення аномалій дає можливість говорити про розміщення в земних надрах тих або інших порід, що має велике значення при уточненні геологічної будови територій, а також при прогнозуванні та пошуках родовищ корисних копалин. Магнітні аномалії вивчаються з допомогою спеціальних приладів – магнітометрів, які можна також встановлювати на літаках і космічних кораблях, що значно розширює можливості застосування магнітометричних досліджень.

В процесі проведення магнітометричної зйомки визначається залишкова намагніченість порід які містять феромагнітні мінерали, що дозволяє виявити напрямок магнітного поля на момент їх утворення. Такі результати мають велике значення при реконструкції палеоумов породоутворення і встановленні історії геологічного розвитку територій. Сьогодні магнітометричні дослідження є одним з провідних методів пошуків металевих і деяких неметалевих корисних копалин.

Важлива роль в геологічних процесах належить також *тепловому режиму* Землі.

Тепловий режим нашої планети визначається двома джерелами тепла. Одним з них служить Сонце, а другим є внутрішня енергія Землі. Земна поверхня отримує теплову енергію від Сонця частина якої поглинається атмосферою, рослинністю та поверхневим шаром земної кори, а частина відбивається назад у світовий простір. Кількість отриманого від Сонця та відбитого Землею тепла залежить від географічної широти. Середньорічна температура у кожній півкулі зменшується від екватора до полюсів. Прогрівання земної кори за рахунок сонячної енергії поширюється на дуже незначну глибину, яка в екваторіальних широтах не перевищує 28-30 м, а в приполярних – складає перші метри. На деякій глибині в земній корі має місце так званий *пояс постійної температури*, яка дорівнює середньорічній температурі даної місце-

вості. Глибина розташування цього поясу також не постійна і змінюється в залежності від географічної широти. В районі екватора вона може складати до 20-30 м, а з наближенням до полюсів поступово зменшуватися до 1-2 м.

Нижче поясу постійних температур основним джерелом теплоти Землі є внутрішня енергія. Вже давно встановлено, що в шахтах, глибоких колодязях та бурових свердловинах спостерігається постійне зростання температури з глибиною, що спричинено тепловим потоком з внутрішніх частин Землі. Тепловий потік вимірюється в калоріях на квадратний сантиметр за секунду (кал/см²с). Значення показника теплового потоку в цілому для планети є змінною величиною. В межах континентів ця величина знаходиться в інтервалі 0,9-1,2 мккал/см²с, збільшуючись до 2-4 мккал/см²с в гірських областях. Згідно з численними даними, її середні значення становлять 1,4-1,5 мккал/см²с. Високі теплові потоки спостерігаються також в районах проявлення сучасного вулканізму – в середньому 3,6 мккал/см²с, а також у таких рифтових зонах як озеро Байкал тепловий потік якого змінюється від 1,2 до 3,4 мккал/см²с. На значних просторах Світового океану величина теплового потоку знаходиться в межах 1,1-1,2 мккал/см²с, зростаючи в районах серединно-океанічних хребтів до 1,8-2,0 мккал/см²с, а в окремих місцях – до 6,7-8,0 мккал/см²с. Така неоднорідність теплового потоку викликана, вірогідно, неоднорідністю внутрішніх процесів, які відбуваються в різних зонах планети.

Одним з джерел внутрішньої теплової енергії є радіогенне тепло, спричинене розпадом радіоактивних елементів таких як ²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th, ⁴⁰K та інші. Вважається також, що другим джерелом внутрішньої теплової енергії є гравітаційна диференціація речовини, яка відбувається здебільшого на межі мантиї та ядра. Не виключається також можливість, що додатковим джерелом внутрішнього тепла планети може бути так зване *припливне тепло*, яке виникає при сповільненні обертання Землі, спричиненому припливною її взаємодією з Місяцем та, в меншій мірі, Сонцем.

Визначення температури в геосферах Землі базується на різних прямих та допоміжних даних. Найбільш точні дані отримані для верхньої частини земної кори, розкритої шахтами та буровими свердловинами до глибини 12,5 км. Вони свідчать про систематичне підвищення температури з глибиною. Збільшення температури в градусах Цельсія на одиницю глибини називають *геотермічним градієнтом*, а інтервал глибини в метрах, на якому температура підвищується на 1 °С, – *геотермічною сходинкою*.

Геотермічний градієнт і, відповідно, геотермічна сходинка в різних місцях земної кулі різні і залежать від геологічної будови земної кори в межах тої або іншої території, а також від характеру теплопровідності гірських порід. Згідно з даними Б. Гутенберга, межі коливань при цьому можуть відрізнятись майже у 25 разів і більше. Наприклад, в штаті Орегон (США) геотермічний градієнт складає 150 °С на 1 км, а геотермічна сходинка 6,67 м. Найменший градієнт зареєстрований в Південній Африці де його величина становить 6 °С на 1 км, геотермічна сходинка при цьому рівна 167 м. В свердловині закладені на Кольському півострові в геологічній будові якого беруть участь древні кристалічні породи, на глибині 11 км температура складала біля 200 °С, що відповідає геотермічній сходинці близько 20 м. Середній геотермічний градієнт, який приймається як еталон, становить 30 °С на 1 км, якому відповідає геотермічна сходинка 33 м.

Зазначений середній градієнт, мабуть, простежується лише до деякої верхньої частини земної кори, а з глибиною він повинен зменшуватися. Про це свідчать самі прості арифметичні перерахунки. При постійній величині градієнта на глибині 100 км повинна складатися 3000 °С. Проте, це розходиться з фактичними даними. Саме на цих глибинах періодично зароджуються магматичні осередки, які є джерелом лави з максимальною температурою 1200-1250 °С. Враховуючи цей своєрідний термометр, можна вирахувати, що на глибині 100 км температура не перевищує 1300-1500 °С, інакше породи мантії були б повністю розплавлені, а це заперечується вільним проходженням в мантії поперечних сейсмічних хвиль. З цього можна зробити висновок, що середній гео-

термічний градієнт властивий лише для відносно невеликої глибини від земної поверхні (20-30 км), а глибше його величина повинна зменшуватися.

Для земної кори розрахунки зміни температур з глибиною базуються, головним чином, на аналізі показників величини теплового потоку, теплопровідності гірських порід, температури лав вулканів тощо. Для глибоких зон мантії та ядра такі дані відсутні і про їх температуру можна судити лише приблизно за результатами математичного моделювання. Допускається, що нижче астеносферного шару температура закономірно зростає при значному зменшенні геотермічного градієнта і збільшенні геотермічної сходинки. Враховуючи, що ядро складається головним чином з заліза, були проведені розрахунки плавлення його на різних глибинах з врахуванням існуючих там тисків. Отримані результати свідчать, що на межі нижньої мантії та ядра температура повинна складати 3700 °С, а в перехідному шарі між зовнішнім та внутрішнім ядрами – 4300 °С, відповідно в межах внутрішнього ядра вона повинна бути ще вищою. Враховуючи зазначене можна припустити, що температура в ядрі Землі знаходиться в межах 4000-5000 °С.

Температура і тиск в середині внутрішніх геосфер прямо пов'язані з агрегативним станом речовини, яка їх складає. Вище зазначалось, що речовина літосфери знаходиться у твердому кристалічному стані, оскільки температура при існуючих тисках тут не досягає точки плавлення (рис. 2.19). Проте сейсмологи вказують на наявність окремих низькошвидкісних лінз, які нагадують астеносферний шар в середині земної кори, і з якими пов'язують корові магматичні процеси.

Речовина мантії Землі, через яку проходять як повздовжні, так і поперечні сейсмічні хвилі, знаходиться в ефективно-твердому стані. При цьому припускається, що низи верхньої та нижньої мантії складені кристалічною речовиною. Проте вважається, що у верхній частині верхньої мантії (астеносферний шар), яка характеризується зниженням швидкостей сейсмічних хвиль, речовина може знаходитися в аморфному склоподібному стані, а частина її (біля 10%) навіть у розплавленому. Перехід від мантії

до ядра супроводжується різким зниженням швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль, а поперечні хвилі, які поширюються тільки у твердому середовищі, тут не спостерігаються, це дає можливість припустити, що речовина зовнішнього ядра знаходиться в рідкому стані, а внутрішнє ядро, за непрямыми даними, є твердим.

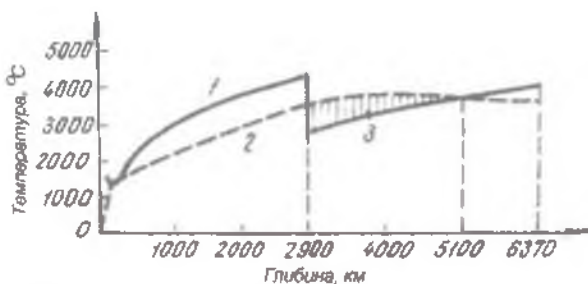


Рис. 2.19. Криві температури Землі та плавлення речовини (за Джекобсом)

1 – крива температури плавлення речовини; 2 – крива температури Землі; 3 – область плавлення.

Речовина Землі, незалежно від її фізичного стану (твердого, рідкого, газоподібного, органічного) складається з **хімічних елементів**. У межах літосфери вони утворюють мінерали, а мінерали, в свою чергу, гірські породи і корисні копалини; в гідросфері – воду та різноманітні водні розчини; в атмосфері – гази; в біосфері – органічні сполуки т.і. Пізнання хімічних особливостей кожної з геосфер та Землі в цілому має велике фундаментальне та прикладне значення. Перше полягає в прогнозуванні геологічних процесів і їх наслідків, а друге – в оцінці перспектив територій на пошуки родовищ корисних копалин (як промислових концентрацій хімічних елементів) та виявленню хімічно забруднених (штучним або природним шляхом) і небезпечних для життєдіяльності людини ділянок земної поверхні, гідросфери або атмосфери.

Наші знання про хімію Землі, про взаємовідношення в її межах хімічних елементів, на великий жаль, дуже скупи і стосуються, здебільшого, біосфери та нижніх частин атмосфери. Відомості

про хімію глибинних горизонтів планети постійно змінюються в залежності від ступеня обґрунтованості тих чи інших гіпотез виникнення та розвитку Землі.

Австрійський геолог В.М.Гольдшмідт, вважаючи, що Земля на початку свого існування знаходилась у розплавленому стані, порівнював процес її остигання до процесу, що відбувається при остиганні рудного розплаву в доменній печі. Тобто знизу накопичується метал, вище – більш легкі сульфідні, а ще вище – легкі силікатні шлаки. Враховуючи також гіпотезу про утворення Землі з метеоритів, В.М.Гольдшмідт прийшов до висновку, що ядро планети і його оболонки за хімічним складом також повинні бути близькими до складу метеоритів. Такої ж думки дотримувалися і послідовники Гольдшмідта, які на основі аналізу складу різних метеоритів, а також експериментальних геохімічних і геофізичних даних дали оцінку валового хімічного складу Землі (табл.2.4).

Таблиця 2.4.

Середній хімічний склад Землі

Елементи	Хімічний склад, % :			
	за В.Романурті і Г.Холлі, 1970	за Р.Еванасі і Е.Андере, 1974	за Дж.Смітом, 1970	за О. Ферманом, 1932
O	30,25	28,5	31,3	28,50
Fe	29,76	35,87	31,7	37,04
Mg	15,69	13,21	13,7	11,03
Si	14,72	14,34	15,1	14,47
S	4,17	1,84	2,91	1,44
Ni	1,65	2,04	1,72	2,96
Ca	1,64	1,93	2,28	1,38
Al	1,32	1,77	1,83	1,22
Na	0,30	—	—	0,52

З наведеної таблиці випливає, що до найпоширеніших хімічних елементів Землі належать O, Fe, Si і Mg, які складають біль-

ще 91% маси Землі. Друге місце за кількісним вмістом у земній речовині належить Ni, S та Al вони займають біля 7% маси земної кулі, а інші елементи періодичної системи Менделєєва користуються підпорядкованим поширенням.

Згідно з сучасними уявленнями про хімічний склад Землі в земній корі переважають оксиди кремнію та алюмінію, речовина верхньої мантії складена здебільшого силікатами заліза та магнію, а в нижній переважають оксиди магнію та заліза. Ядро планети, як це вже неодноразово зазначалось, складено залізом і нікелем з незначними домішками сірки, кремнію та кисню.

Підводячи підсумок короткої характеристики будови та складу Землі, як єдиної природної системи, слід зазначити, що всі охарактеризовані вище геосфери, незважаючи на різний фізичний стан, хімічні та інші властивості, знаходяться в постійній взаємодії. Процеси та явища, які відбуваються в межах однієї сфери, так або інакше спричинені "життєдіяльністю" інших або впливають на їх функціонування. У цьому виражається суть *єдності та взаємодії природних систем*.

Запитання для самоконтролю

1. Яка будова Сонячної системи ?
2. Що таке метеорити, комети і астероїди ?
3. Які планети належать до планет-велитів ?
4. Які форма та розміри Землі ?
5. Які є зовнішні геосфери Землі ?
6. Яка внутрішня будова планети ?
7. Що таке межа Мохоровичича ?
8. Від чого залежить тепловий режим Землі ?
9. Що таке геотермічний градієнт і геотермічна сходина ?
10. Що таке гравітаційне поле Землі і від чого воно залежить ?
11. Як змінюється хімічний склад Землі з глибиною ?
12. Який агрегатний стан речовини внутрішніх геосфер ?

Розділ 3. РЕЧОВИННИЙ СКЛАД І БУДОВА ЗЕМНОЇ КОРИ

Земна кора, як доступніша для вивчення з усіх геосфер Землі, є безпосереднім об'єктом геологічних досліджень. В ній сконцентровані всі види мінеральної сировини необхідної для існування людства, в зв'язку з чим саме ця складова нашої планети вивчена найбільш повно і детально. Окрім того, саме земна кора є основним середовищем техногенного навантаження і з метою запобігання екологічної катастрофи необхідно всебічно вивчити її склад, будову та закони розвитку.

3.1. Речовинний склад земної кори

Земна кора складена різними за походженням групами гірських порід (магматичними, метаморфічними, осадовими), які, в свою чергу, складені мінералами, а останні хімічними елементами. Таким чином, виходячи з концепції ієрархічної організації природної речовини, про склад земної кори можна судити через послідовне вивчення хімічних елементів, мінералів і гірських порід.

3.1.1. Хімічний склад земної кори

Земна кора в хімічному відношенні з усіх внутрішніх геосфер Землі вивчена найбільш детально. Але і в її межах достовірні дані про хімічний склад гірських порід отримані лише для самої верхньої, доступної для спостережень частини материків, тобто до глибини 10-15 км.

Перші відомості про хімічний склад земної кори належать американському вченому Ф. Кларку, який базуючись на результатах 6000 хімічних аналізів різних гірських порід у 1889 році вирахував і опублікував середні вмісти 50 основних хімічних елементів земної кори. Пізніше ці результати уточнювалися багатьма вченими, зокрема, В.І. Вернадським, О.П. Виноградовим, Г.В. Войткевичем, О.Б. Роновим, Р. Тейлером, О.О.Ярошевським та іншими, які не тільки суттєво доповнили знання про хімічний склад земної кори, але й за пропозицією О.Є. Ферсмана ввели поняття *кларків*.

Кларк – це середній вміст хімічного елемента у земній корі. Розрізняють масові (вагові), атомні та об'ємні кларки. Масові кларки – це середні масові вмісти елементів, виражені у відсотках або грамах на тону. Атомні кларки відображають процентну кількість числа атомів, а об'ємні показують, який об'єм породи у відсотках займає даний елемент.

Найпоширенішими хімічними елементами в земній корі, кларки яких перевищують одиницю або близькі до неї, є кисень, кремній, алюміній, залізо, кальцій, натрій, магній, калій та водень. Вони складають більше 98% земної кори, при цьому близько 80% припадає на долю кисню, кремнію та алюмінію (табл. 3.1).

Зазначені вище елементи (окрім водню), а також вуглець, фосфор, хлор та фтор є головними складовими гірських порід, у зв'язку з чим їх називають породоутворюючими, або *петрогенними*. Елементи, які характеризуються незначними кларками, утворюють групу рідкісних або *розсіяних* елементів. Окрім цього

виділяють ще *металогенні* елементи, що складають, головним чином, руди металевих корисних копалин. До них відносяться мідь, свинець, цинк, молібден, ртуть та інші. Проте, існують також елементи, які в природі відіграють подвійну роль: з однієї сторони вони можуть виступати як петрогенні, і входять до основного складу гірських порід, а з другої – утворюють типові сполуки металів як рудогенні. Прикладом їх можуть слугувати залізо, марганець, алюміній та інші.

Таблиця 3.1.

Середній хімічний склад земної кори (хімічні елементи, %)

Елементи	За Ф.В. Кларком (1924)	За О.П. Винаградовим (1962)	За О.О. Ярошевським (1988)
O	49,52	49,13	47,90
Si	25,75	26,00	29,50
Al	7,51	7,45	8,14
Fe	4,70	4,20	4,37
Mg	1,94	2,35	1,79
Ca	3,29	3,25	2,71
Na	2,64	2,40	2,01
K	2,40	2,35	2,40
H	0,88	0,15	0,16

Нерівномірність поширення хімічних елементів у земній корі є однією з особливостей її хімізму. Це також знайшло відображення в періодичній системі Д.І. Менделєєва. Так, кларки перших 30 елементів системи (від водню до цинку), здебільшого, складають цілі і десятки частки відсотків, кларки ж інших елементів лише в поодиноких випадках досягають тисячних часток відсотка.

Наочніше характер поширення хімічних елементів у земній корі виражається напівлогарифмічною кривою О.Є. Ферсмана (рис. 3.1), де на осі абсцис показані порядкові номери елементів періодичної системи, а на осі ординат – логарифми кларків. Як видно з діаграми, значення кларків більшості елементів займають положення поблизу трендової лінії. Ці елементи відносяться до

елементів з *нормальною* поширеністю. Вище середньої кривої знаходяться *надлишкові* елементи, до яких відносяться практично всі петрогенні, а нижче цієї кривої розташовані елементи, які дістали назву *дефіцитних*. Це – благородні гази, берилій, гелій, селен, платиноїди, літій та інші.

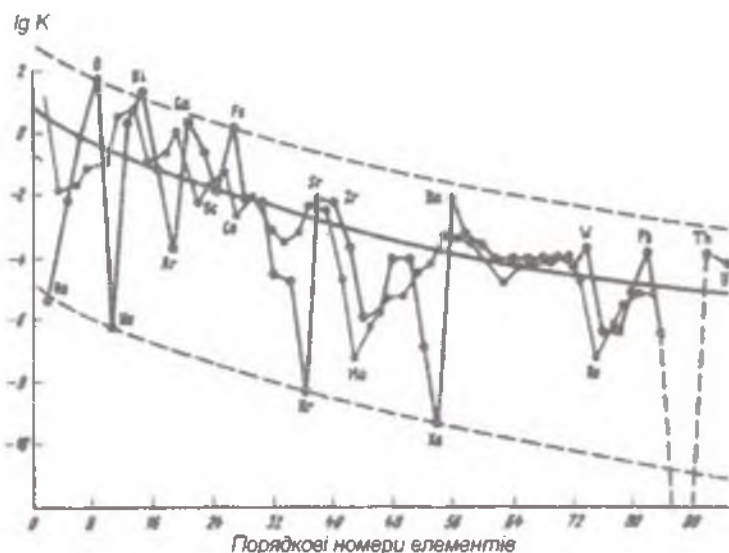


Рис. 3.1. Логарифми кларків хімічних елементів земної кори (за О.Є. Ферсманом)

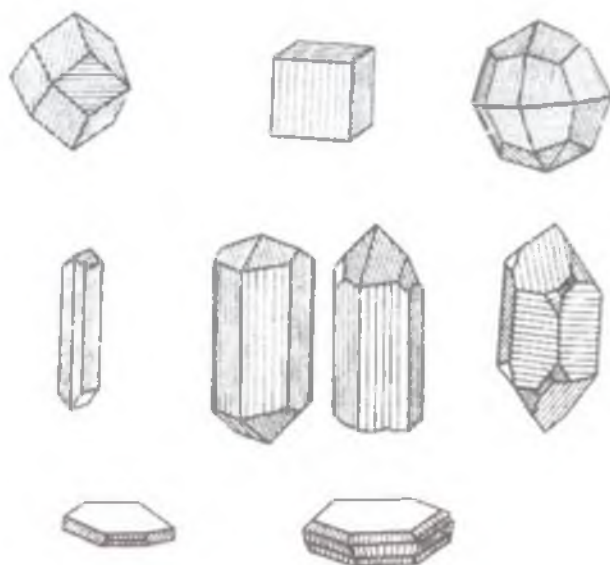
Абсолютна більшість хімічних елементів являють собою групу атомів з різним масовим числом, але з однаковим зарядом, тобто – це *асоціації ізотопів*. В земній корі існує більше 360 ізотопів. Окремі хімічні елементи складаються з декількох ізотопів. Наприклад, олово має десять ізотопів, ксенон – дев'ять, кадмій і телур по вісім. Такі елементи називаються складними. Існують також і прості хімічні елементи, які не мають ізотопів. До них належать залізо, натрій, фосфор, ванадій, марганець, золото та інші, всього 22. Ізотопний склад складних хімічних елементів залежить від їх походження. Так, свинець, до складу якого вхо-

дять чотири ізотопи (Pb^{204} , Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208}), може бути урановим, як продукт розпаду урану з ізотопом Pb^{206} , або торієвим з ізотопом Pb^{204} (продукт розпаду торію).

Помилковим було б вважати, що саме елементи з високими кларками утворюють родовища корисних копалин. В даному випадку основна роль належить не кларковим вмістам, а властивостям того або іншого елемента утворювати значні концентрації. Наприклад такі метали як галій, цезій, берилій з високими кларками не утворюють самостійних родовищ, і навпаки більш рідкісні елементи, такі як вісмут, ртуть, золото, срібло, можуть утворювати промислові концентрації. Це пояснюється тим, що кларкові вмісти хімічних елементів залежать від будови атомного ядра, а властивість елементів утворювати промислові концентрації – від хімічних властивостей атомів і стійкості зв'язків зовнішніх електронів. Тобто у здатності атомів віддавати або приєднувати електрони і, таким чином, утворювати сполуки. Однією з форм існування таких сполук хімічних елементів є мінерали, як наступний рівень організації земної речовини.

3.1.2. Основні мінерали земної кори

Мінералами називаються природні хімічні сполуки або окремі хімічні елементи, які утворилися в результаті фізико-хімічних процесів, що відбуваються в земній корі та на її поверхні. Більшість мінералів знаходяться у кристалічному стані, тобто утворюють кристали, і лише незначна їх кількість – в аморфному (від грец. "аморфос" – безформений). **Кристали**, як багатогранні геометричні тіла бувають самих різноманітних форм, від звичайних правильних кубів до дванадцятигранників (рис. 3.2). За ступенем складності будови кристали діляться на шість груп, або систем, які називаються **сингоніями**. Розрізняють наступні сингонії: кубічну, тетрагональну, гексагональну (яка може бути поділена на гексагональну та тригональну підсингонії), ромбічну, моноклінну і триклінну.

Рис. 3.2. *Форми кристалів*

Форма кристалів залежить від закономірності розташування в просторі елементарних часток – атомів, іонів, молекул. Упорядковане розташування останніх у просторі утворює **структуру кристалів**, або їх **кристалічну (просторову) ґратку**. Характер будови кристалічної ґратки залежить від фізико-хімічних і термодинамічних умов формування мінералу. В різних умовах з однієї і тієї ж речовини можуть утворюватися різні за формою кристали. Так, наприклад, кварц при високих температурах кристалізується в гексагональній підсингонії, а при низьких – в тригональній. Іншим прикладом можуть бути графіт і алмаз, які складаються з одного й того ж хімічного елемента – вуглецю. Проте, графіт є одним з м'яких мінералів і утворює таблитчасті кристали гексагональної сингонії, а алмаз відноситься до кубічної сингонії і є найтвердішим мінералом земної кори. Така різниця фізичних властивостей двох мінералів однакового хімічного складу, спричинена, насамперед, різною будовою кристалічної ґратки (рис.

3.3), тобто різним розташуванням у просторі атомів одного й того ж хімічного елементу, в даному випадку вуглецю.

Причиною такого явища, коли з речовини однакового хімічного складу утворюються різні за будовою кристалічної ґратки, формою кристалів і фізичними властивостями мінерали, є відмінність фізико-хімічних умов їх формування, а саме явище називається **поліморфізмом** (від грец. "поліморфоз" – багатотформений).

В кристалічних ґратках кристалів розташування елементарних часток і характер зв'язку між ними в паралельних напрямках однакові, а в непаралельних різні, що і обумовлює різні їх фізичні властивості (тепло-

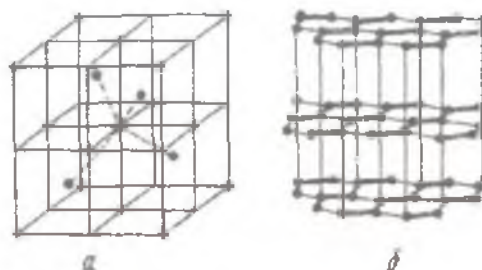


Рис. 3.3. Кристалічні ґратки алмазу (а) і графіту (б)

провідність, електропровідність, твердість тощо) в цих напрямках. Таке явище називається **анізотропією** кристалічної речовини. В аморфних твердих тілах, які характеризуються безладним неупорядкованим розташуванням елементарних часток усі фізичні властивості в усіх напрямках однакові. Такі аморфні мінерали називають **ізотропними**.

В природі мінерали можуть зустрічатися у вигляді окремих кристалів, їх закономірних зростків (двійників) або утворювати скупчення мінеральних зерен, які називаються **мінеральними агрегатами**.

Окремі ізольовані кристали та їх двійники утворюються в сприятливих для росту умовах. Форма та розміри кристалів можуть бути найрізноманітнішими і відображають, як склад і внутрішню будову самого мінералу, так і умови його утворення.

Мінеральні агрегати утворюють друзи, секреції, мигдаліни, жеоди, конкреції (рис. 3.4), ооліти, сталактити та сталагміти. **Друзи** – це скупчення кристалів, які приросли до стінки печери або

тріщини. *Секреції* утворюються в результаті поступового заповнення закритих порожнин мінеральною речовиною, яка відкладається на їх стінках. Вони характеризуються концентричною будовою, яка відображає стадійність їх формування. Великі секреції називаються *жеодами*, а дрібні, розміром до 1,0-1,5 см, що утворилися при застиганні лави під водою – *мигдалінами*.

Конкреції – це тіла відносно правильної сферичної форми, які утворюються в результаті концентрації мінеральної речовини навколо якого-небудь центру кристалізації і характеризуються концентричною або радіально-променевою будовою. Дрібні сферичні утворення концентричної будови називаються *оолітами*. Вони утворюються в результаті кристалізації мінеральної речовини в рухомому водному середовищі.

В результаті просочування підземних вод збагачених мінеральними речовинами на поверхні порожнин, здебільшого печер, також відбувається кристалізація речовини у вигляді різноманітних натічних утворень серед яких найбільш поширеними є сталактити та сталагміти. *Сталактити* – це бурулькоподібні тіла які звисають зі склепінь печер, а *сталагміти* – ростуть догори з дна печер назустріч сталактитам.

В природі найпоширенішими є мінеральні агрегати кристалічної, аморфної або прихованокристалічної будови, які складають товщі порід. Вони утворюються при майже одночасному випаданню з розчинів або розплавів численних мінеральних часточок (зерен). У кристалічних агрегатах мінерали знаходяться в кристалічному стані, але їх зерна мають неправильну форму. В залежності від умов кристалізації розмір зерен змінюється від великих, при повільній кристалізації, до тонкозернистих, коли процес кристалізації відбувається дуже швидко. В жилах кристалічні агрегати здебільшого характеризуються масивною будовою, і окремі зерна, практично, не розрізняються.

Аморфні мінеральні агрегати – це однорідні щільні або земляні маси з характерним матовим, восковим або слабким жирним блиском. Зовні на них дуже схожі прихованокристалічні агрегати і розрізнити їх можна тільки мікроскопічно. Це колоїдні

системи, які складаються з тонкодисперсних кристалічних часток.

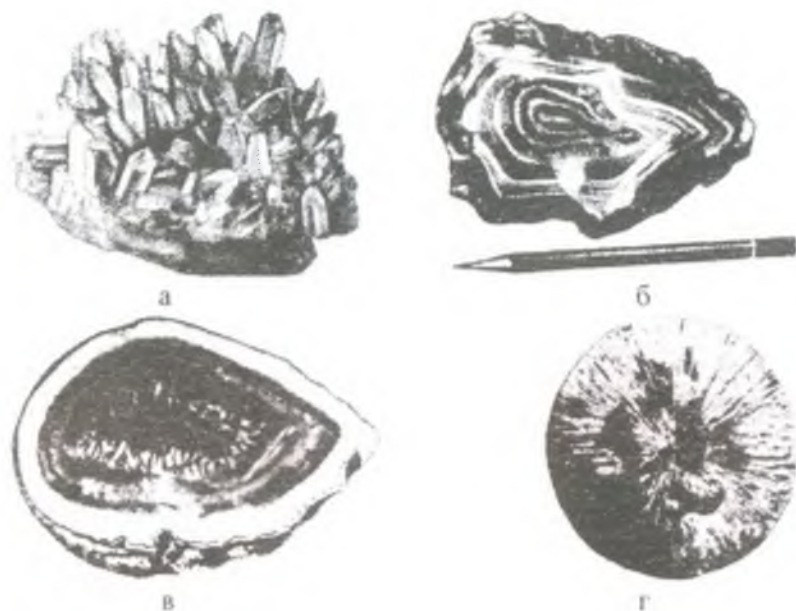


Рис. 3.4. Мінеральні агрегати.

а - друза кристалів кварцу; б - секреція складена з агату та халцедону; в - жєода - складена з зерен кварцу і халцедону; г - конкреція марказиту.

В природі трапляються також мінеральні утворення, які складають не характерні для них форми. Це так звані *псевдоморфози* (від грец. "псевдо" - обманливий). Вони утворюються при хімічних змінах, або при заміщенні раніше існуючих мінералів новими, а також при заповненні порожнин, що утворилися в результаті вилугування яких-небудь мінеральних або органічних включень. Як приклади можна навести псевдоморфози лімоніту по піриту, коли кубічні кристали піриту в результаті певних хімічних перетворень перетворюються в прихованокристалічний лі-

моніт із збереженням форми кристалів, або заміщення опалом деревини.

45 Внутрішня будова мінералів і хімічний склад зумовлюють їх фізичні властивості, які лежать в основі всіх мінералогічних методів досліджень і є першочерговими ознаками при діагностиці (визначенні) мінералів. Загалом фізичні властивості мінералів можна розділити на три групи: **морфологічні**, що характеризують геометричну форму кристалів і, як зазначалось вище, серед яких розрізняють шість сингоній – кубічну, тетрагональну, гексагональну, ромбічну, моноклінну і триклінну; **оптичні**, що включають колір мінералу, забарвлення його порошку, прозорість мінералу та полиск; і **механічні**, до яких належать злам, спайність, і твердість мінералу.

За цими властивостями проводиться макроскопічне визначення мінералів і найбільш об'єктивною діагностика є коли вона проводиться шляхом визначення всіх властивостей.

Колір мінералів залежить від їх хімічного складу, як основного, так і домішок, структури, механічних домішок, а також внутрішньої неоднорідності. В зв'язку з цим один і той же мінерал може мати різне забарвлення, а різні мінерали – однаковий колір. Колір мінералу також може змінюватись завдяки інтерференції світла на поверхні кристалів. Таке явище називається **ізацією** і проявляється у вигляді різнокольорових плям на гранях мінералу.

Для непрозорих і густозабарвлених напівпрозорих мінералів важливою діагностичною ознакою є **колір порошку** мінералу. Він може бути таким самим як і колір мінералу, а може і відрізнятись. Для визначення кольору порошку застосовують фарфорову пластинку, яка називається бісквіт. При проведенні такою пластинкою по шорсткуватій поверхні мінералу на ній залишається риска, колір якої відповідає кольору порошку.

Прозорість, яка характеризується властивістю мінералу пропускати промені світла, залежить від будови та однорідності мінеральних скупчень. За цією ознакою мінерали поділяються на прозорі, що пропускають світло як звичайне скло; непрозорі, які не пропускають світла; напівпрозорі або такі що просвічують по-

дібно до матового скла; такі, що просвічують лише в тонкій пластинці.

Полиск залежить від показника заломлення променів світла в мінералі та від здатності їх відбивати. Розрізняють мінерали з металевим полиском, до яких відносяться здебільшого непрозорі мінерали з темнозбарвленою рисою; полиск металоїдний або напівметалевий, який нагадує полиск потемнілого металу; алмазний, скляний, жирний, перламутровий, шовковистий, восковий та матовий полиски.

Злам визначається характером поверхні по якій розколюється мінерал. Вона може нагадувати поверхню ребристої черепашки, тоді говорять про раковистий злам; може бути нерівною – нерівний злам; може нагадувати скалки – скалкуватий або голчастий злам. Для дрібнозернистих агрегатів здебільшого характерний землистий злам.

Спайність – це властивість кристалічних мінералів розколюватися по рівних поверхнях, що називаються площинами спайності, які відповідають напрямкам найменшого зчеплення часток у кристалічній структурі мінералу. В залежності від того наскільки легко відбувається розщеплення мінералу виділяють такі ступені спайності – дуже досконала, коли мінерал легко розщеплюється на тонкі пластинки; досконала, якщо розщеплення мінералу на тонкі пластинки відбувається під дією певної сили, наприклад удару; середня, коли при ударі мінерал розколюється як по площинах так і нерівному зламу; недосконала, якщо на фоні нерівного зламу рідко спостерігаються сколи по площинах; дуже недосконала, коли завжди утворюється нерівний або раковистий злам. Спайність може бути вираженою в одному, двох, трьох і, рідко, чотирьох напрямках.

Твердість – це властивість мінералу протистояти зовнішній механічній дії. Здебільшого при діагностиці мінералів визначається відносна твердість мінералу шляхом застосування еталонної шкали твердості, яка одержала назву шкали Мооса. Така “шкала твердості” включає десять мінералів, розташованих в порядку збільшення їх твердості (табл. 3.2).

Для визначення твердості мінералів можна також використовувати підручні предмети, твердість яких близька до твердості мінералів – еталонів. Так, твердістю 1 володіє грифель м'якого олівця; 2-2,5 – ніготь, 4 – металевий цвях, 5 – скло, 5,5-6 – сталевий ніж, або голка.

Таблиця 3.2.

Шкала твердості

Мінерал	Твердість
Тальк	1
Гіпс	2
Кальцит	3
Флюорит	4
Апатит	5
Ортоклаз	6
Кварц	7
Топаз	8
Корунд	9
Алмаз	10

Сьогодні відомі понад 2500 природних мінералів, але тільки близько 50 з них є найпоширенішими і утворюють практично всі гірські породи земної кори. Такі мінерали називаються *породоутворюючими*. Інші мінерали в гірських породах зустрічаються у незначних кількостях і їх називають *акцесорними* мінералами (від латин. "акцессоріус" – додатковий).

Сучасна **класифікація мінералів** ґрунтується на їх хімічному складі, кристалічній структурі та генезисі, тобто походженні. До найпоширеніших породоутворюючих мінералів належать мінерали наступних класів: самородних елементів, сульфідів, галогенних сполук, оксидів та гідроксидів, карбонатів, сульфатів, фосфатів і силікатів.

Клас *самородних елементів* об'єднує близько 45 мінералів, складених з одного хімічного елементу. Це такі мінерали як *самородне золото* Au, *срібло* Ag, *мідь* Cu, *платина* Pt, *графіт* C.

алмаз С, сірка S та інші. Вони складають не більше 0,1 вагового % земної кори, а найпоширенішими серед них є графіт та сірка.

Клас *сульфідів* об'єднує мінерали які є сполуками різних елементів з сіркою. Вони, як самородні елементи, займають підпорядковане положення в будові земної кори, але включають низку важливих рудоутворюючих мінералів. Найбільш поширеними серед них є: *пирит* (сірчаний колчедан) FeS_2 , *халькопирит* (мідний колчедан) CuFeS_2 , *галеніт* (свинцевий полиск) PbS , *сфалерит* (цинкова обманка) ZnS , *молібденіт* (молібденовий полиск) MoS_2 і *кновар* (з арабської "кров дракона") HgS та інші.

До класу *галогідних сполук* належать мінерали, які є солями фтористо-, бромисто-, хлористо- та йодистоводневих кислот. Найпоширенішими серед них є хлористі і фтористі сполуки, такі як *галіт* (кухонна сіль) NaCl , *сільвін* KCl , *карналіт* $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ і *флюорит* (плавиковий шпат) CaF_2 .

Клас *оксидів і гідроксидів* об'єднує мінерали, представлені сполуками різних елементів з киснем (оксиди) і з киснем та гідроксильною групою OH (гідроксиди). Мінерали цього класу діляться на дві групи: оксиди та гідроксиди кремнію (група кварцу) і оксиди та гідроксиди металів. Найпоширенішим серед мінералів даного класу є *кварц* SiO_2 . Він складає близько 12 вагових % земної кори і входить до складу майже всіх генетичних типів гірських порід. Гідроксид кремнію представлений мінералом, який називається *опал* ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

Найпоширенішими і основними рудоутворюючими мінералами оксидів і гідроксидів металів є *магнетит* (магнітний залізняк) FeFe_2O_4 , *гематит* (залізний полиск, або червоний залізняк) Fe_2O_3 , *корунд* Al_2O_3 , *хроміт* (хромітовий залізняк) FeCr_2O_4 , *уранініт* (чорний діоксид урану) UO_2 , *лімоніт* (бурий залізняк) $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, який являє собою мінеральний агрегат близьких за складом мінералів *гетиту* FeOOH та *гідрогетиту* $\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$, *гібсит* $\text{Al}(\text{OH})_3$, *діаспор* $\text{AlO}(\text{OH})$ та інші.

Найпоширенішими в земній корі мінералами класу *карбонатів* є *кальцит* (вапнистий шпат) CaCO_3 , прозорий різновид якого називається *ісландським шпатом*, *доломіт* $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, *сидерит* (залізний шпат) FeCO_3 і *магнезит* MgCO_3 .

Серед мінералів класу *фосфатів* найбільше практичне значення мають *апатит* $\text{Ca}_3(\text{F,Cl})[\text{PO}_4]_3$ та близький до нього за хімічним складом прихованокристалічний фосфат кальцію — *фосфорит*.

Клас *сульфатів* об'єднує мінерали, які є солями сірчаної кислоти. Найпоширенішими з них є *гіпс* $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, *ангідрит*, (безводний сульфат кальцію) CaSO_4 , *мірабіліт* (глауберова сіль) $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ *барит* (важкий шпат) BaSO_4 .

Найпоширенішими в земній корі є мінерали класу *силікатів*. Вони складають близько 90 вагових % кори та входять до складу гірських порід усіх типів. Це дуже складні за хімічним складом та внутрішньою будовою мінерали. В основі кристалічної ґратки всіх силікатів лежить іонна чотирьохвалентна група SiO_4 , яка утворює геометричну фігуру, що називається тетраедром (від грец. “тетра” – чотири і “гедра” – грань). Різноманітне поєднання таких тетраедрів (рис. 3.5.) зумовлює структуру силікатів. За характером будови внутрішньої структури всі силікати діляться на острівні, кільцеві, ланцюжкові, стрічкові, шаруваті та карбасні.

Острівні силікати – це мінерали структура яких представлена ізольованими тетраедрами $[\text{SiO}_4]$ з приєднаними до них іонами інших елементів. Найпоширенішим мінералом силікатів цієї групи є *олівін* $(\text{Mg, Fe})_2[\text{SiO}_4]$.

Кільцеві силікати вирізняються тим, що в них кремнекисневі тетраедри з'єднуючись між собою утворюють кільця. Характерними їх представниками є *берил* $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ і *кордієрит* $(\text{Mg, Fe})\text{Al}_3[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$.

Ланцюжкові силікати – це мінерали структура яких нагадує низку безперервних ланцюжків тетраедрів. До них відноситься група *піроксенів* серед яких найпоширенішими мінералами є *гіперстен* $(\text{Mg, Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$, *авгіт* $(\text{Ca, Na})(\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Al, Fe}^{3+})[(\text{Si, Al}_2\text{O}_6)]$ і *діопсид* $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

У *стрічкових силікатах* кремнекисневі тетраедри утворюють відокремлені стрічки, або смужки завдяки поєднанню ланцюжків. До них відноситься група *амфіболів*, характерною особливістю яких є дуже складний та мінливий хімічний склад. Найпо-

ширенішим мінералом цієї групи є *рогова обманка* $(Ca,Na)_2(Mg,Fe^{2+})_4(Al,Fe^{3+})(OH)_2[(Al,Si)_4O_{11}]_2$.

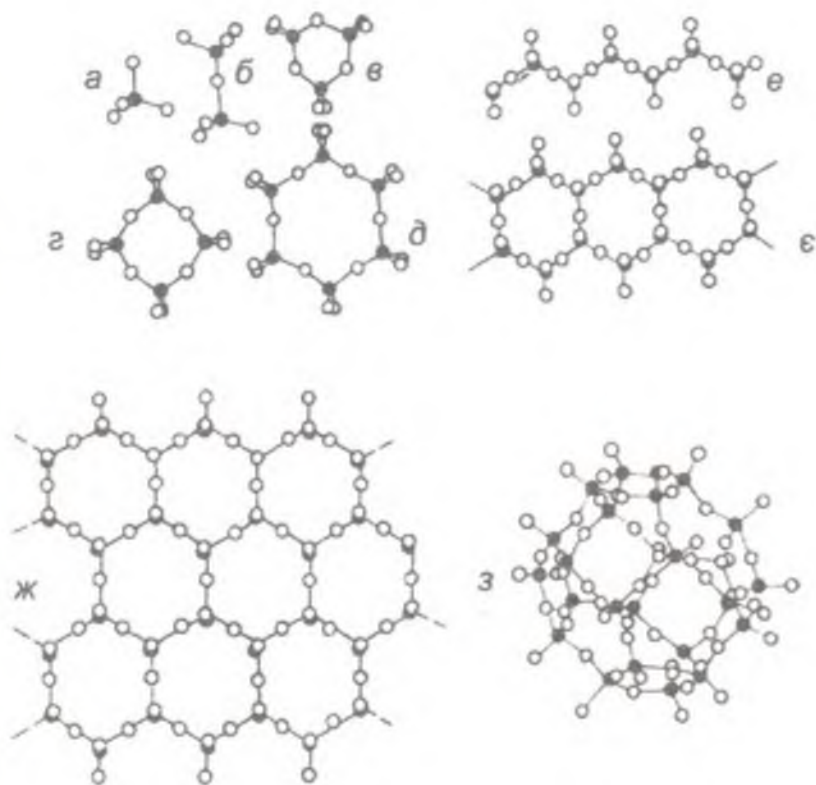


Рис. 3.5. Типи з'єднання кремнекисневих тетрадрів

a – кремнекисневий тетраедр; *б* – подвійний тетраедр; *в* – кільце з трьох тетрадрів; *г* – кільце з чотирьох тетрадрів; *д* – кільце з шести тетрадрів; *е* – ланцюжок; *є* – стрічка; *ж* – лист; *з* – каркас.

Шаруваті, або листові, силікати об'єднують групу мінералів, структура яких зумовлена поєднанням стрічок у один безперервний шар. Серед них найважливішими породоутворюючими мінералами є *слюди*. Найпоширенішими з них є *мусковіт* $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ – калієва безбарвна слюда та її дрібнолуску-

вата відміна – *серицит* з характерним шовковистим полиском, і *біотит* $K(Mg,Fe)_3(OH,F)_2[AlSi_3O_{10}]$ – чорна залізісто-магнезіальна слюда. До цієї групи відносяться також *серпентин* $Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$, *тальк* $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$ і хлорити, які належать до алюмосилікатів Mg і Fe складного мінливого складу.

До шарових силікатів відносяться також глинисті мінерали, які містять гідроксильну групу і нерідко, кристалізаційну та адсорбовану воду. Вони утворюються, здебільшого, при вивітрюванні магматичних і метаморфічних гірських порід, до складу яких входять польові шпати та слюди. Найпоширенішими серед них є *каолінит* $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$, *галуазит* $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10} \cdot 4H_2O]$, *монтморилоніт* $(Mg_3,Al)_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$, *нонтроніт* або *ферримонтморилоніт* $(Fe,Al)_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ і *бейделіт* $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$. Монтморилоніт, бейделіт, нонтроніт та їх відміни складають монтморилонітову групу мінерали якої характерні для кори вивітрювання, а також для ґрунтів.

Гідрослюди – це, свого роду, змінені слюди які є проміжними між слюдами та монтморилонітом. До них відносяться *гідромусковіт* і *гідробіотит*, котрі збагачені H_2O , OH , H_3O . Хімічний склад гідрослюд дуже мінливий і може бути виражений типовою формулою $(K,H_3O)Al_2[(Al,Si)_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$.

Найпоширенішим мінералом групи листових силікатів є *глауконіт* – водний алюмосилікат $(K,Fe,Al)K(Fe,Al,Mg)_3(OH)_2[Al,Si_3O_{10}] \cdot nH_2O$.

Каркасні силікати об'єднують найбільш важливу групу породоутворюючих мінералів, до яких відносяться *польові шпати*. В них кремнекисневі тетраедри з'єднані між собою всіма чотирма вершинами, утворюючи, таким чином, своєрідний каркас.

Польові шпати є одними з найпоширеніших мінералів у земній корі, вони складають близько 50% її маси. Серед мінералів цієї групи виділяються калієво-натрієві польові шпати і вапнисто-натрієві, або плагіоклази. Серед перших найпоширенішим є *ортотлаз* $K[AlSi_3O_8]$. Плагіоклази представлені безперервним рядом ізоморфних мінералів крайніми членами якого є *альбіт* $Na[AlSi_3O_8]$ і *анортит* $Ca[Al_2Si_2O_8]$. Всі проміжні мінерали цього ряду (*олігоклаз*, *андезин*, *лабрадор* і *бітовніт*) являють собою

своєрідне поєднання в різних співвідношеннях альбітових та анортитових молекул. При цьому спостерігається зменшення вмісту в них оксиду кремнію, від альбіту, де він становить 68,8%, до анортиту – 43,28%. У зв'язку з цим плагіоклази поділяються на кислі, до яких відносяться альбіт і олігоклаз, середні – андезин і лабрадор, і основні – бітовніт і анортит.

До каркасних силікатів належать також і мінерали групи *фельшпатоїдів*, які складаються з тих самих хімічних елементів що і польові шпати, але містять менше оксиду кремнію. Найпоширенішим серед мінералів цієї групи є *нефелін* $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$.

Геологічною практикою встановлено, що в природі, особливо в рудних родовищах, поряд утворюються декілька мінералів. Наприклад, кварц і золото на золоторудних родовищах, сфалерит, галеніт, халькопірит, руди срібла на поліметалічних родовищах, алмази і піроп (залізно-глиноземистий гранат) на родовищах алмазів. Це дозволило встановити природні закономірності групування мінералів, які дістали назву *мінеральних парагенезисів* (термін "парагенезис" означає сумісне утворення та знаходження).

Мінеральний парагенезис – це два або більше мінералів які утворились у близьких умовах і так само, як декілька хімічних елементів складають мінерал, група, або парагенезис мінералів утворюють гірські породи.

3.1.3. Гірські породи

Гірські породи – це природні мінеральні агрегати певного складу та будови, які утворюються в земній корі або на її поверхні в результаті різноманітних геологічних процесів. Породи, які складаються з одного мінералу називаються *мономінеральними* (від грец. "моно" – один). Якщо в будові породи беруть участь декілька мінералів вона називається *полімінеральною* (від грец. "поли" – багато).

Будова гірських порід характеризується структурою і текстурою. Під **структурою** розуміють особливості внутрішньої будови

гірської породи, яка визначається станом мінеральної речовини (кристалічна, аморфна, уламкова), розміром і формою мінеральних зерен та їх взаємовідношеннями. Якщо порода повністю складена з кристалічних зерен, виділяють *повнокристалічну* структуру. Якщо в будові породи переважає нерозкристалізована маса, говорять про *аморфну* структуру. Якщо в аморфній масі знаходяться вкраплені кристалічні зерна, структуру називають *порфіровою*. У випадку, якщо крупні кристалічні зерна вкраплені в більш дрібнозернисту, але також кристалічну масу, виділяють *порфіровидну* структуру. Якщо порода складена уламками мінералів, або інших порід говорять, що вона має *уламкову* структуру.

В залежності від розмірів зерен і уламків кристалічна і уламкова структури поділяються на: крупнозернисту, з розміром зерен у поперечнику більше ніж 5 мм; середньозернисту – від 5 до 2 мм; дрібнозернисту – менше 2 мм. У тих випадках коли порода складена з дуже дрібних непомітних для ока зерен, структуру називають *афанітовою*, або *прихованокристалічною*. Якщо порода складена відносно однаковими за розміром зернами говорять про *рівномірнозернисту* структуру, а в протилежному випадку – про *нерівномірнозернисту*.

Під *текстурою* розуміють взаємне розташування в просторі кристалічних зерен і уламків які складають породу, тобто текстура також відображає характер внутрішньої будови породи. Виділяють *щільну, пористу, масивну, шарувату, сланцювату* та інші текстури.

За походженням гірські породи поділяються на три основні петрогенетичні надгрупи: *магматичні*, які утворюються в результаті застигання в земній корі, або на її поверхні силікатного розплаву – магми та лави; *осадові*, що формуються на поверхні земної кори в результаті діяльності різноманітних природних процесів і явищ; *метаморфічні*, які є продуктом переробки в глибинних умовах вже існуючих магматичних, осадових, а також метаморфічних порід під впливом високих тисків, температур, різноманітних рідких і газоподібних флюїдів, що надходять з надр Землі.

3.1.3.1. Магматичні гірські породи

Магматичні гірські породи залежно від хімічного складу і, перш за все, вмісту оксиду кремнію поділяються на чотири групи: **ультраосновні**, у яких вміст SiO_2 не перевищує 45%; **основні**, з вмістом SiO_2 45-52%, **середні**, де вміст SiO_2 коливається в межах 52-65%, і **кислі**, в яких кількість оксиду кремнію більше 65% (табл.3.3).

Таблиця 3.3.
Класифікація магматичних гірських порід

Хімічний тип породи за вмістом SiO_2 %	Інфузивні породи		Ефузивні породи		Головні породоутворюючі мінерали
	абісальні (глибинні)	гітабісальні (приповерхневі)	кайнотипні (незмінені)	Палеотипні (змінені)	
Ультраосновні (45%)	Дуніт, перидотит, піроксеніт, горнблендит		Кімберліт	Коматіт, лікрит	Олівін, піроксени, рідко біотит, рогова обманка
Основні (45-52%)	Габро	Габропорфірит, діабаз	Базальт	Базальтовий порфірит	Основні плагіоклази, піроксени, рідко олівін, біотит, рогова обманка
Середні (52-65%)	Діорит	Діоритпорфір	Андезит	Андезитовий порфірит	Середні плагіоклази, калієвий польовий шпат, рогова обманка, рідко піроксени, біотит
	Сіеніт	Сіенітпорфір	Трахіт	Трахітовий порфірит	

Хімічний тип породи за вмістом SiO ₂ %	Інгузивні породи		Ефузивні породи		Головні породоутворюючі мінерали
	абісальні (глибинні)	іпабісальні (пріповерхневі)	кайнотинні (незмінні)	Палеотинні (змінні)	
Кислі (>65%)	Граніт	Граніт-порфір, аліт, пегматит	Ліпарит (ріоліт)	Ліпаритовий порфір (кварцевий порфір)	Кварц, кислі плагіоклази, калієвий польовий шпат, біотит, рідко мусковіт, рогова обманка, піроксени
	Гранодіорит-порфір	Данит	Дациговий порфірит		
Лужні (близько 55% підвищений вміст K ₂ O, Na ₂ O)	Нефеліновий сієніт	Нефеліносієнітові порфірити і пегматити	Фоноліт	Фонолітовий порфір	Калієвий польовий шпат, лужні піроксени і амфіболи

Породоутворюючими мінералами магматичних порід є мінерали класу силікатів. Це кварц, польові шпати, слюди, амфіболи, піроксени, які в сумі складають близько 93% об'єму порід. У підпорядкованих кількостях (до 1%) тут присутні олівін, фельдшпатоліди та мінерали інших класів. Якщо врахувати хімічний склад зазначених мінералів, неважко здогадатися, що в ультраосновних і основних породах будуть переважати піроксени та олівін, які характеризуються низьким вмістом кремнезему і темним забарвленням, у зв'язку з чим для порід цих груп властиві темні кольори. В складі кислих і середніх порід переважають кварц та польові шпати, що зумовлює їх світле забарвлення. Ця ж закономірність лежить також в основі збільшення щільності порід від кислих, де її величина складає 2,58 г/см³, до ультраосновних, щільність яких досягає 3,4 г/см³.

Залежно від умов при яких відбувається застигання магми, магматичні породи діляться на дві групи: **інгузивні**, які утворилися при застиганні магми на глибині, та **ефузивні**, або **вулканічні**, формування яких відбуваються шляхом застигання магми, що

вилилися на земну поверхню і перетворилася на лаву. Різні фізико-хімічні умови застигання магми на глибині та лави на поверхні земної кори є основною причиною утворення різних за складом і структурно-текстурними особливостями порід, навіть у тому випадку, якщо склад первинної речовини (магми) однаковий, але найбільш чітко це виражається в структурах порід. На глибині при повільному застиганні магми в умовах поступового зниження температури, в присутності летких компонентів, які сприяють кристалізації, утворюються породи з повнокристалічною структурою. При цьому розміри мінеральних зерен залежать від фізичних і хімічних властивостей магми, режиму охолодження і швидкості кристалізації. Коли магма виливається на поверхню, де перетворюється на лаву, вона потрапляє в інші фізико-хімічні умови. Різко падає температура і тиск, втрачаються розчинені в ній гази, що зумовлює її застигання у вигляді аморфної маси з характерною склуватою структурою, або ж утворюється мікрокристалічна маса з афанітовою структурою. Для ефузивних порід характерна також і порфірова структура, зумовлена утворенням у різний час і при різних умовах основної некристалічної маси і порфірових вкrapлень.

Інтрузивні породи, здебільшого характеризуються масивною текстурою для якої властива відсутність впорядкованого орієнтування зерен мінералів. Проте можливе утворення орієнтованих текстур, які відображають рух магми в процесі застигання, а також можуть бути результатом її гравітаційної диференціації. У ефузивних породах орієнтовані текстури зустрічаються частіше. Під час переміщення лави в ній відбувається впорядкування розташування мінеральних зерен, струменів скла і порожнин, що сприяє утворенню флюїдальної кулястої текстури. Для ефузивних порід характерна також пориста текстура, зумовлена виділенням з лави при її застиганні різноманітних газів.

Найпоширенішими в земній корі серед магматичних порід є *кислі породи*, складені кварцем, польовими шпатами, біотитом, роговою обманкою та, рідко, піроксенами. Найбільш широким розвитком з них користуються інтрузивні граніти та гранодіорити і їх ефузивні аналоги – ліпарити (ріоліти) і дацити.

Граніти – це глибинні породи, для яких характерна повнокристалічна, здебільшого середньозерниста, рідше крупно- і дрібнозерниста, структура. Їх породоутворюючими мінералами є кварц (25-35 об'ємн.%), калієві польові шпати (35-40%), кислі плагіоклази (20-25%) і темнобарвні мінерали – біотит, який в окремих відмінах гранітів заміщується мусковітом, рогова обманка і, рідко – піроксени. Якщо вміст кварцу в породі не перевищує 15-25%, а з польових шпатів переважають плагіоклази і збільшується кількість темнобарвних мінералів (особливо рогової обманки), вона називається *гранодіоритом*.

Ліпарити характеризуються порфіровою структурою, де на тлі світлої, здебільшого склуватої, рідше афанітової основної маси, виділяються вкраплення кристалічних зерен польових шпатів, плагіоклазів, кварцу і дуже рідко темнобарвних мінералів (рогової обманки або піроксенів).

Дацити за складом і характером будови подібні до ліпаритів але відрізняються тим, що серед вкраплень переважають зерна кислих плагіоклазів.

Кислі породи зі склуватою структурою, які являють собою однорідну аморфну масу сірого, до чорного, іноді з бурочервоним відтінком забарвлення і з вмістом води до 1% називаються *обсидіанами*, а аналогічні за складом та будовою породи, але з вмістом води 6-10% – *пехштейнами*. Для перших характерний скляний блиск і раковистий злам, а у других блиск смоляний. Якщо склувата порода має пористу текстуру, вона називається *пемзою*. Характерною властивістю пемзи, окрім високої пористості, є дуже низька її щільність – вона плаває на воді.

Найхарактернішими представниками групи *середніх порід* є діорити і андезити.

Діорити – це інтрузивні породи з характерною повнокристалічною структурою і вмістом світлих мінералів 65-70 об'ємн.%. Світло-сіре, зеленувато-сіре забарвлення породи надає середній плагіоклаз, який є основним породоутворюючим мінералом. В незначних кількостях присутні також кварц і ортоклаз. З темнобарвних мінералів переважає рогова обманка, присутні також біотит

і, рідко, піроксени. Якщо кількість кварцу в такій породі становить 5-15% її називають *кварцовим діоритом*.

Андезити – це ефузивні аналоги діоритів. Вони характеризуються порфіровою структурою, де на тлі основної приховано-кристалічної або дуже дрібнозернистої маси, яка містить вулканічне скло, виділяються світло-сірі вкраплення плагіоклазів і чорні – рогової обманки та піроксенів. Для андезитів здебільшого характерні пориста або масивна текстури.

Головними породоутворюючими мінералами *основних порід* є піроксени і основні плагіоклази в тісному парагенетичному зв'язку з якими знаходяться такі рудні мінерали як магнетит, титаномagnetит та інші. Значна кількість кольорових мінералів надає породі темного забарвлення, на тлі якого виділяються світлі вкраплення плагіоклазів. Найпоширенішими в земній корі породами цієї групи є габро і базальти.

Габро – це глибинні породи з повнокристалічною середньо- і грубозернистою структурою. Головними породоутворюючими мінералами є піроксени, які складають 35-50% об'єму породи, рідше присутні рогова обманка та олівін. Світлі мінерали представлені основними плагіоклазами. Відміна габро, яка складена майже повністю основними плагіоклазами називається *анортозитом*. Якщо цим плагіоклазом є лабрадор, то така порода називається *лабрадоритом*.

Базальти – це ефузивні аналоги габро. Вони характеризуються чорним, або темно-сірим забарвленням і афанітовою та порфіровою структурами. На склуватому тлі основної маси виділяються дуже дрібні порфірові вкраплення плагіоклазів, піроксенів і, рідше, олівіну. Структура породи масивна, або пориста. Аналогічні за складом породи, але з дрібнозернистою повнокристалічною структурою називаються *долеритами*.

Ультраосновні породи, які ще називають *гіпербазитами* або *ультрамафітами*, займають підпорядковане місце в складі земної кори. Найпоширенішими представниками цієї групи є дуніти, перидотити та піроксеніти.

Дуніти належать до інтрузивних порід. Вони характеризуються повнокристалічною дрібно- і середньозернистою структу-

рою і складені на 85-100 об'ємн.% олівіном, який надає їм темно-сірого, жовто-зеленого і зеленого забарвлення. В результаті вторинних змін олівін перетворюється на серпентин і магнетит, що зумовлює темно-зелений і чорний колір породи.

Перидотити – це найбільш поширені з ультраосновних глибинних порід утворення. Вони складаються з олівіну, кількість якого коливається в межах від 50 до 70 об'ємн.% і піроксенів. Структура порід повнокристалічна середньо-, крупнозерниста порфіровидна. Забарвлення породи темно-зелене або чорне, що зумовлене кольором олівіну і вторинного серпентину. На цьому тлі виділяються більші вкраплення піроксенів, які добре помітні завдяки скляному блиску на площинах спайності.

Піроксеніти також належать до інтрузивних порід. Для них характерна повнокристалічна крупно- або середньозерниста структура. Головними породоутворюючими мінералами є піроксени, які надають їй зеленувато-чорного та чорного забарвлення. В підпорядкованій кількості (до 10-20 об'ємн.%) присутній олівін. За вмістом оксиду кремнію піроксеніти аналогічні до основних і навіть середніх порід, проте відсутність в них польових шпатів дозволяє відносити їх до ультрамафітів.

Ефузивні аналоги ультраосновних порід, до яких відносяться *пікрити* і *пікритові порфірити*, зустрічаються дуже рідко. За складом це дуже близькі породи. Основними породоутворюючими мінералами пікритів є олівін і піроксени. В незначних кількостях в них присутні рогова обманка, основний плагіоклаз та біотит. Для них характерна зерниста структура. Пікритові порфірити взагалі позбавлені плагіоклазів і характеризуються порфіровидною структурою. В 1968 р. у Південній Африці, на річці Коматі була виявлена своєрідна відміна ультраосновних ефузивів, що дістали назву *коматііти*. Характерною їх ознакою є наявність так званої спініфекс-структури (структури пташиного сліду), зумовленої присутністю агрегатів “скелетних” кристалів олівіну та піроксену на тлі основної афанітової маси. Такі породи також поширені серед древніх верхньоархейських комплексів докембрійських шитів і Українського в тому числі, де є невід'ємною складовою зеленокам'яних комплексів Середнього Придніпров'я.

Більшість із згаданих вище порід відносяться до порід так званого *нормального ряду*, які характеризуються відносно низькими вмістами лугів (K_2O і Na_2O), проте в природі існують також магматичні утворення з підвищеним їх вмістом. Такі породи відносяться до порід *лужного ряду* і найбільш характерними їх представниками є сієніти.

Сієніти – це інтрузивні породи середніх глибин. Їх головними породоутворюючими мінералами є калієві польові шпати, які становлять більше ніж 30 об'ємн.%, кислі плагіоклази, біотит і рогова обманка. У незначних кількостях (до 5 об'ємн.%) присутній кварц. Завдяки наявності калієвих польових шпатів породи характеризуються рожевим або сіро-жовтим забарвленням. Їх структура повнокристалічна середньозерниста або порфіровидна. Сієніти є відносно рідкісними магматичними утвореннями, їх ефузивним аналогом є трахіти.

Трахіти характеризуються порфіровою або трахітовою структурою. Вони складені лужними польовими шпатами, середнім плагіоклазом і кольоровими мінералами серед яких найчастіше присутні біотит і піроксени. На дотик вони шорсткі, що є однією з їх діагностичних ознак.

Другими, відносно широко розповсюдженими, породами лужного ряду є *нефелінові сієніти*, характерною особливістю яких є присутність в їх складі фельдшпатоїдів. Це також інтрузивні утворення середніх глибин, з повнокристалічною, здебільшого крупнокристалічною структурою. Основну їх частину (70 об'ємн.% і більше) складають світлі мінерали, представлені польовими шпатами (ортотлаз, мікроклін, альбіт), і нефелін. З темнobarних присутні біотит, амфіболи і піроксени. Ефузивним аналогом нефелінових сієнітів є фоноліти.

Фоноліти складаються з лужних польових шпатів, фельдшпатоїдів і кольорових мінералів, представлених піроксеном та амфіболом. Структура порід порфірова або афірова. Характерною їх ознакою є те, що від удару молотком вони дзвенять, через що і одержали назву – камінь який дзвенить.

Особливе місце серед магматичних утворень належить *жильним і вулканогенно-уламковим породам*. Перші формуються в

результаті застигання магматичних розплавів у тріщинах. Для таких порід характерна повнокристалічна дрібнозерниста або порфіровидна структура. Трапляються також породи з дуже крупнозернистою структурою, яку називають гігантозернистою. За своїм мінеральним складом жильні утворення можуть відповідати будь-яким кислим магматичним породам. Серед них розрізняють *невідокремлені* (асхістові) жильні породи, тобто такі, які зв'язані з материнською інтрузією, і *відокремлені* (діасхістові), для яких відсутні будь-які зв'язки з магматичним джерелом. Перші за мінеральним складом подібні до глибинних інтрузивних порід, з якими вони зв'язані, і відрізняються лише структурою. Якщо структура дрібно- або мікрозерниста це відображається в назві породи. Наприклад, жильний дрібнозернистий граніт або мікрограніт. Якщо структура жильної породи порфіровидна, до назви відповідної глибинної породи з калієвим польовим шпатом додається слово порфір, для плагіоклазових – порфірит. Наприклад, *граніт-порфіри*, *діорит-порфірити* тощо.

Відокремлені породи у складі яких переважають світлі мінерали називаються *аплітами*, а при перевазі темнобарвлених – *лампрофірами*. Світлі жильні відокремлені породи з крупнозернистою (до гігантозернистої) структурою називаються *пегматитами*. Найбільшим поширенням користуються кислі пегматити, складені з польових шпатів, кварцу і слюд. Характерною їх ознакою є закономірне взаємне проростання кристалів названих мінералів.

Вулканогенно-уламкові, або як їх ще називають *пірокластичні*, породи є результатом накопичення виверженого під час вулканічних вибухів матеріалу. В залежності від розмірів та умов виверження вулкану, викинутий у повітря матеріал розноситься на відстань від декількох метрів до сотень і тисяч кілометрів від місця виверження. Накопичені на поверхні Землі продукти виверження утворюють пухкі скупчення, які залежно від розмірів уламків називаються *вулканічним попелом* (при пилюватих розмірах часток), *вулканічним піском* (якщо їх розмір відповідає піщаній розмірності), *лапілями* (якщо розмір уламків більше від горошини і менше від грецького горіха), або *вулканічними бомбами*

(розмір яких може досягати декількох метрів в поперечнику). Загалом пухкий пірокластичний матеріал називається *тефрою*. Згодом уламки ущільнюються і утворюють міцні породи – *вулканічні туфи*, складені зцементованим вулканічним пошлом або піском, і *агломерати* або *вулканічні брекчії*, що являють собою зцементовані лапілі або вулканічні бомби. Якщо уламковий матеріал зцементований лавою, то такі породи називаються *лавовими брекчіями*.

Магматичні породи, як вже зазначалось раніше, поширені дуже широко. На Україні інтрузивні граніти, гранодіорити, габро складають Коростенський (Житомирська область) і Корсунь-Новомиргородський (південь Черкаської, західна частина Кіровоградської областей) масиви. У Кримських горах інтрузивними породами складені низка мисів серед яких гора Кастель поблизу Алушти, гора Ведмідь та інші. Ефузивні (андезити, ліпарити, базальти), а також вулканогенно-осадові породи (туфи, туфопісковики, вулканічні бомби тощо) беруть участь у будові Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта в Закарпатті, гірського масиву Кара-Даг на Кримському півострові, а також відомі на півночі Волинської та Рівненської областей. Невеликі за розмірами масиви ультраосновних інтрузивних порід (дуніти, перидотити та інші) зустрічаються у Вінницькій, Кіровоградській, Запорізькій, Дніпропетровській областях, а також у Приазов'ї.

Магматичні породи широко застосовуються як будівельні матеріали, проте особливий інтерес вони викликають тим, що з ними пов'язані різноманітні комплекси металевих корисних копалин. Так, до ультраосновних порід приурочені руди платини, заліза, хрому і нікелю; породи основного складу супроводжуються промисловими концентраціями магнетиту, титаномagnetиту, ільменіту, мідних і поліметалічних руд; для середніх порід характерні поклади магнетиту, халькопіриту, золота і інших копалин; кислі породи містять родовища золота, кольорових, рідкісних, радіоактивних металів, а нефелінові сієніти використовуються як руди на алюміній. Окрім того магматичні породи супроводжує також низка цінних неметалевих корисних копалин. Наприклад, в асоціації з ультраосновними породами спостерігаються поклади

тальку і азбесту, з кислими – мусковіту і флюориту, з лужними – нефеліну, апатиту і корунду тощо.

3.1.3.2. Осадові гірські породи

Осадові гірські породи тонким шаром покривають біля 75% поверхні континентів. За своєю природою всі осадові породи поділяються на чотири генетичні групи: уламкові, глинисті, хемогенні і органігенні.

Уламкові породи утворюються в результаті механічного руйнування вже існуючих порід і накопичення уламків. В залежності від величини уламків серед них розрізняють три гранулометричних типи порід: грубоуламкові, або *псефіти* – породи, розмір уламків який перевищує 2 мм в поперечнику, середньоуламкові, або піщані, які ще називають *псаїтани*, розмір уламків яких знаходиться в межах 2-0,05 мм, і дрібноуламкові, або пилуваті породи, складені з уламків розміром від 0,05 до 0,005 мм.

У межах кожного гранулометричного типу породи поділяються за ступенем обкатаності уламків, а також залежно від стану, тобто це або пухкі накопичення, або скріплені цементом (цементовані). Розрізняють цемент сингенетичний, тобто такий, що утворився одночасно з формуванням уламків, і епігенетичний, пізній, який утворився після накопичення самих уламків.

За складом цемент може бути кременістим, залізистим і карбонатним, а за співвідношенням уламків і цементуючого матеріалу він поділяється на наступні типи: базальний, виповнення пор, плівковий і контактний (рис. 3.6).

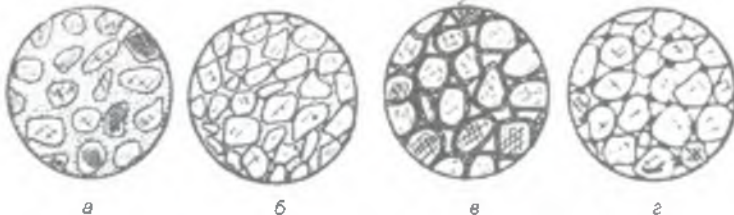


Рис. 3.6. Типи цементації уламкових порід

а базальний цемент, б – цемент виповнення пор, в – плівковий цемент, г – контактний цемент

Базальний цемент – це такий тип цементу, коли уламки не торкаючись один до одного занурені у цементуючу масу, яка складає від 30 до 50% об'єму породи (рис. 3.6, а).

Кількість цементуючої маси при типі цементу *витовнення пор* залежить від об'єму порожнин пор у породі (рис.3.6, б).

Плівковий цемент покриває тонким шаром всі уламки, скріплюючи їх між собою. При цьому частина порожнин пор між зернами може залишатися незаповненою. Кількість цементу в порівнянні з масою уламків не перевищує 10% (рис.3.6, в).

При *контактному типі* цементуючої речовини в породі дуже мало і вона розвинена тільки в місцях дотику уламків (рис.3.6, г), при цьому пори в породі залишаються не заповненими.

До структурних особливостей уламкових порід відноситься також їх *пористість*. Розрізняють пористість грубу, крупну, дрібну та тонку. За походженням виділяють первинну пористість, яка виникає при формуванні самої породи (наприклад, міжзернова пористість), і вторинну, коли вона появляється в уже сформованій породі. Наприклад, у результаті вилугування легкорозчинних мінералів).

Уламки можуть бути представлені як уламками мінералів, так і гірських порід. В залежності від складу всі уламкові породи діляться на мономіктові, олігоміктові та поліміктові. **Мономіктові** породи належать до однорідних порід і складені уламками одного мінералу, здебільшого це є кварц, як найбільш стійкий до руйнування мінерал. **Олігоміктові** породи складені з уламків двох різних мінералів, двох різних порід, або з уламків однієї породи та одного мінералу. При цьому кожний з складових компонентів повинен становити не менше ніж 5-10% об'єму породи. **Поліміктовими** називають породи у складі яких спостерігаються уламки трьох і більше порід, або мінералів. Породи, складені уламками середніх, основних і ультраосновних порід та їх мінералів називаються *грауваками*. У випадку коли до складу породи входять уламки продуктів руйнування гранітів, тобто польові шпати, кварц, кислі плагіоклази і слюди, вони називаються *аркозами*.

Серед *грубоуламкових порід*, в залежності від форми та розмірів уламків, розрізняють брили і валуни, щебінку і гальку, жорству і гравій (табл. 3.4).

Таблиця 3.4.
Класифікація уламкових порід (за Л.Б.Рухніним)

Групи гірських порід	Розмір уламків, мм	Назва порід			
		Шухких		Зцементованих	
		Складених обкатаними уламками	Складених не обкатаними уламками	Складених обкатаними	Складених не обкатаними уламками
Грубоуламкові породи (песфіти)	Крупні >200	Валуни	Брили	Валуни конгломерати	Брилові брекчії
	Середні 200-10	Галечники	Щебінка	Конгломерати	Брекчії
	Дрібні 10-2	Гравій	Жорства	Гравійні конгломерати	
Піщані породи (псаміти)	Грубі 2-1	Піски грубозернисті		Пісковики грубозернисті	
	Крупні 1-0,5	Піски крупнозернисті		Пісковики крупнозернисті	
	Середні 0,5-0,25	Піски середньозернисті		Пісковики середньозернисті	
	Дрібні 0,25-0,1	Піски дрібнозернисті		Пісковики дрібнозернисті	
Алевритові породи (аледрити)	0,1-0,01	Аледрити		Аледроліти	
Глинисті породи (пеліти)	<0,01	Глини		Аргіліти	

Брили і валуни – це уламки розміром більше ніж 200 мм, які відрізняються характером обкатаності. Перші – кутасті, без ознак обкатаності, другі – обкатані, з округленими ребрами та кутами.

Щебінка і галька характеризуються розмірами уламків від 200 до 10 мм, при цьому щебінка – це не обкатані уламки, а галька – уламки які зазнали обкочування. Цементована щебінка називається *брекчією*, а галька – *конгломератом*.

Жорства і гравій представлені уламками, розмір яких знаходиться в межах від 10 мм до 2 мм і відрізняються лише ступенем обкатаності. Уламки жорстви не мають будь-яких ознак обкатаності. Цементованим аналогом жорстви є *жорств'яник*, а цементований гравій утворює породу яка називається *гравеліт*.

До *середньоуламкових порід* відносяться *піски* та *пісковики*. Перші являють собою накопичення незцементованих уламків піщаної розмірності (0,05-2 мм), другі – це ті ж піски, але цементовані. Залежно від величини уламків піски і пісковики діляться на грубо-, крупно-, середньо- і дрібнозернисті. За складом уламків серед них розрізняють мономіктові, олігоміктові, поліміктові відміни, а також аркози і грауваки.

Пухкі *дрібноуламкові породи* представлені уламками розміром від 0,005 до 0,05 мм називаються *алевроїтами*, а цементовані відміни – *алевролітами*.

Глинисті породи належать до найбільш поширених серед групи осадових порід. На них припадає більше 50% від об'єму всіх осадових порід земної кори. Вони, здебільшого складаються з дуже дрібних кристалічних, рідко аморфних зерен глинистих мінералів розміром менше 0,02 мм. Окрім того до їх складу входять також дрібні зерна хлоритів, оксидів і гідроксидів алюмінію, глауконіту, опалу та інших мінералів, які є продуктами хімічного руйнування різних порід. Серед глинистих порід розрізняють *глини*, які легко розмокають у воді і *аргіліти* – сильно ущільнені глини, що втратили властивість розмокати.

У сухому стані глини утворюють міцні агрегати з пелітоморфною (мучнистою) структурою, дрібнопористою текстурою і характерним земляним, або раковистим зломом. Вони вбирають вологу та стають пластичними і водонепроникними. Забарвлення глин різноманітне та залежить від кольору глинистих мінералів і, здебільшого, від домішок. Залежно від властивостей глинистих

мінералів деякі глини при намоканні розбухають і збільшуються в об'ємі.

Окрім суто піщаних, пілуватих і глинистих порід в природі існує низка змішаних утворень, представлених сумішшю часточок різних розмірів і складу. Найпоширенішими серед таких порід є *суглинки*, в яких кількість глинистого матеріалу складає 40-50% об'єму породи, і *супіски*, вміст в яких глинистих часток досягає 20-30%.

Уламкові породи дуже поширені в геологічних розрізах. Найбільше вони використовуються в будівельній галузі, але чисто кварцові відміни пісків є основним джерелом сировини для виготовлення різноманітних скляних виробів. На Україні піски поширені повсюди.

Хемогенні і органогенні породи утворюються в результаті випадання мінеральних солей з розчинів і в результаті життєдіяльності організмів, їх подальшому відмиранні та накопиченні. Хемогенні і органогенні породи, здебільшого, зв'язані одні з одними взаємними поступовими переходами і їх, як правило, розглядають у складі однієї групи.

Структури хемогенних порід визначаються агрегатним станом мінералів які їх складають (кристалічні або аморфні) і розмірами зерен. Розрізняють *яснозернисту* структуру, яка характеризується розміром зерен більше 0,1 мм, *тонкозернисту* з розміром зерен від 0,1 до 0,01 мм, *прихованозернисту* або *пелітоморфну*, коли розмір зерен менше 0,01 мм. Окрім того для деяких хемогенних порід характерна оолітова структура основним елементом якої є ооліти, що виникають при відкладенні мінеральної речовини у вигляді концентричних оболонок навколо мінералу, або уламка черепашки.

Структури органогенних порід відрізняються за відносною кількістю органічних рештків і неорганічної речовини, а також складом цих залишків і приналежністю їх до тих або інших груп. В залежності від походження органічної речовини розрізняють *зоогенні* (у випадку коли органічна речовина представлена залишками представників тваринного світу) і *фітогенні* (коли спостерігаються рослинні залишки) структури.

Породи хомогенно-органогенної групи за хімічним складом діляться на карбонатні, кременисті, галогідні і сульфатні, залізисті, глиноземисті, фосфатні і каустобіоліти.

Карбонатні породи складають близько 14% осадової оболонки земної кори. До найпоширеніших серед них відносяться вапняки, доломіти, мергелі і крейда.

Вапняки належать до мономінеральних порід складених кальцитом. Вони, здебільшого характеризуються білим, світло-жовтим, світло-сірим забарвленням, але завдяки домішкам колір цих порід може змінюватися в дуже широких межах, від світлого до чорного. Серед вапняків розрізняють дві генетичні групи: хомогенні та біогенні.

Хомогенні вапняки утворюються в результаті випадання кальциту хімічним шляхом з води морів, озер і підземних вод. Серед них розрізняють: *пелітоморфні вапняки* складені зі щільної дрібно- і тонкокристалічної маси; *оолітові вапняки*, які являють собою скупчення вапнякових оолітів шаркалупуватої або радіально-променевої будови, зцементованих вапняним цементом; *вапнякові туфи* або *травертини* – дуже пористі породи, складені дрібнокристалічним або прихованокристалічним кальцитом, що утворився в результаті осадження з підземних вод при їх виході на поверхню; *уламкові вапняки*, складені різними за розмірами та ступенем обкатаності уламками вапняків, зцементованих карбонатним цементом.

Біогенні вапняки утворюються з залишків збагачених вапнистою речовиною скелетів організмів, або їх черепашок. Розрізняють *вапняки-черепашкові*, складені майже непошкодженими черепашками, і *детритусові вапняки*, представлені уламками черепашок, зцементованими карбонатним цементом. Окрім того органігенні вапняки діляться ще на цілу низку відмін за систематичною приналежністю органічних решток. Так, наприклад виділяють вапняки коралові, брахіоподові, фузулінові тощо. Іноді органічні рештки бувають дуже дрібними і макроскопічно неможливо визначити їх генетичний тип. Найхарактернішим прикладом таких порід може бути *крейда*, складена в основному з черепашок форамініфер і залишків коклітофорид (вапнистих водоростей).

У вапняках, здебільшого, присутні домішки кремнезему, вуглистої речовини, теригенного матеріалу тощо. До найпоширеніших порід змішаного складу належить *мергель*. Ця порода складена на 25-75 об'ємн.% з кальциту і глинистих часток. За своїм зовнішнім виглядом вона дуже схожа на вапняк, але відрізняється від нього тим, що при реакції з соляною кислотою після висихання на її поверхні утворюється пляма, зумовлена наявністю глинистого матеріалу.

Доломіти складені агрегатами мінералу з аналогічною назвою. Вони дуже схожі на вапняки, але відрізняються від них значно слабшою реакцією з соляною кислотою. Утворюються доломіти, здебільшого, в результаті хімічних змін вапняків, а також шляхом осадження з водних розчинів.

Карбонатні породи широко використовуються в металургії, для виготовлення вогнетривких і будівельних матеріалів тощо. На Україні їх поклади відомі в Донбасі, Кримських горах, а також в західних районах країни.

Кременисті породи складені опалом і халцедоном. Вони, так як і карбонатні породи, також бувають біогенними, хемогенними та змішаного походження.

До біогенних кременистих порід належать *діатоміти* і *радіолярити*, які складаються з дрібних непомітних для ока залишків скелетів діатомових водоростей і радіолярій, скріплених опаловим цементом. Макроскопічно це білі, світло-білі або світло-жовті, дуже легкі (об'ємна маса 0,4-0,85) породи з високою мікропористістю.

Найпоширенішими хемогенними і хемобіогенними кременистими породами є трепели та опоки.

Трепели – це породи, складені дрібними зернами опалу, скріпленими також опаловим цементом. У їх складі переважають опалові шкаралупки діатомових водоростей і залишки кременистих скелетів радіолярій та губок. За зовнішнім виглядом вони не відрізняються від діатомітів.

Опоки, як і трепели, складаються з зернинок опалу і залишків скелетних організмів, що можна виявити тільки мікроскопічно. Макроскопічно це міцні породи білого, сірого до чорного кольо-

ру, з раковистим зламом. При ударі розколюються з характерним дзвінким звуком. Вони легкі, але мають більшу, в порівнянні з трепелами, об'ємну масу (1,1-1,82 г/см³).

На Україні опоки і трепели зустрічаються в межах Львівської, Рівненської, Тернопільської областей, а також на півдні країни і Рівнинному Криму.

Типовими представниками кременистих порід хімічного походження є *гейзерити* і *кременисті туфи*, складені опалом. Це світлобарвні породи з пористою текстурою. Утворюються вони на поверхні, шляхом осадження опалу з води гейзерів і гарячих мінеральних джерел.

До найпоширеніших з групи хомогенних кременистих порід належать *кремені*, складені халцедоном, опалом та глинистими часточками. Здебільшого вони зустрічаються у верствах осадових порід у вигляді конкрецій.

Галоїдні і сульфатні породи утворюються хімічним шляхом в результаті осадження з розчинів. Найпоширенішими серед них є кам'яна сіль, калійно-магнезіальні солі, гіпс і ангідрит.

Кам'яна сіль - це світлозабарвлена повнокристаліна порода, складена агрегатами галіту. Вона утворює верстуваті товщі, в яких перешаровується з іншими, подібними за генезисом, осадовими породами. Легко діагностується за ознаками, характерними для мінералу галіту.

Калійно-магнезіальні солі, здебільшого, зустрічаються в асоціації з кам'яною сіллю. Як і остання, вони характеризуються повнокристалічною будовою, складені з агрегатів сильвіну та епсоміту і характеризуються світло-сірим з червоним та бурим відтінками забарвленням.

Кам'яна і калійна солі на Україні відомі в Карпатському (Калушське родовище калійної солі), Закарпатському (Солотвинське родовище кухонної солі) регіонах, а також на півночі Донбасу (Артемівське і Бахмутське родовища) і в Дніпровсько-Донецькій западині (Сумська і Полтавська області).

Гіпс - це повнокристалічна, здебільшого дрібнозерниста, світлобарвна порода, складена агрегатами однойменного мінералу.

Ангідрит, як і гіпс, також світлобарвна дрібнозерниста порода, складена з агрегатів мінералу тієї ж назви. У більшості випадків зустрічається в асоціації з гіпсом та іншими галоїдами.

В межах території України гіпси і ангідрити поширені у Львівській, Тернопільській, Волинській, Хмельницькій областях, а також в Передкарпатті і Закарпатті.

Залізисті породи осадового походження характеризуються дуже різноманітним складом. Серед них виділяються оксидні, карбонатні, силікатні і сульфідні типи. Найхарактернішим і найпоширенішим представником цієї групи хомогенних порід є *оксидні залізисті породи* або *бурі залізнякаи*. Вони складені з гетиту і гідрогетиту з незначними домішками глинистих мінералів, а також опалу і халцедону. Колір порід темно-бурий або бурувато-жовтий (вохристій). Вони можуть бути пухкими, землистими або щільними. Для останніх характерні оолітова і шкаралупувата структури та масивна, кавернозна і конкреційна текстури.

Бурі залізнякаи є одним з джерел видобутку заліза. На Україні родовища цих корисних копалин поширені в межах Керченського півострова, окрім того вони також утворюють непромислові поклади в Криворізькому залізорудному басейні, Приазов'ї і Придніпров'ї.

До найпоширеніших хомогенних *глиноземистих порід* належать боксити і латерити.

Боксити характеризуються різноманітним зовнішнім виглядом. Вони можуть бути м'якими, пухкими, подібними на глину, щільними з раковистим зламом і дуже нагадувати аргіліти. Проте, на відміну від глин ці породи позбавлені пластичності. Породоутворюючими мінералами цих порід є такі гідроксиди алюмінію як гібсит, беміт і діаспор. У вигляді домішки в них присутні гематит, гетит, гідрогетит, каолініт, шамозит та інші уламкові і вторинні мінерали. Наявність домішок головним чином впливає на колір бокситів. Присутність гідроокислів заліза надає породі червоного, бурого, коричневого, зеленувато-сірого забарвлення, але в природі мають місце також сірі, білі, жовті і майже чорні відміни бокситів. Структура породи здебільшого оолітова і пелі-

това, але можлива також кристалічно-зерниста та уламкова. Текстура виражена слабо і нагадує верстувату.

Латерити належать до наймолодших осадових порід земної кори і формуються в результаті хімічного вивітрювання порід збагачених польовими шпатами, під впливом природних факторів, серед яких значна роль належить спекотному клімату і органічним кислотам. Складені вони каолінітом, гідроксидами заліза та, в підпорядкованій кількості, гібситом і бемітом. Забарвлені латерити в червоний, бурий або жовтий кольори. Структура порід пелітова і кристалічно-зерниста, текстура – слабо виражена верстувата.

Боксити мають велике практичне значення, оскільки є головним джерелом видобутку алюмінію. В межах території України ці породи у непромислових масштабах поширені на Українському щиті і особливо в його південній частині, яка за адміністративним поділом відноситься до півдня Кіровоградської, Дніпропетровської областей, а також північної частини Миколаївської і Херсонської областей.

Фосфатні породи або *фосфорити*, які містять в своєму складі значну кількість фосфатів кальцію за умовами залягання поділяються на два типи: конкреційні і пластові.

Конкреційні фосфорити являють собою скупчення фосфатних конкрецій або жовен у піщано-глинистих, карбонатних та інших осадових породах. Завдяки наявності домішок органічної речовини та глауконіту, конкреційні фосфорити, здебільшого, забарвлені в бурувато-сірі до чорного та зеленого кольори. В залежності від характеру будови серед них розрізняють радіально-променеві та жовноподібні відміни.

Пластові фосфорити залягають у вигляді пластів потужністю від декількох сантиметрів до десятків метрів. За зовнішнім виглядом вони можуть бути схожими на вапняки, пісковики і опоки. Для них характерні псевдоолітова або прихованокристалічна структури, а також наявність домішок карбонатного і теригенного матеріалу.

На території України фосфорити поширені в басейні ріки Дністер у Тернопільській області, на заході Волинської, Рівнен-

ської і Хмельницької областей, де залягають серед карбонатних і теригенних порід, як у вигляді пластів, так і скупчень конкрецій. а також у Дніпровсько-Донецькій западині і в Донбасі.

Каустобіоліти (грец. "каустос" – горючий, "біос" – життя) утворюються з рослинних і тваринних рештків, які зазнали певних перетворень під впливом різноманітних геологічних факторів. Характерною властивістю цих утворень є те, що вони горять. До них відносяться торф, викопне вугілля, горючі сланці, нафта та газ. Торф і викопне вугілля належать до порід ряду вугілля, які являють собою продукти різних стадій розкладу та перетворення рослинних організмів в умовах з незначним доступом кисню, або при його відсутності.

Торф – це відносно пухка порода, представлена землистою, пористою, гумусовою масою жовтого, бурого або чорного кольору, яка складається зі значної кількості рослинних рештків і теригенного матеріалу. Він є результатом неповного розкладання в болотах рослинного матеріалу при участі численних бактерій. Вміст вуглецю в торфах досягає 55-60%.

Викопне вугілля утворюється, здебільшого, при перетворенні деревної рослинності (гумусове вугілля) і значно рідше з водоростей (сапропелеве вугілля). Окрім органічної речовини до складу вугілля входить також теригенний матеріал. За ступенем розкладання органіки і вмістом вуглецю серед викопного вугілля розрізняють наступні відміни: буре вугілля, кам'яне вугілля і антрацит.

Буре вугілля являє собою щільну породу темно-бурого або чорного забарвлення з землистим, рідше раковистим зламом і матовим блиском, колір порошку темно-бурий. У незначних кількостях також присутні нерозкладені рештки рослин. Вміст вуглецю у цій відміні викопного вугілля коливається в межах 60-75%.

Кам'яне вугілля – це результат глибокого процесу перетворення органічної речовини, що підтверджується підвищенням вмісту вуглецю до 90%. Породи виключно чорного кольору, щільніша в порівнянні з бурим вугіллям, злам раковистий, полиск

матовий, колір порошку чорний. Нерозкладені рештки рослин відсутні.

Антрацит – це результат найвищого ступеню переробки вихопного вугілля в умовах високих тисків і температур. Вміст вуглецю в цих породах збільшується до 97%. Макроскопічно - це щільні породи чорного кольору з сіруватим відтінком і сильним металевим блиском. Злам нерівний, раковистий.

Горючі сланці належать до змішаних порід уламкового та органогенного походження. Вони утворюються на дні басейнів при одночасному накопиченні органічної речовини, вміст якої змінюється від 20 до 60 об'ємн.%, і глинистого або вапнисто-глинистого матеріалу. Породи здебільшого сірого, світло-сірого забарвлення, щільні, з раковистим зломом.

На Україні поширені всі відміни охарактеризованих твердих каустобіолітів. Торф'яні родовища широко розвинені на Поліссі, у Волинській, Львівській, Рівненській областях. Буре кам'яне вугілля складає значні за розмірами родовища у Львівській та Волинській області (Львівсько-Волинський вугільний басейн), а також Кіровоградському та Дніпропетровському регіонах. Високоякісне кам'яне вугілля і антрацит складають основу сировинної бази Донбасу.

Нафта належить до рідких каустобіолітів і являє собою рідкий концентрат вуглеводневих продуктів перетворення похованої в осадовій товщі органічної речовини. Складається нафта з вуглеводнів метанового, нафтового і ароматичного рядів з домішками сірчистих, азотистих і кисневих сполук.

Газ, здебільшого, супроводжує нафту у вигляді газової шапки над покладами нафти, або може знаходитися у розчиненому стані в самій нафті. Основною його складовою є метан, вміст якого досягає 95%, присутні також у незначних кількостях CO_2 , N_2 і пара води.

Нафта і газ на Україні локалізуються і трьох нафтогазоносних провінціях: Західній, або Карпатській, яка в адміністративному відношенні об'єднує Івано-Франківську, Закарпатську і Львівську області; Східній, або Дніпровсько-Донецькій, де найбільші запаси цих корисних копалин зосереджені в Чернігівській,

Полтавській і Сумській областях; Південній, або Причорноморській, котра включає південь України і степову частину Криму. Значні поклади нафти і газу виявлено також в акваторіях Чорного та Азовського морів.

3.1.3.3. *Метаморфічні гірські породи*

Метаморфічні гірські породи характеризуються повнокристалічними структурами та орієнтованими текстурами. До останніх відносяться: *сланцювата*, обумовлена взаємно паралельним розташуванням мінеральних зерен призматичної, пластинчастої або лускуватої форми; *гнейсова* і *гнейсоподібна*, характерною властивістю яких є чергування смуг різного мінерального складу; *смугаста* для якої властиве чергування смуг, складених з зерен світло- і темnobарвних мінералів. На перший погляд ці текстури дуже нагадують верстуватість осадових порід, але їх походження пов'язане не з процесом накопичення осадків, а зумовлене перекристалізацією і переорієнтуванням мінеральних зерен в умовах направлено тиску. Іноді сланцюватість, чи гнейсовидність, успадковують первинну шаруватість. У випадках, коли метаморфічна порода є мономінеральна, а мінерал який її складає має відносно ізометричну форму (прикладом яких можуть бути кварц, або кальцит) для неї буде характерна *масивна* текстура.

Метаморфічні породи, які утворилися за рахунок метаморфізму магматичних утворень називаються *ортопородами*, а метаморфіти для яких субстратом (основою) служили осадові породи – *парапородами*. При цьому слід зазначити, що в природі існують однакові за складом і структурно-текстурними властивостями метаморфічні породи, які можуть утворюватися як при метаморфізмі магматичних, так осадових утворень. У такому випадку приставка “орто” або “пара” підкреслюють їх первинну природу. Наприклад, ортогнейс – гнейс, який утворився в процесі метаморфічних перетворень магматичної породи, а парагнейс – це гнейс, субстратом для якого слугували осадові утворення.

Метаморфічні процеси можуть охоплювати значні за розмірами території і в такому випадку говорять про регіональний метаморфізм, але можуть проявлятися і дуже обмежено, що спричиняє локальний метаморфізм. Відповідно і фактори метаморфізму будуть по-різному впливати на перетворення існуючих порід, що призводить до формування різних метаморфічних утворень по однаковому за складом субстрату (табл. 3.5).

В земній корі породи регіонального метаморфізму поширені значно більше в порівнянні з метаморфітами, утвореними в процесі локального проявлення метаморфізму.

Таблиця 3.5.

Найпоширеніші породи регіонального метаморфізму

Вихідні породи	Ступінь метаморфізму		
	Низька	Середня	Висока
Глини, граніти	Глинисті сланці, філіти	Слюдяні сланці	Гнейси
Грауваки, базальти	Хлоритові, талькові, серицитові, серпентинітові та інші сланці	Амфіболіти та епідотові амфіболіти	Грануліти (гнейси з гранатом)
Вапняки	Метаморфізовані вапняки	Мармури	
Кварцові пісковики	Кварцитоподібні пісковики	Кварцити	

При *регіональному метаморфізмі* речовинні і структурно-текстурні зміни в породах відбуваються у діапазоні температур від 300-400 °С до 900-1000 °С і зміні тиску в межах від 3-5 10^8 до 10-15 10^8 Па. При цьому породи різного первинного складу по-різному реагують на зміни фізико-хімічних умов. Метаморфізм простих за хімічним складом порід, таких як наприклад кварцові пісковики або вапняки, полягає тільки у змінах структури і текстури, а сам мінеральний склад майже не змінюється. Кварцові пісковики та інші багаті кремнеземом породи при метаморфізмі

перетворюються у *кварцити*, в яких кварц є основним породоутворюючим мінералом. Вони характеризуються повнокристалічною, здебільшого, дрібнозернистою структурою і масивною текстурою. Колір кварцитів буває найрізноманітнішим, але в природі переважають світлобарвні відміни цих порід.

Карбонатні породи (вапняки, доломіти та інші) в процесі метаморфічних змін перетворюються у *мармури*, які являють собою повнокристалічні мономінеральні агрегати кальциту або доломіту з масивною текстурою.

При метаморфізмі карбонатних залізо-магнезійальних порід, а також основних і, частково, середніх магматичних утворюються, відповідно, *параамфіболіти* і *ортоамфіболіти*. Як перші так і другі, складені, головним чином, з рогової обманки і середнього плагіоклазу та характеризуються повнокристалічною структурою і сланцюватою текстурою. Колір породи, здебільшого, брудно-зелений, сірий з зеленуватим відтінком.

Метаморфічні перетворення глинистих (пелітових) порід в умовах відносно невисоких температур, але при значному орієнтованому тиску, зумовляють утворення *філітів*. Ці породи складені з дрібних кристаликів слюд, характеризуються добре вираженою сланцюватою текстурою і сильним шовковистим блиском на площинах сланцюватості. У випадку коли ступінь метаморфізму підвищується завдяки підвищенню температури і тиску, ці ж первинні породи перетворюються на *серіцит-* і *хлоритвмісні сланці*. Вони завдяки більшому розміру зерен слюд характеризуються повнокристалічними структурами, а текстура залишається сланцюватою. В умовах ще вищих тисків і температур утворюються *кристалічні сланці*. Для них характерні середньо- і крупнокристалічна структури і сланцювата текстура. Найпоширенішими серед них є *слюдисті сланці*, складені кварцем, слюдами та польовими шпатами представленими в підпорядкованих кількостях. Залежно від того, яка слюда переважає розрізняють біотитові, мусковітові і двослюдяні сланці. Якщо у кристалічних сланцях за відсутності переважає рогова обманка, то їх називають роговообманковими. При підвищенні ступеню метаморфізму слюдисті сланці переходять у *парашести*. Вони складені, здебільшого, ква-

рцем, польовими шпатами і слюдами, проте зустрічаються також гнейси у складі яких в підпорядкованих кількостях присутні амфіболи і піроксени. Ці породи характеризуються повнокристалічною середньо- і крупнозернистою структурою і гнейсовою, тобто смугастою, текстурою.

Магматичні породи по мірі зростання ступеню метаморфізму також перетворюються на *ортосланці* і *ортогнейси*. По породах кислого і середнього складу на ранніх стадіях метаморфізму утворюються слюдяні ортосланці, які при зростанні температури і тиску перетворюються на ортогнейси. Метаморфічними аналогами основних порід є *хлоритвісні сланці* у складі яких також присутні тальк, епідот, актиноліт і тремоліт (мінерали класу силікатів). При зростанні ступеня метаморфізму сланці перетворюються в *ортоамфіболіти*. Основними представниками метаморфічних перетворень ультраметаморфічних порід є талькові сланці і *серпентиніти*. Останні складені, в основному з серпентину, що підкреслюється їх зеленим, з різними відтінками, забарвленням. Структура породи прихованокристалічна, текстура масивна.

Особливе місце серед метаморфічних порід належить гранулітам і еклогітам, які утворюються при максимально високих тисках і температурах. При подальшому зростанні температури і активізації флюїдної системи метаморфізм переростає в його найвищу стадію – *ультраметаморфізм*, який супроводжується кремнево-лужним метасоматозом і частковим плавленням.

Грануліти - це породи складені кварцем, польовими шпатами і гранатом. Для них характерна повнокристалічна дрібно- і тонкозерниста структура і гнейсоподібна текстура. *Еклогіти* утворюються при дуже високих тисках. Вони характеризуються масивною текстурою і високою щільністю, яка коливається в межах 3,35-4,2 г/см³. Основними їх породоутворюючими мінералами є гранат і піроксени.

Серед численних порід утворення яких спричинено проявленням *локального метаморфізму* найпоширенішими в земній корі є роговики, скарни і грейзени.

Роговики утворюються в результаті вкорінення магми в глинисті породи, тобто вони є метаморфічними аналогами глинистих

відкладів. Основними факторами метаморфізму при цьому виступають: температура, джерелом якої є магматичний розплав і леткі хімічні елементи, які виділяються з магми. Для роговиків характерні мікрокристалічна структура, сіре до чорного забарвлення і масивна текстура. Їх мінеральний склад залежить від складу первинних порід і температури, але практично завжди в них присутні кварц, польові шпати, амфіболи і піроксени.

Скарни – це продукт зміни карбонатних порід під впливом післямагматичних розчинів. Вони складені, в основному, піроксеном і гранатом. Структура породи повнокристалічна, текстура масивна. Породи, здебільшого темного, бурого, зеленувато-бурого забарвлення. Характерною властивістю скарнів є те, що вони містять домішки магнетиту, сфалериту, галеніту, золота, шеселіту, каситериту, молібденіту та інших рудних мінералів концентрації яких досягають промислових значень в зв'язку з чим скарни мають важливе практичне значення.

Грейзени – це світлозабарвлені, крупнозернисті породи, складені кварцем і мусковітом, що утворюють крупні виділення або дрібнозернисті агрегати, які розвиваються при заміщенні польових шпатів. У вигляді домішок в них можуть бути присутні топаз, турмалін, апатит, флюорит, а також рудні мінерали – молібденіт, каситерит, пірит, арсенопірит та інші. Утворюються грейзени в результаті впливу високотемпературних розчинів на зміщуючі породи кварц-польовошпатового складу. З ними пов'язані родовища олова, вольфраму, молібдену та інших металів.

У межах території України породи регіонального метаморфізму складають Український щит, який простягається смугою шириною понад 400 км, від Полісся до Азовського моря і співпадає з простяганням Придніпровської та Приазовської височин. В адміністративному відношенні він займає території переважно Житомирської, Київської, Вінницької, Черкаської, Кіровоградської, Дніпропетровської, Запорізької областей.

Породи локального метаморфізму поширені на Україні значно менше. Здебільшого вони спостерігаються в районах розвитку магматичних порід, тобто в Кримських горах, Карпатах, де складають незначні за потужністю зони (від перших метрів до пер-

ших десятків метрів), облямовуючи інтрузивні масиви, а також трапляються і серед метаморфічних утворень Українського щита.

Запитання для самоконтролю

1. Які основні хімічні елементи складають земну кору?
2. Які хімічні елементи належать до петрогенних?
3. Що таке мінерали і які властивості для них характерні?
4. За якими ознаками проводить класифікація мінералів?
5. Назвіть основних представників мінералів класів самородних елементів, сульфідів, галогенних сполук, оксидів і гідроксидів, карбонатів, силікатів.
6. Що таке гірська порода?
7. Які основні генетичні групи гірських порід вам відомі?
8. Назвіть основних представників магматичних гірських порід (інтрузивних і ефузивних) кислого, середнього, основного і ультраосновного складу.
9. Які ви знаєте органічні і хемогенні гірські породи?
10. Назвіть основних представників групи метаморфічних порід?

3.2. Будова земної кори

Земна кора -- це тверда верхня оболонка Землі, складена осадовими, магматичними і метаморфічними породами. Кількісні співвідношення різних типів гірських порід у складі кори визначають характер будови самої кори і будови її поверхні. Тобто рельєф Землі та внутрішня будова її кори взаємозв'язані і перед тим як перейти безпосередньо до характеристики складу та будови кори необхідно коротко зупинитися на питанні будови її поверхні.

Основними орографічними складовими поверхні Землі є континенти і океани. В межах перших виділяються рівнини, які включають височини та низовини, і гірські області, представлені сукупністю гірських хребтів з вершинами абсолютні висоти яких

сягають понад 5-8 тис. м. Найвищою вершиною на земній поверхні є гора Джомолунгма, або Еверест висотою 8848 м, яка входить до складу Гімалайської гірської області. Океани також характеризуються нерівномірністю будови поверхні дна. Зі сторони материків і до глибини близько 200 м, поверхня дна океанів називається *шельфом* (рис. 3.6), який переходить у *континентальний схил* підосва котрого досягає глибини 2500-3000 м. Шельф і континентальний схил є своєрідним продовженням материків і разом складають *підводну окраїну материків*, яка змінюється *ложем* океану. Складовими частина ложа океанів є значні за площею *абісальні рівнини*, розташовані на глибинах 4-6 км; *глибоководні жолоби* з глибинами 10-11 км (найглибшим на Землі є Маріанський жолоб у західній частині Тихого океану глибина якого становить 11022 м); *окраїнні моря*, прикладом яких можуть слугувати Охотське, Японське та інші; *острівні дуги*, такі як Курильська, Японська та інші; *серединно-океанічні хребти*, які в межах Землі утворюють планетарну систему через поєднання хребтів усіх океанів.

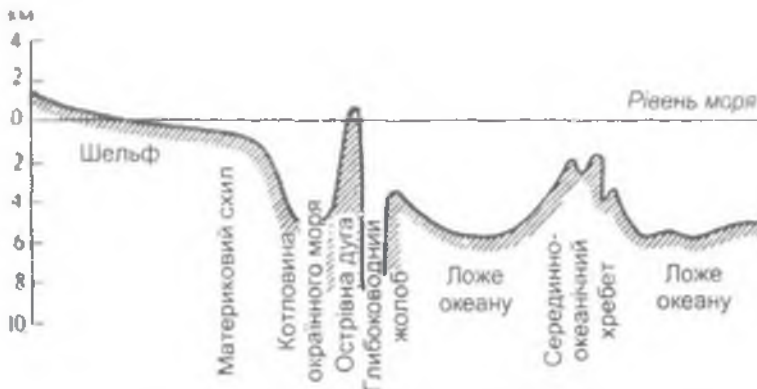


Рис. 3.6. Узагальнений профіль дна океану (за О.К. Леонтьєвим)

Для кожної з названих вище складових частин поверхні Землі характерний свій тип земної кори. Виділяють континентальний, океанічний, субконтинентальний і субокеанічний типи, які відрі-

зняються за потужностями, складом і характером будови (рис. 3.7).

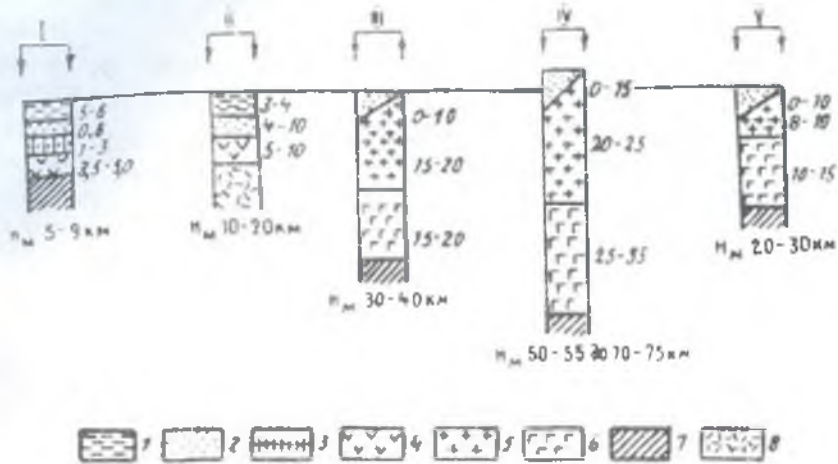


Рис. 3.7. Схема будови різних типів земної кори

I - океанічна кора під ложем океану; II - субокеанічна кора під океанічними западинами; III - континентальна кора під рівнинами; IV - континентальна кора під гірськими областями; V - субконтинентальна кора під островами та узвиштями.

1 - шар води, 2 - осадовий шар, 3 - другий шар океанічної кори з проширками осадових гірських порід, 4 - третій шар океанічної кори, 5 - граніти, 6 - базальтовий (грануліто-базальтовий) шар континентальної кори, 7 - нормальна мантія, 8 - розсілювана мантія.

Континентальна земна кора характеризується потужністю від 20 до 70 км при середній 33-40 км. Величина потужності кори знаходиться в прямій залежності від будови рельєфу континентів. Під рівнинами вона близька до середньої. Максимальна потужність характерна для молодих гірських областей, таких як Гімалаї та Анди, де вона досягає 70-75 км, а мінімальна (20-35 км) встановлена під континентальними западинами типу Угорської і під рифтовими зонами, прикладом яких може бути озеро Байкал. Ко-

континентальна кора характерна також і для підводних окраїн материків. В області шельфу її потужність складає 20-25 км при поступовому зменшенні в сторону континентального схилу, де вона на глибині близько 2,0-2,5 км виклинюється.

Континентальна кора складається з трьох шарів (зверху до низу): осадового, гранітного та базальтового (рис.3.7). Верхній, *осадовий шар* представлений осадовими гірськими породами. Його потужність змінюється від 0 до 5-10 км в межах рівнин, і зростає до 15-20 км в гірських областях. Середня потужність на всіх континентах складає 3 км. Швидкість проходження поздовжніх сейсмічних хвиль в породах даного шару знаходиться в межах 3-5 км/с.

“Гранітний” шар на 50% складений гранітами та на 40% метаморфічними породами низьких і середніх ступенів метаморфізму (переважно гнейсами і сланцями). Близько 10% його об'єму займають інтрузивні породи основного складу. Враховуючи це краще його називати *граніто-гнейсовим* або *граніто-метаморфічним*. Середній хімічний склад порід даного шару близький до складу андезитів і ріолітів. Його потужність змінюється від 10 до 25 км, залежно від загальної потужності земної кори. Під рівнинними областями вона приблизно складає 15-20 км, а в гірських районах – 20-25 км. Швидкість поширення сейсмічних поздовжніх хвиль в породах шару змінюється з глибиною від 5,5 до 6,4 км/с.

“Базальтовий” шар складений інтрузивними породами основного складу (базитами), а також метаморфічними утвореннями високих ступенів метаморфізму (гранулітами) в зв'язку з чим його іноді називають *грануліто-базитовим*. Існує припущення, що в його будові беруть участь еклогіти, а також вкорінені ультраосновні породи типу піроксенітів і перидотитів. Потужність даного шару змінюється від 10-15 до 20 км під рівнинами і від 25 до 35 км – в районах гірських споруд. Швидкість поширення поздовжніх сейсмічних хвиль в його межах складає 6,6-7,2 (7,4) км/с.

Граніто-метаморфічний (“гранітний”) і грануліто-базитовий (“базальтовий”) шари розділені так званою *сейсмічною границею*

Конрада, яка характеризується стрибкоподібним зростанням по-здовжніх сейсмічних хвиль від 6,0 до 6,5 км/с. Довгий час вважалось, що ця межа розділяє "гранітний" і "базальтовий" шари континентальної кори в межах всіх континентів. Проте, детальне вивчення будови кори впродовж останніх десятиліть методами глибинного сейсмічного зондування показало, що границя Конрада фіксується лише на окремих ділянках земної кори. Зараз значною популярністю у дослідників користується чотирьохшарова модель будови земної кори (рис. 3.8).



Рис. 3.8. Швидкісна модель земної кори континентів

1 - осадовий шар, 2 - граніто-гнейсовий шар, 3 - проміжний шар, 4 - грануліто-базитовий шар; 5 - мантія; 6 - напрямок можливого руху окремих блоків; 7 - зони понижених швидкостей; 8 - площадки відбивання сейсмічних хвиль

Згідно з зображеною на рис. 3.8 моделлю, консолідована частина континентальної кори, яка включає граніто-гнейсовий і грануліто-базитовий шари, розділена на три частини (поверхи), що відрізняються швидкостями проходження сейсмічних хвиль. Основними межами консолідованої кристалічної кори є її поверхня, тобто границя між осадовим та граніто-гнейсовим шарами (K₀) і границя Мохоровичича, для якої характерні високі межові швидкості поширення сейсмічних хвиль (7,8-8,3 км/с). Всередині консолідованої кори чітко фіксується три, відмінних за швидкостями

проходження хвиль, поверхні, розділених межами K_1 і K_2 . Перша межа (K_1) проходить на глибині 10-15 км. Швидкість поширення поздовжніх хвиль в шарі, що розташований над нею коливається в діапазоні 5,9-6,3 км/с, а в шарі, який її підстилає – 6,4-6,5 км/с. Межа між проміжним і власне грануліто-базитовим шарами (K_2) виражена більш чітко завдяки вужчому діапазону швидкості поширення сейсмічних хвиль, який становить 6,8-7,0 км/с.

Двом верхнім поверхам властиве розширення речовини. Перший від поверхні поверх, власне граніто-гнейсовий, характеризується шарувато-блоковою структурою. Проміжному поверху, який мало відрізняється від верхнього величинами поширення сейсмічних хвиль, притаманне субгоризонтальне розширення кори. Це підкреслюється наявністю прошарків (пластин) з пониженими швидкостями сейсмічних хвиль (біля 6 км/с), а також аномальних за щільністю тіл і зон з підвищеною електропровідністю. Така неоднорідність проміжного шару за фізичними властивостями дає можливість говорити про нього як про послаблений шар, по якому можливі горизонтальні рухи речовини. Вважається, що верхній шар консолідованої частини кори (граніто-гнейсовий), складений кислими породами, середній, або проміжний – породами середнього складу, а нижній (грануліто-базитовий) – основними. Їх кількісні співвідношення в об'ємі консолідованої континентальної кори В.Ю.Хайн виражає у вигляді співвідношення між базальтами, андезитами і ріолітами як 6:3:1, тобто порід основного складу найбільше, середніх вдвічі менше, а кислих втричі менше від середніх.

Океанічна кора, як і континентальна, також характеризується трьохшаровою будовою, проте вона різко відрізняється від континентального типу як за загальною потужністю, так і за складом. Перша суттєва відмінність полягає у тому, що в розрізі океанічної кори відсутній граніто-гнейсовий шар (див. рис. 3.8), а її потужність змінюється від 5 до 12 км, складаючи в середньому 6-7 км проти 33-40 км континентальної кори.

Перший зверху – це осадовий шар, який складений різноманітними осадами, що знаходяться в пухкому розсипчастому стані. Його потужність змінюється від декількох сот метрів до 1 км.

Швидкість поширення сейсмічних хвиль в цих породах становить 2,0-2,5 км/с.

Другий, середній шар, згідно з даними буріння, складений базальтовими лавами з прошарками карбонатних та кременистих порід. Його потужність змінюється від 1,0 до 3,0 км, а швидкість проходження хвиль – від 3,5 до 4,5 км/с.

Третій, нижній шар за своїми фізичними властивостями належить до високошвидкісного. Швидкість поширення поздовжніх сейсмічних хвиль в його межах становить 6,3-6,5 км/с, а в окремих випадках вона може зростати до 7,0-7,4 км/с. Вважається, що він складений основними (габро) та ультраосновними (піроксеніти) породами, а також ортоамфіболітами. Потужність даного шару, за сейсмічними даними, змінюється від 3,5 до 5,0 км.

Субконтинентальний тип земної кори за будовою аналогічний континентальному. Його виділення було продиктоване нечітким проявленням у межах континентів границі Конрада. Цей тип кори пов'язують з острівними дугами (Курильська, Алеутська та інші) і окраїнами материків. Згідно з результатами проведення глибинного сейсмічного зондування в межах Курильських островів, верхній шар субконтинентальної кори складений осадово-вулканогенними відкладами. Його потужність змінюється від 0,5 до 5 км. Нижче знаходиться другий – острівнодужний граніто-гнейсовий (граніто-метаморфічний) шар, потужність якого змінюється від 5 до 10 км. Швидкість поширення сейсмічних хвиль в його межах становить 5,7-6,3 км/с. Третій, грануліто-базитовий, або базальтовий шар з швидкістю сейсмічних хвиль 6,8-7,4 км/с, залягає на глибинах 8-15 км і характеризується змінною потужністю від 10 до 15 км.

Субокеанічний тип земної кори приурочений до улоговинних частин окраїнних та внутрішньоконтинентальних морів з глибиною понад 2 км. За складом він схожий на океанічний, але відрізняється від останнього потужнішим осадовим шаром (до 10 і більше км), який залягає на високошвидкісному (габро-піроксенітовому) шарі, тобто тут відсутній океанічний шар для якого, як зазначалося вище, характерна асоціація базальтових лав і осадових порід. Сумарна потужність земної кори субокеанічно-

го типу становить 10-20 км. Місцями вона досягає 25-30 км за рахунок збільшення потужності осадового шару.

Своєрідна будова земної кори спостерігається в центральних рифтових зонах серединно-океанічних хребтів, таких як Середино-Атлантичний, Тихоокеанський та інші. Тут під другим океанічним шаром залягають утворення, які характеризуються швидкостями проходження сейсмічних хвиль 7,4-7,8 км/с. Вважається, що це своєрідні виступи аномально розігрітої мантії або суміш корового та мантіяного матеріалу.

Територія України знаходиться в межах поширення кори континентального типу. При цьому спостерігається чітка закономірність між потужністю кори, глибиною залягання її консолідованої частини (фундаменту), тобто граніто-гнейсового і грануліто-базитового шарів, і будовою рельєфу території (рис. 3.9). Так, у Карпатському регіоні потужність кори змінюється від 45 до 55 км, досягаючи максимальних значень під високогірними хребтами. В межах Волино-Подільської височини вона зменшується до 40-45 км. Під Українським щитом, який займає територію Придніпровської та Приазовської височин, потужність кори знову зростає до 45-50 км, а в районі Канева вона досягає 52 км, що спричинено зануренням у цьому регіоні поверхні Мохоровичича на глибину більше ніж 55 км. В центральній частині Придніпровської низовини, де розташована Дніпровсько-Донецька западина, потужність кори зменшується до 35 – 40 км, а під Донецьким кряжем вона дещо зростає до 40 – 45 км. На півдні України під Причорноморською низовиною її потужність знаходиться в межах 25-35 км. В акваторії Чорного моря спостерігається зменшення потужності кори зі сходу на захід від 25-30 до 15-20 км.

В розрізі земної кори на території України, окрім верхнього осадового шару, виділяється ще п'ять шарів, які відрізняються за складом порід, швидкостями поширення сейсмічних хвиль і складають консолідовану частину кори.

Перший зверху шар складений в основному метаморфізованими осадовими породами швидкості поширення в яких сейсмічних хвиль коливаються в межах від 6,0 до 6,2 км/с. В будові шару основна роль належить парасланцям і парагнейсам.



Рис. 3.9. Схема залежності потужності земної кори від рельєфу території України (побудована з використанням даних О. В. Чекунова)

Потужності: 1 – менше 20 км; 2 – 20-25 км; 3 – 25-30 км; 4 – 30-35 км; 5 – 35-40 км; 6 – 40-45 км; 7 – 45-50 км; 8 – 50-55 км; 9 – більше 55 км.

Елементи рельєфу (цифри в кружечках): 1 – Карпати; 2 – Волино-Подільська височина; 3 – Придніпровська височина; 4 – Приазовська височина; 5 – Придніпровська низовина; 6 – Донецький кряж; 7 – відроги Середньоруської височини; 8 – Причорноморська низовина; 10 – Гірський Крим.

Другий шар представляють метаморфізовані вулканогенно-осадові відклади, серед яких переважають ортогнейси та ортосланці кислого і середнього складу (дацити, андезити і ріоліти). Швидкість поширення сейсмічних хвиль в породах цього шару становить 6,2-6,4 км/с.

Третій шар складений високометаморфізованими осадово-вулканогенними породами зі швидкістю поширення сейсмічних хвиль 6,4-6,6 км/с. Це здебільшого парагнейси і параамфіболіти з підпорядкованою кількістю ортопорід.

Для *четвертого* шару характерні швидкості поширення сейсмічних хвиль від 6,6 до 6,8 км/с. у його складі присутні породи гранулітової і еклогітової фації метаморфізму.

П'ятий шар відрізняється від попередніх основним складом порід, які його складають, і різким зростанням швидкостей поширення сейсмічних хвиль від 6,8 до 7,4 км/с, що відповідає швидкостям у "базальтовому" (грануліто-базитовому) шарі. Звертає увагу на себе те, що між четвертим та п'ятим шарами зростання швидкостей поширення сейсмічних хвиль відбувається поступово, тобто так звана межа Конрада під територією України виражена не чітко, а четвертий шар можна вважати за перехідний між "базальтовим" (грануліто-базитовим) і "гранітним" (граніто-гнейсовим), який об'єднує третій, другий і перший.

В акваторії Чорного моря, яке належить до внутрішньоконтинентальних улоговинних морів, кора характеризується рисами кори субокеанічного типу. Тут відсутній "гранітний" шар і кора представлена осадовим та "базальтовим" шарами (рис. 3.10).

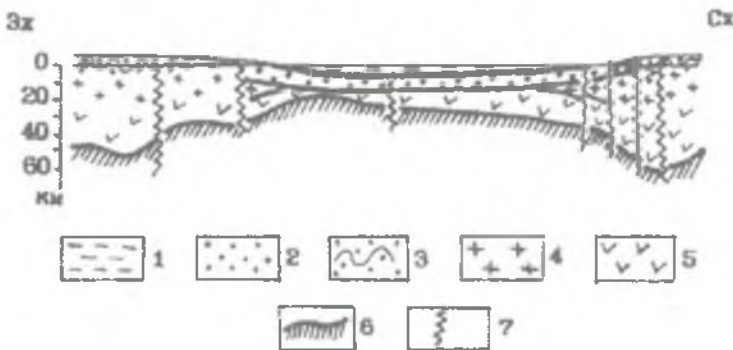


Рис. 3.10. Схематичний розріз земної кори в акваторії Чорного моря (за О.В. Чекуновим)

1 – шар води Чорного моря; 2 – осадовий шар; 3 – інтенсивно змінювані породи осадового шару; 4 – "гранітний" шар; 5 – "базальтовий" шар; 6 – поверхня Махоровичича; 7 – глибинні розломи

З наведеного впливає, що за характером будови земна кора під територією України відповідає типовій моделі кори континен-

нтового типу з ознаками переходу до субокеанічної кори під водами Чорного моря.

Запитання для самоконтролю

1. Які є типи земної кори ?
2. В чому полягає відмінність між корою континентального і океанічного типів ?
3. Як змінюється потужність земної кори від характеру будови її поверхні ?
4. Охарактеризуйте будову континентального типу земної кори.
5. Який тип властивий для земної кори під територією України ?
6. Що таке "гранітний" шар і які швидкості поширення сейсмічних хвиль для нього характерні ?
7. Що таке "гранітний шар Коппа" ?
8. Які швидкості поширення сейсмічних хвиль властиві породам "базальтового" шару ?
9. Як змінюється потужність океанічної кори в межах акваторій океанів ?
10. Що таке субокеанічний і субконтинентальний типи кори і для яких ділянок земної поверхні вони характерні ?