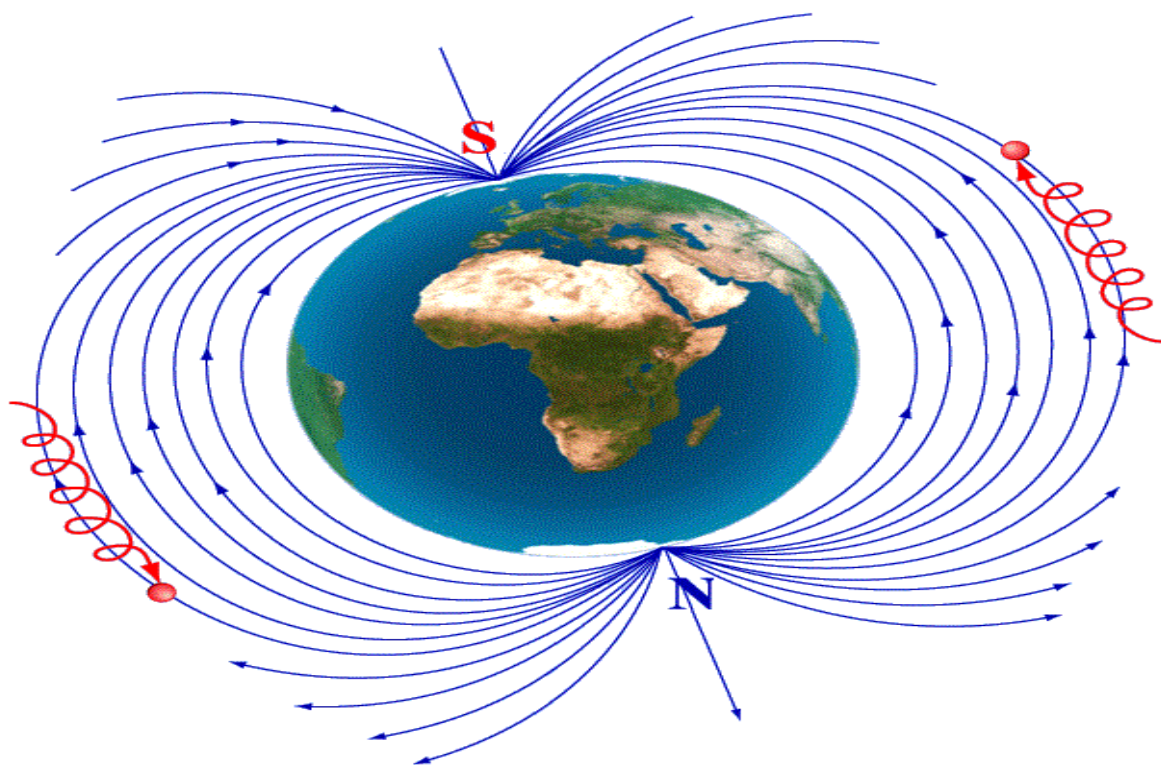


С.С. Авогін, Т.Г. Ткаченко

# ГЕОФІЗИКА



Харків – 2021

## Зміст

<b>Вступ</b>	5
1. Фундаментальні взаємодії в природі	6
2. Фізичні та геофізичні поля та їх характеристики	10
2.1. Напруженість і потенціал фізичних полів	11
2.2. Геофізичні поля	12
3. Земля – планета Сонячної системи	13
3.1. Гіпотези про утворення і будову Землі	13
3.2. Параметри Землі та їх геофізичні наслідки	17
4. Геологічна і стратиграфічна шкали	19
4.1 Вік Землі та методи його визначення	19
4.2. Дослідження історії Землі	19
5. Обертання Землі навколо Сонця та своєї осі	23
5.1. Період обертання навколо осі	25
5.2. Відцентрова сила інерції	25
5.3. Сила Коріоліса	26
6. Гравітаційне поле Землі	29
7. Магнітні поля Землі	33
7.1. Геомагнітне поле Землі	33
7.2. Магнітні полюси Землі	36
7.3. Аномалії магнітного поля Землі	39
8. Електричне поле Землі	40
8.1. Напруженість і потенціал електричного поля Землі	40
8.2. Розподіл потенціалу в атмосфері Землі	43
8.3. Характеристики атмосферної електрики	44
8.4. Сонячний вітер	44
9. Температурне поле Землі	48
9.1. Складові теплового балансу Землі	48
9.2. Внутрішні джерела тепла Землі	49
9.3. Визначення теплових потоків для вивчення літосфери	50
9.4. Географічні теплові машини	51
10. Дослідження внутрішньої будови Землі та земної кори	52
10.1. Сейсмічний метод дослідження внутрішньої будови Землі	52
10.2. Сейсмічна модель внутрішньої будови Землі	54
11. Склад, будова і властивості внутрішніх геосфер	58
11.1. Будова земної кори	58
11.2. Гранітний та базальтовий шари	60
11.3. Мантія й астеносфера	60

11.4. Будова земного ядра	62
12. Геологічні процеси внутрішньої динаміки	63
12.1. Тектонічні рухи земної кори	64
12.2. Головні структурні елементи земної кори	65
12.3. Землетруси та їх класифікація	68
13. Геологічні процеси зовнішньої динаміки	74
13.1. Вивітрювання як рельєфоутворювальний процес	74
13.2. Види кори вивітрювання	75
13.3. Роль водотоків у формуванні рельєфу	79
13.4. Форми рельєфу, що виникають під дією постійних водотоків	79
13.5. Форми рельєфу, що виникають під дією тимчасових водотоків	80
14. Загальна характеристика рельєфу земної кори	82
14.1. Розподіл води на земній кулі	82
14.2. Рельєф земної поверхні	84
14.3. Процеси гороутворення	85
14.4. Рельєф дна морів та океанів	86
14.5. Гіпсографічна крива та її побудова	87
15. Закономірності розподілу ґрунтового покриву	88
15.1. Географія ґрунтів	88
15.2. Ґрунтово-географічне районування	90
15.3. Закономірності поширення ґрунтів в Україні	92
16. Геологічні карти	93
16.1. Геологічні розрізи	94
16.2. Стратиграфічна колонка	94
Рекомендована література	96

---

## ВСТУП

Завдання курсу «Геофізика» – навчити здобувачів напряду підготовки 103 «Науки про Землю» денної та заочної форми навчання досліджувати природні геологічні, інженерно-геологічні процеси з погляду фізичних законів.

Геофізика – наука, що вивчає будову Землі за допомогою дослідження природних і штучних фізичних полів. Геофізика межує з природничими і точними науками (математикою, фізикою, хімією, географією, геологією, астрономією). Вона використовує досягнення фундаментальних наук і таких науково-прикладних дисциплін, як геодезія, геодинаміка, інформатика, електроніка й автоматика, космонавтика, ставлячи перед ними чимало завдань теоретичного і прикладного характеру.

У курсі «Геофізика» здобувачі вивчають основні фізико-географічні об'єкти Землі природного і штучного походження. До природних фізико-географічних об'єктів належать океани, моря, затоки, протоки, материки, острови, миси, півострови, низовини, височини, плоскогір'я, гори, вулкани, річки, озера і пустелі. Штучними фізико-географічними об'єктами є водосховища і канали. Знання основних фізико-географічних об'єктів важливі під час аналізу синоптичних карт, основними об'єктами яких є атмосферні фронти, циклони й антициклони, повітряні маси тощо.

Атмосферні процеси охоплюють території, співмірні за площею з материками й океанами, тому необхідно знати місця розташування фізико-географічних об'єктів у глобальному масштабі. Отримані знання дозволять здобувачам правильно описувати фізико-географічні умови різних частин світу і пересування синоптичних об'єктів, урахувавши вплив орографічних особливостей територій. Зміни фізичних, механічних, петрофізичних властивостей у надрах, на поверхні Землі, у космосі зумовлено фундаментальними взаємодіями та впливом геофізичних полів.

## 1. ФУНДАМЕНТАЛЬНІ ВЗАЄМОДІЇ В ПРИРОДІ

Усі фізичні явища та процеси в природі зумовлені чотирма типами фундаментальних сил, або взаємодій: гравітаційною, електромагнітною, слабкою та сильною (ядерною).

**Сильна взаємодія** відповідає за утримання протонів і нейтронів в атомному ядрі. Якби її не було, то ядра розпадалися б через електричне відштовхування протонів. Сильна взаємодія не підлягає закону зворотної пропорційності до квадрата відстані. Вона швидко зменшується до нуля за межами ефективної області радіусом близько  $10^{-15}$  м. Протони і нейтрони складаються з дрібніших частинок, тому всередині них теж існує дуже сильна взаємодія. Взаємодія між нуклонами – це відбиття взаємодії всередині самих нуклонів.

**Слабка взаємодія** відповідає за ряд ядерних процесів, таких як перетворення нейтронів у протони під час  $\beta$ -розпаду. Слабка взаємодія сильніше виявляється в перетворенні частинок, ніж у їхньому русі.

**Гравітаційна взаємодія** відповідає за силовий взаємозв'язок між будь-якими двома тілами, унаслідок якого відбувається їхнє взаємне притягання. Фізичне поле цієї взаємодії має назву **гравітаційне**. Сила гравітації діє між усіма матеріальними тілами у Всесвіті, наприклад, між зірками і планетами, її описують законом всесвітнього тяжіння Ньютона. Згідно із законом усесвітнього тяжіння гравітаційна сила прямо пропорційна до маси тіл  $m_1$  і  $m_2$  та обернено пропорційна до квадрата відстані  $R$  між ними. Дві точкові маси притягують одна одну із силою, направленою вздовж прямої, яка їх з'єднує:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{R^2}, \quad (1.1)$$

де  $G$  – універсальна гравітаційна стала. Якщо  $m_1$  і  $m_2$  – однакові маси, наприклад, по 1 кг, відстань – 1 м, тоді сила притягання між ними дорівнюватиме  $6,7 \cdot 10^{-11}$  Н. Універсальність гравітаційної сталої означає, що величина  $G$  поряд з іншими фундаментальними сталими є важливою і визначає структуру гравітаційних систем.

Закон унесвітнього тяжіння має універсальний характер, оскільки притягання, або тяжіння, характерне для всіх тіл і вільно проникає через небесні тіла. Основними елементами гравітаційного поля Землі, які можна виміряти, є прискорення вільного падіння та друга похідна потенціалу сили тяжіння. За цими даними визначають, насамперед, форму Землі, що є важливим у геології та безпосередньо впливає на геологічні процеси, пов'язані з дією фізичних явищ і процесів. Елементи гравітаційного поля Землі також широко використовують у гравітаційній розвідці, навігації, метеорології тощо. На одиницю точкової маси, пов'язаною із Землею, одночасно діють три сили, геометричну суму яких, або їхню рівнодійну, називають **силою тяжіння**:

$$F_{\text{тяж}} = F_g + F_{\text{в}} + F_n, \quad (1.2)$$

де  $F_g$  – сила притягання між точкою та всією масою Землі;  $F_{\text{в}}$  – відцентрова сила, що виникає внаслідок добового руху Землі навколо своєї осі;  $F_n$  – сила притягання небесних тіл.

Числове значення і напрям  $F_n$  безперервно змінюється (через зміну взаємного положення Землі та небесних тіл). Це призводить до приливних змін сили тяжіння. Гравітаційна сила визначається розподілом мас у тілі Землі та її формою. Якщо в першому наближенні прийняти Землю як кулю, складену з концентричних шарів сталої густини, то сила  $F_g$  буде направлена до центру Землі. Її визначають за формулою:

$$F_g = G \frac{Mm_i}{R^2}, \quad (1.3)$$

де  $M$  та  $m_i$  – відповідно маса Землі та  $i$ -ї точки;  $R$  – відстань від центру Землі до  $i$ -ї точки. Для реальної Землі значення сили  $F_g$  відрізнятиметься від значення, обчисленого за формулою (1.3). Відцентрова сила  $F_{\text{в}}$  направлена по радіусу малого кола, за яким відбувається обертання Землі. Її визначають за формулою:

$$F_{\text{в}} = m_i \omega^2 R, \quad (1.4)$$

де  $\omega$  – кутова швидкість обертання Землі;  $R$  – відстань від осі обертання до  $i$ -ї точки.

Максимуму відцентрова сила досягає на екваторі, де її напрям є протилежним до напрямку сили тяжіння  $F_{\text{тяж}}$ . Відцентрова сила

прагне зменшити силу тяжіння. Якщо прийняти масу точки, що притягується, за одиницю (1 кг), то сила тяжіння чисельно дорівнюватиме прискоренню вільного падіння  $g$ :

$$g = G \frac{M}{R^2}. \quad (1.5)$$

Замість терміна «*прискорення вільного падіння*» часто використовують словосполучення «*сила тяжіння*». Ця сила утримує тіла і предмети на поверхні Землі. У системі СІ прискорення  $g$  вимірюють у  $м/с^2$ . Унаслідок сплюсненості Землі прискорення вільного падіння на екваторі є меншим, ніж на полюсах. Середнім стандартним значенням прискорення вільного падіння для виконання розрахунків прийнято прискорення падіння тіла на широті  $45^0$  і на висоті рівня моря, яке дорівнює  $9,80665 м/с^2$  (рішення третьої Генеральної конференції з мір та ваг, 1901 р.). У різних точках земної поверхні, залежно від географічної широти й висоти над рівнем моря, числове значення  $g$  є неоднаковим, воно змінюється приблизно від  $9,83 м/с^2$  на полюсах до  $9,78 м/с^2$  на екваторі.

Відхилення від стандартного значення зумовлено такими причинами:

1) *обертанням Землі*. Унаслідок обертання Землі та дії доцентрової сили прискорення вільного падіння тіла на полюсах вище, ніж на екваторі;

2) *формою Землі*. Земля – не ідеальна сфера, а має сплюснуту на полюсах форму;

3) *висотою над рівнем моря*;

4) *неоднорідністю Землі*.

Існують два способи вимірювання земного тяжіння (прискорення вільного падіння):

1) *за допомогою математичного маятника* – вимірюванням його довжини і періоду коливань  $T$ ;

2) *вимірювання часу вільного падіння без початкової швидкості* з використанням формули  $g = 2h/t^2$ , де  $h$  – висота;  $t$  – час падіння.

Прискорення вільного падіння тіло отримує, рухаючися під впливом сили тяжіння Землі. Прискорення – векторна фізична величина, за значенням дорівнює зміні швидкості тіла за одиницю часу. Прискорення вільного падіння залежить від географічної

широти, місцезнаходження тіла, висоти над рівнем моря та інших чинників і не залежить від маси тіл, але сильно змінюється залежно від маси самої планети і розташування тіла на ній (зміна від полюса до екватора). Числове значення прискорення вільного падіння на невеликих висотах  $h$  (у метрах) над рівнем моря на певній географічній широті  $\varphi$  отримують за формулою:

$$g_{\varphi} = 9,780327(1 + 0,0053024 \sin^2 \varphi - 0,00000058 \sin^2 2\varphi) - 0,0003086h.$$

На прискорення вільного падіння впливають:

1) обертання Землі навколо власної осі: максимальне значення – на полюсах, мінімальне – на екваторі;

2) деформації Землі. На зменшення значення  $g$  на екваторі впливає і те, що екваторіальний радіус Землі більший від полярного;

3) значення  $g$  більше на довільній широті, там, де є поклади залізної й інших важких руд, менше – над родовищами газу. Тому пов'язане з прискоренням вільного падіння гравітаційне поле Землі теж має складну структуру, спричинену неоднорідністю речовини земної кори та мантії. Отже, гравітаційне поле прийнято розділяти на дві частини: нормальне гравітаційне поле та залишкове аномальне поле.

**Електромагнітні взаємодії** зумовлені існуванням електричного заряду. Сила взаємодії між електричними зарядами складно залежить від їхнього положення та виду руху, оскільки електричний і магнітний ефекти взаємозалежні. Якщо два заряди  $q_1$  і  $q_2$  нерухомі, то силу взаємодії між ними описують формулою (законом Кулона):

$$F_{\kappa} = k_0 \frac{q_1 q_2}{\varepsilon r^2}, \quad (1.6)$$

де  $q_1$  та  $q_2$  – заряди;  $r$  – відстань між зарядами;  $\varepsilon$  – діелектрична стала або діелектрична проникність, яка є характерною для певного середовища;  $k_0 = 1/4\pi\varepsilon_0$  – коефіцієнт пропорційності;  $\varepsilon_0$  – універсальна електрична стала.

Сила електростатичної взаємодії направлена вздовж прямої, яка з'єднує заряди, і є силою притягання або відштовхування залежно від знаків зарядів. Коефіцієнт  $\varepsilon_0$  – універсальна електростатична стала, яка визначає інтенсивність електромагнітної взаємодії, її значення становить  $8,85 \cdot 10^{12}$  Ф/м.



Електричний заряд – це фізична величина, що є мірою електромагнітної взаємодії між частинками або тілами. Електричний заряд – джерело електромагнітного поля. У природі є два види електричних зарядів: позитивні та негативні. Заряд протона вважають позитивним, а електрона – негативним. Заряди можуть передаватися (наприклад, під час контакту) від одного тіла до іншого. Електричний заряд завжди пов'язаний з елементарними частинками (електронами, протонами тощо). Величина заряду цих частинок однакова – у міжнародній системі одиниць *СІ* вона дорівнює  $1,6 \cdot 10^{-19}$  Кл. На відміну від маси, електричний заряд не є невід'ємною характеристикою тіла. Одне тіло за різних умов може мати різний електричний заряд. Однойменні заряди відштовхуються, а різнойменні – притягуються. У цьому також виявляється принципова відмінність електромагнітних сил від гравітаційних. Гравітаційні сили завжди є силами притягання. Що стосується магнітних сил, то вони повністю породжуються електричними струмами, тобто рухомими електричними зарядами. Отже, заряди визначають інтенсивність як електричного, так і магнітного фізичних полів.

### ***Контрольні запитання***

1. Сформулюйте закон усесвітнього тяжіння.
2. Від чого залежить сила тяжіння?
3. Які види взаємодії ви знаєте?
4. Чим зумовлено відхилення значення прискорення вільного падіння від стандартного?
5. Які існують способи вимірювання прискорення вільного падіння?
6. Що впливає на прискорення вільного падіння?
7. Запишіть формулу закону Кулона та поясніть його складові.

## **2. ФІЗИЧНІ І ГЕОФІЗИЧНІ ПОЛЯ ТА ЇХ ХАРАКТЕРИСТИКИ**

Фізичне поле – це область простору, кожному точку якого можна охарактеризувати деякими значеннями скалярної або векторної, величини. Такі поля називають скалярними, або векторними. Фізичне поле буває *однорідним* (якщо значення та напрям фізичної величини в усіх точках простору однакові) або *неоднорідним* (коли

характеристики певного параметра від точки до точки в межах простору є змінними).

Фізика літосфери – наука, яка вивчає й аналізує фізичні поля Землі. Вона має такі складові, що досліджують певні фізичні поля:

1) гравіметрія – гравітаційне поле, фігуру Землі й розподіл густини в надрах Землі;

2) сейсмологія – закономірності проходження сейсмічних хвиль усередині Землі та причини виникнення землетрусів;

3) геоелектрика – електричні моделі Землі та закономірності поширення електромагнітних полів усередині;

4) геомагнетизм – магнітне поле Землі, його зміни в просторі та часі, причини виникнення полярних сяїв тощо;

5) геотермія – температурний режим і його температурні аномалії усередині Землі та в атмосфері;

Характеристиками будь-якого фізичного поля Землі є напруженість та потенціал.

## ***2.1. Напруженість і потенціал фізичних полів***

Основною характеристикою фізичних полів є сила, з якою ці поля діють на одиничне джерело (електричний заряд, масу). Її називають *напруженістю поля*  $\vec{E}$ . Напруженість – векторна величина, спрямована в напрямі дії сили. Якщо сила орієнтована по радіусу від джерела, то напруженість вважають додатною, а якщо до джерела – від’ємною. Енергетична характеристика поля – *потенціал* – чисельно дорівнює роботі, яку необхідно виконати, щоб перемістити одиничний об’єкт взаємодії із заданої точки простору в нескінченність за умови, що напруженість у нескінченності дорівнює нулю. Ця робота надає джерелу деякий енергетичний потенціал  $\varphi$ . Між  $\vec{E}$  і  $\varphi$  є такий взаємозв’язок –  $\vec{E} = -grad\varphi$ : градієнт напрямлено в бік збільшення потенціалу, а напруженість – у бік його зменшення. *Залежність між напруженістю та потенціалом для гравітаційного поля визначають за формулою:*

$$\vec{g}(r) = -grad\varphi = -\frac{d\varphi}{dr} \cdot \vec{e}_r = -\nabla\varphi. \quad (2.1)$$

Зворотню залежність між потенціалом та напруженістю гравітаційного поля можна записати так:

$$\varphi(r) = -\int_r^{\infty} g(r)dr. \quad (2.2)$$

## ***2.2. Геофізичні поля***

Фізичне поле, особливості якого визначені геологічною будовою земної кори, називають *геофізичним полем*. Геофізичні поля визначають характер та напрям руху електричних заряджених частинок, процеси окиснення, розчинення, осування гірських порід; зумовлюють рух повітряних мас і природних вод; визначають диференціацію речовини за густиною. Між будовою земної кори і геофізичним полем є певна відповідність – конкретній геологічній будові відповідає конкретне геофізичне поле. Залежно від наявності та впливу певних фізичних полів і певної геологічної будови виділяють геофізичні методи вивчення Землі: гравірознавство, сейсмознавство, магнітознавство, електрознавство, радіометрію, геотермічні методи, основою яких є вивчення геофізичних полів та їхнього впливу на зміни фізико-хімічних властивостей Землі. Геофізичні поля дають змогу вивчати внутрішню будову і фізико-хімічні властивості Землі, виявляти взаємодію геосфер між собою, проводити розвідування корисних копалин. З усіх геофізичних полів найважливішими для геологічних процесів є гравітаційне, електромагнітне, теплові поля, поля пружних сейсмічних коливань, тобто ті фізичні поля, що визначають обмін енергією та речовиною геосфер у планетарному масштабі.

### ***Контрольні запитання***

1. Що являє собою фізичне поле?
2. Що являє собою напруженість, потенціал поля?
3. Що являє собою геофізичне поле?
4. Охарактеризуйте фізику літосфери як науку.
5. Що вивчає гравіметрія?
6. Що являє собою сейсмологія?

### 3. ЗЕМЛЯ – ПЛАНЕТА СОНЯЧНОЇ СИСТЕМИ

Земля, третя за віддаленістю від поверхні Сонця планета, має радіус 6370 км, середню щільність  $5,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ . Земна куля має декілька оболонок: *атмосферу* – повітряну, *гідросферу* – водну, *літосферу* – тверду (рис. 3.1). Зовнішня оболонка Землі – атмосфера – включає *тропосферу* (20 км), *стратосферу* (50 км), *мезосферу* (100 км), *іоносферу* (300 км), *термосферу* (5000 км).

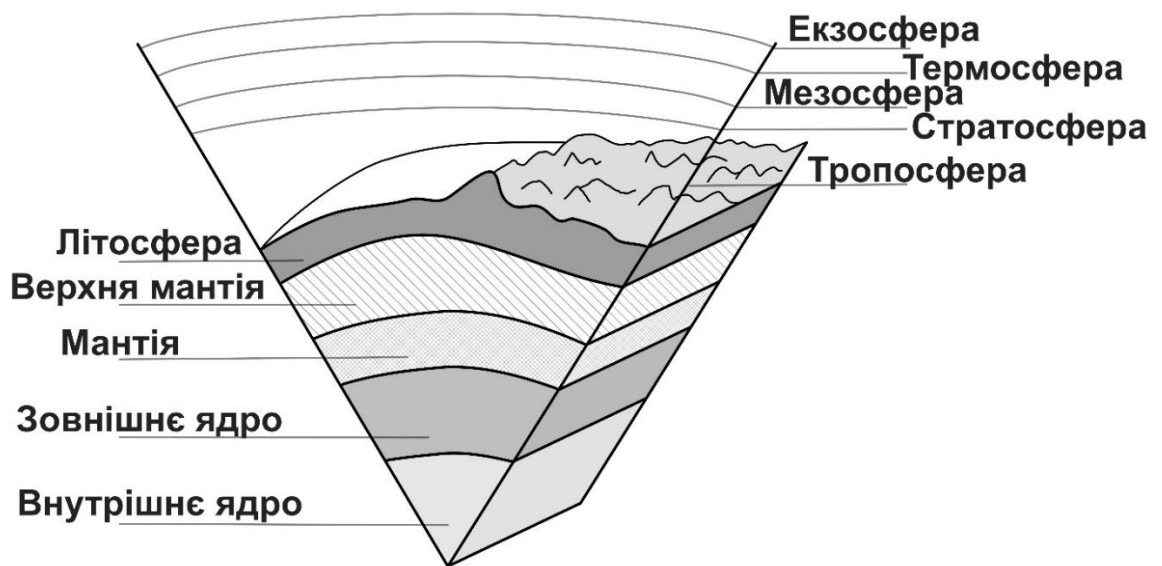


Рис. 3.1. Геосфери Землі

У внутрішній будові Землі прийнято розрізняти такі шари: земну кору завтовшки (4–50 км), мантію – твердий шар, який лежить нижче за земну кору (завтовшки близько 2900 км), зовнішнє ядро (завтовшки 2250 км), внутрішнє ядро – центральну частину кулі радіусом близько 1300 км. (рис. 3.1). Вважають, що ядро складається в основному з розплавлених металів, імовірно заліза.

#### 3.1. Гіпотези про утворення і будову Землі

Існує декілька гіпотез про походження нашої планети. Одну з перших описано у двотомній праці священика *Томаса Барнета* «Священна теорія Землі» й надруковано в 1681р. За цією гіпотезою, коли Бог створив Землю і впорядкував її обертання навколо осі, планета набула яйцеподібної форми. Оскільки земна ось була тоді перпендикулярна до площини екліптики, то пори року були відсутні,

а на широті Великої Британії панувала вічна весна. Але люди згодом почали часто сваритися. У гніві Бог зруйнував Землю. Її поверхня почала тріскатися, підійматися та зминатися, утворюючи жахливі на вигляд гори і ущелини. З надр Землі вирвався потік води, який поступово затопив усю поверхню. Ці катастрофи відбилися на осі Землі – вона втратила своє первинне вертикальне положення, нахилилася, що призвело до зміни пір року. Поверхня планети розділилася на континенти, гори, глибокі западини (у які згодом стікла вода, утворивши океани).

«Священна теорія Землі» започаткувала тривалі суперечки і дискусії серед учених, унаслідок чого з'явилося декілька нових гіпотез про походження нашої планети.

*Джон Вудворд у 1695 р.* висловив думку про те, що води потопу, який Бог у гніві наслав на Землю, розчинили гірські породи, а пізніше цей матеріал відклався у вигляді шарів або пластів на дні морів і океанів. Це підтверджувалося наявністю у складі деяких з них викопних залишків континентальних рослин і тварин.

*Вільям Уїнстон*, на якого величезне враження справили спостереження Едмунда Галлея в 1652 р. за кометою (названою згодом його ім'ям), висунув гіпотезу, згідно з якою Земля виникла з уламків якоїсь невідомої комети. Більше того, близьке проходження іншої комети викликало всеземну повінь, перетворило орбіту обертання навколо Сонця з колової в еліптичну, а на земній поверхні утворилися континенти й океани. Комета привела в рух гірські породи на протилежних сторонах планети (подібно до того, як Місяць викликає припливи в океанах і морях). На гребенях припливної хвилі утворилися континенти, а в западинах – Атлантичний і Тихий океани. Уїнстон підкріпив свою гіпотезу математичними рівняннями, які доводили можливість такої дії комети на породи земної кори. Але *теологи підкріплювали свої заперечення* посиланням на Біблію: яким чином Сонце могло існувати до того, як Земля почала обертатися навколо нього, коли в Книзі Буття сказано, що Бог створив це велике світило лише на четвертій день після формування Землі.

На думку *Жоржа Бюффона* (XVIII ст.), Земля – це уламок Сонця. Шматок зірки міг відірватися внаслідок падіння на Сонце комети. Дослідник уважав, що наша планета, як частина Сонця, поступово охолоджується.

**Іммануїл Кант** (1724–1804) стверджував, що вся Сонячна система сформувалася зі згустків холодної пилоподібної хмари. Частинки стискалися й ущільнювалися в хмару, яка оберталася навколо центрального згущення. Згодом із центрального згущення утворилося Сонце, а речовина хмари розпалася на планети.

На погляд **Джеймса Джинса**, (1877–1946), зірка, що пролетіла надто близько від Сонця, відірвала якусь частину газової хмари, утворивши планети Сонячної системи.

**Отто Шмідт** (1891–1956) уважав, що навколо Сонця була велетенська хмара з холодного пилу і замерзлого газу. Під час руху її компоненти згущувалися і дали початок планетам Сонячної системи. Збільшення розмірів планет відбувалося за рахунок зіткнення з космічними тілами.

У 50-х рр. ХХ ст. стала популярною гіпотеза харківського астронома **В.Г. Фесенкова**. Він уважав, що утворення туманності відбувалося завдяки викиду речовини з нової або ж наднової зірки. У центрі туманності існував ущільненій згусток – первинне Сонце, навколо якого сформувалися неоднорідності – велетенські «нитки» і «волокнини», які в подальшому перетворилися на небесні тіла. Планети утворилися з речовини газопилової туманності, яка знаходилася в екваторіальній площині Сонця. Ця туманність, що оточувала Протосонце, була сплюснута, ущільнення в ній відбувалися нерівномірно, адже рух часто був неправильний, вихороподібний. Орбіти згустків-планет із самого початку мало відрізнялися від кола і перебували в одній площині.

Наявність магнітного поля в газовій хмарі, що оберталася і стискувалася, відіграла важливу роль при колапсі хмари. У міру того, як обертання хмари прискорювалося, магнітні силові лінії, що поводитися як пружні пластинки, закручувалися. Магнітний натяг призводить до утворення ядра, яке повільно обертається, а речовина, що залишається на периферії, швидко крутиться навколо нього. Цей ефект дозволяє пояснити фактичний розподіл моменту імпульсу в Сонячній системі. У стискуваній хмарі швидко розвивається щільне, непрозоре ядро з повільним осьовим рухом. Навколо нього продовжує обертатися газовий диск – протосонячна туманність. Тонкий диск із холодних частинок пилу був так само гравітаційно нестійкий, як і хмара холодного газу. Частинки пилу притягувалися більшими за масою згустками матерії та виростили до розмірів астероїдів. Ці первинні утворення отримали назву планетозималей. Вони мали

неоднакову масу і різні швидкості. Астероїди і ядра комет можливо і є тими залишками планетозималей, що заповнювали колись Сонячну систему.

Тим часом молоде Сонце, яке виникло на місці ядра, почало виділяти світло і енергію. Це вплинуло на властивості планет, що утворилися. Поблизу Сонця температура була високою, унаслідок чого речовини, які опинилися в стані льоду, швидко випаровувалися. У цих умовах змогли зберегтися тільки жаростійкі кам'янисті та металеві частинки. Тому внутрішні планети утворювалися переважно з матеріалу, який мав велику питому вагу. У зовнішніх областях Сонячної системи температура була достатньо низькою, і льодові речовини тут не розтанули.

Унаслідок цього утворилися величезні планети, які були спроможні утримати водень і гелій. Хоча зовнішні планети Сонячної системи дуже масивні, вони мають порівняно малу щільність. Нині значного поширення набула гіпотеза так званої акумуляції небесних тіл. Учені вважають, що планети утворилися в результаті нагромадження багатьох тіл менших розмірів, які рухалися навколо Протосонця за орбітами, що лежали в середині плоского диска. Ця гіпотеза дозволяє пояснити напрями обертання планет по орбіті та навколо власної осі. У планетах, які утворилися з багатьох дрібних тіл, індивідуальні напрями обертань усереднювалися, тому їхня вісь обертання ставала паралельною до осі обертання Сонця. Винятком є Уран і Венера. Можливо, перший утворився внаслідок зіткнення кількох (двох) великих тіл. Зворотній рух Венери вказує на те, що свого часу відбулося сильне сповільнення обертання планети приливними силами Сонця.

Створення єдиної теорії розвитку Землі та інших планет Сонячної системи – одна з найскладніших проблем сучасної науки. Земля утворилася через 4,5–5 млрд років після Сонця тому Сонце причетне до її утворення. Сонце і всі планети утворилися одночасно з частинок пилу і газів: з холодних частинок утворилися згустки різних розмірів; в одному згустку від стиснення, тертя і при радіоактивному розпаді сталося розжарення – так утворилося Сонце, а решта пилу і газу дала початок планетам.

### 3.2. Параметри Землі та їх геофізичні наслідки

Земля не є ідеальною сферою. Через добове обертання вона сплюснута з полюсів, має різні висоти материків. Припливні деформації також спотворюють форму поверхні. У геодезії для опису фігури Землі зазвичай вибирають *еліпсоїд обертання, або геоїд*. З геоїдом пов'язана система астрономічних координат, з еліпсоїдом обертання – система геодезичних координат. Екваторіальний радіус Землі дорівнює 6377 км, полярний – близько 6355 км, середній – 6371 км (рис. 3.1). Виділення тепла при стисненні та радіоактивному розпаді привело до розігрівання речовини. При цьому важчі компоненти опускалися до центру планети, а легкі підіймалися до поверхні. За допомогою сейсмічних методів встановлено, що земна куля має неоднорідну будову на всій глибині; вона складається з кількох частин: ядра, мантії та земної кори. Ці шари можуть бути визначені за їх хімічними або їх реологічними властивостями.

У центрі Землі розташовано ядро – внутрішня геосфера радіусом 3500 км, на середній глибині близько 2900 – 6371 км.



Рис. 3.1. Геосфери Землі



Глибина залягання визначена в 1910 р. американським геофізиком Б. Гутенбергом. Ядро поділяють на тверде внутрішнє ядро діаметром 1300 км і рідке зовнішнє ядро з товщиною близько 2200 км, між якими іноді виділяють 250 км перехідної зони рідини підвищеної густини. Імовірно, зовнішнє ядро складається з таких елементів: *Fe* (85,5 %), *Ni* (5,2 %), *Si* (6,0 %), *S* (1,9 %), *Cr* (0,9 %), *Co* (0,25 %), *P* (0,2 %), *Mn* (0,03 %). Розрахункова температура в центрі внутрішнього ядра сягає  $5960 \pm 500$  °С, густина – 12,5 т/м<sup>3</sup>, тиск – 361 ГПа. Маса земного ядра –  $1,932 \cdot 10^{24}$  кг. Температура в ядрі, імовірно, сягає 6000 °С. Потім іде *в'язка мантія*, що складається із силікатів й оксидів, а зверху – тонка, тверда *земна кора*. Вона також складається із силікатів та оксидів, але збагачена елементами, яких немає в породах мантії.

Зразки речовини ядра не є доступними, тому всю інформацію отримано непрямыми методами. Розуміння внутрішньої будови Землі базується на спостереженнях топографії та батиметрії, дослідженнях гірських порід у відслоненнях (оголеннях), на зразках, піднятих на поверхню з великих глибин у результаті вулканічної активності, аналізі сейсмічних хвиль, які проходять крізь Землю, вимірюванні гравітації областей Землі та експериментах з кристалічними твердими тілами при тисках і температурах, характерних для глибоких надр Землі.

Єдиної думки про походження земного ядра немає. Вважають, що воно утворилося шляхом гравітаційної диференціації первинної Землі в період її росту або пізніше. За іншою версією, залізне ядро виникло ще в протопланетній хмарі. За різними моделями внутрішнє ядро нашої планети однорідне, стабільне і повільно зростає за рахунок застигання речовини зовнішнього ядра.

### ***Контрольні запитання***

1. Які існують гіпотези про утворення Землі?
2. Яка форма фігури Землі?
3. Яку форму фігури Землі вибирають у геодезії?
4. На чому базується розуміння внутрішньої будови Землі?
5. Яка внутрішня будова Землі?
6. Із яких оболонок складається Земля?
7. Як виникло ядро Землі?

8. Яка розрахункова температура в центрі внутрішнього ядра Землі?
9. Який склад земної кори?
10. Який хімічний склад ядра?

## 4. ГЕОЛОГІЧНА І СТРАТИГРАФІЧНА ШКАЛИ

### 4.1. Вік Землі та методи його визначення

Вік Землі – час, що минув з моменту утворення Землі як самостійної планети; становить 4,5 – 5 млрд років. Дані базуються на радіоізотопному датуванні земних зразків і метеоритної речовини. Ця цифра відповідає віку найстаріших земних і місячних зразків і майже не змінювалася з 1956 р. Найстарші зі знайдених на сьогодні зразків – дрібні кристали циркону з Джек Хілз у Західній Австралії, вік яких не менше 4,404 млрд років. На основі порівняння маси і світності Сонця та інших зірок зроблено висновок, що Сонячна система не може бути набагато старшою, ніж ці кристали. Конкреції, багаті кальцієм і алюмінієм, які трапляються в метеоритах – найстаріші відомі зразки, сформовані в межах Сонячної системи: їх вік дорівнює 4,567 млрд років. Це дозволяє встановити вік Сонячної системи і верхню межу віку Землі. Оскільки точний час акреції Землі невідомий і різні моделі дають від декількох мільйонів до 100 млн років, точний вік Землі визначити важко.

### 4.2. Дослідження історії Землі

Геохронологія – наука про вік, тривалість і послідовність формування земних гірських порід, визначення часу їх утворення. Розрізняють геохронологію відносну й абсолютну (ядерну, ізотопну).

*Відносна геохронологія* користується стратиграфічними та палеонтологічними методами і визначає відносний вік порід за скам'янілими органічними рештками фауни і флори, які збереглися в цих породах на основі принципу послідовності нашарувань. У результаті виявляють відносну послідовність і час виникнення одних гірських порід чи живих організмів щодо інших. Стратиграфічні методи базуються на відносній послідовності утворення і залягання шарів земної кори.

*Абсолютну геохронологію* встановлюють радіологічними методами. Вони полягають у визначенні співвідношення концентрацій у мінералі первинних радіоактивних ізотопів і продуктів їх розпаду. Швидкість розпаду радіоактивних ізотопів є постійною. Порівнюючи залишкову радіоактивність із природною, можна встановити час, протягом якого відбулася часткова втрата радіоактивності.

Існує декілька різних методів визначення абсолютного віку, наприклад, уран-торій-свинцевий, калій-аргоновий, радіовуглецевий та ін. Період напіврозпаду ізотопів, які використовують у цих методах, різний (наприклад, для торію-232 – 13,9 млрд років, урану-233 – 162 тис. років, калію-40 – 1,31 млрд років, вуглецю-14 – 5570 років). Тож, наприклад, орієнтуючися на вміст радіоактивних ізотопів вуглецю, можна досліджувати геохімічні та геофізичні події, що відбулися на Землі протягом кількох десятків тисяч років, ураховуючи вміст урану – протягом кількох сотень тисяч років, калію – мільйонів років, а торію – мільярдів років.

За цими методами вік Землі становить приблизно 4–4,5 млрд років, вік найдавніших порід в Україні – 3,5 млрд років. Перші визначення абсолютного віку радіоактивних мінералів за накопиченням у них свинцю виконано Б. Болтвудом у Канаді в 1907 р. На підставі геохронологічних досліджень розроблено геохронологічну шкалу. Найбільшими її підрозділами є криптозой, що поділяється на архей і протерозой, та фанерозой. Останній поділяється на три ери – палеозойську, мезозойську і кайнозойську. Ери поділяються на періоди.

Історію розвитку Землі описують геохронологічною шкалою. Кожному геохронологічному підрозділу відповідає підрозділ стратиграфічний – матеріальне вираження гірських утворень певного геологічного часу. Стратиграфічні підрозділи об'єднуються в стратиграфічну шкалу, що відбиває послідовність стратиграфічних підрозділів осадових, вулканічних та метаморфічних порід (рис. 4.1).

У геохронологічній таблиці геологічний час поділяють на *ери* та *періоди*, а періоди – на *епохи*. Ери змінювалися від найдавнішої в такому порядку – **архейська, протерозойська, палеозойська, мезозойська, кайнозойська** (табл. 4.1).

*В архейській і протерозойській ерах (докембрії)*, понад 4 млрд років тому, відбулося нарощування суходолу і відокремлення мантиї від ядра, сформувалася первинна атмосфера та, імовірно, виникло

життя. На протерозой припадає головна фаза байкальської складчастості, унаслідок якої утворилися найдавніші гори (Прибайкалля і Забайкалля). У палеозої окремі ділянки суші

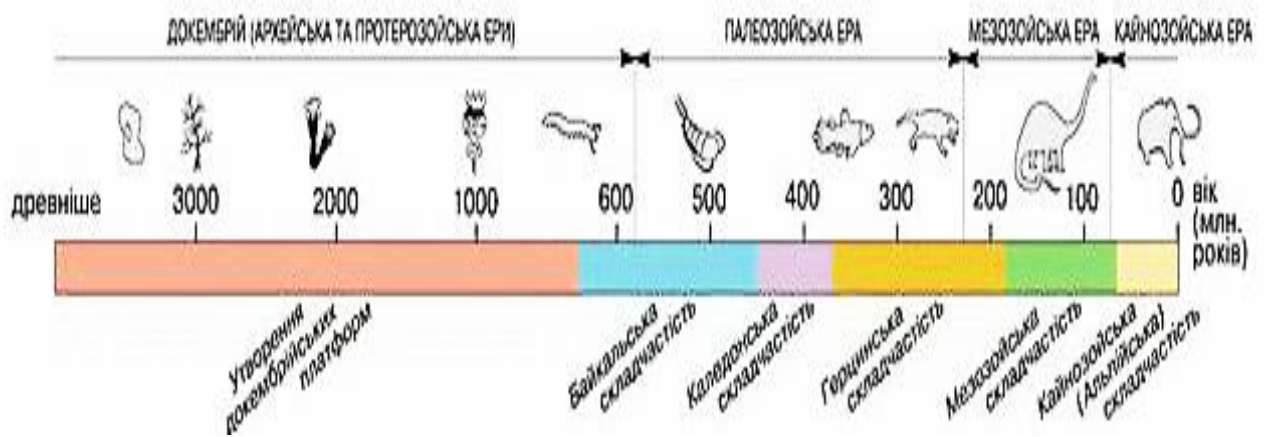


Рис. 4.1. Основні етапи горотворення та розвитку життя на Землі

з'єдналися, утворивши суперконтинент Пангею, що простягався від полюса до полюса. Почали розвиватися наземні рослини і панцирні тварини. Наприкінці цього періоду внаслідок зміни клімату вимерло майже 90 % живих організмів. У палеозої відбувалася почергова активізація тектонічних рухів – так звані тектонічні епохи, або складчастості: каледонська (девонський період), герцинська (кам'яновугільний і пермський). У Каледонську тектонічну епоху утворилися Скандинавські гори, а в Герцинську – Уральські, Шварцвальд, Аппалачі.

Таблиця 4.1

#### Геохронологічна шкала

<i>Ера та її тривалість млн років</i>	<i>Період і його тривалість млн років</i>
Кайнозойська (ера нового життя) (67)	Антропоген (1,5–2), Неоген (25), Палеоген (41)
Мезозойська (ера середнього життя) (173)	Крейдовий (70), Юрський (58), Тріасовий (45)
Палеозойська (ера давнього життя) (330)	Пермський (45), Кам'яновугільний (55–75), Девонський (50–70), Силурійський (30), Ордовицький (60), Кембрійський (70–80)
Протерозойська (2000)	–
Архейська (900 – 1800 )	–

*Мезозойську еру* вважають епохою плазунів: динозаври жили на суходолі, іхтіозаври – у морях, птерозаври – у повітрі. Поверхня Землі була вкрита папороттю, хвощами, плавунами, з'явилися хвойні та квіткові рослини. Суперконтинент *Пангея* починає розколюватися, відбувається відокремлення Південної Америки від Африки, Австралії, Антарктиди. Наприкінці мезозою зникли динозаври. Учені пов'язують це з падінням велетенського метеорита в Мексиці та з лавовими виверженнями на плоскогір'ї Декан, що призвело до зміни клімату.

*Кайнозойська ера* характеризувалася значним рухом літосферних плит, зміною обрисів материків. Унаслідок горотворних процесів (альпійська складчастість) виникли гори Кордильєри, Анди, Альпи, Карпати, Кавказ, Кримські гори, Піренеї, Памір, Гімалаї, Атлаські гори, нагір'я Тибет.

*Життя на Землі набуло нинішніх форм*: з'явилися нові види рослин і тварин, з'явилася людина. У цю еру майже 16 млн років тому відбулося глобальне похолодання (так званий льодовиковий період). Одночасно з ним відбувалася посуха в екваторіальних районах. Зменшилася територія лісів, виникли пустелі. Близько 10 млн років тому Антарктида покрилася льодом, дещо пізніше великі льодові покриви вкрили північну півкулю. Льодовикові періоди змінювалися потепліннями, і це впливало на зміни органічного світу. *Сучасна будова Землі – результат усієї історії формування планети.*

У другій половині XIX ст. на II–VIII сесіях Міжнародного геологічного конгресу (МГК) було прийнято головні принципи ієрархії та номенклатура більшості сучасних геохронологічних підрозділів. З часом базову схему 1900 р. Міжнародної геохронологічної шкали французького геолога Е. Ренев'є уточнювали й видозмінювали. Геологічні періоди отримували власні назви, їх перейменовували за різними ознаками. Найчастіше використовували географічні назви тих місцевостей, де стратиграфію періоду було вперше науково виділено й описано. Наприклад, назва кембрійського періоду походить від лат. *Cambria* назви Уельсу, коли він був у складі Римської імперії; назва девонського періоду – від графства Девоншир в Англії.

Відносний геологічний вік порід, які містять палеонтологічні рештки, визначають на підставі палеонтологічних методів: *біостратиграфічного, спорово-пилкового* та ін.

У докембрійських породах органічні рештки трапляються рідко, тому провідне значення в розділенні цих порід належить методу *ізотопного аналізу*. Під час зіставлення осадових гірських порід, які не містять палеонтологічних решток, магматичних порід і в процесі стратиграфічного розділення кернів користуються літологічними і геохімічними методами, геофізичними методами розвідки, даними палеомагнітних досліджень.

Розділення шарів гірських порід і зіставлення різних стратиграфічних підрозділів дає змогу робити висновки про геологічну історію та будову конкретних досліджуваних районів, складати геологічні карти, проводити розвідку корисних копалин.

### ***Контрольні запитання***

1. Який вік Землі?
2. Що вивчає геохронологія?
3. Що являє собою геохронологічна шкала?
3. У якому порядку змінювалися ери?
4. Що являє собою стратиграфічна шкала?
5. Коли життя на Землі набуло нинішніх форм?
6. Як визначають геологічний вік порід?

## **5. ОБЕРТАННЯ ЗЕМЛІ НАВКОЛО СОНЦЯ ТА СВОЄЇ ОСІ**

Земля рухається навколо Сонця за орбітою яка має форму еліпса, в одному з фокусів якого перебуває Сонце, тому відстань між Землею і Сонцем протягом року змінюється. Найближче до Сонця Земля буває 4 січня (перигелій). У цей час відстань до Сонця становить 147 млн км. Найдалі від Сонця Земля буває 6 липня – на відстані 152 млн км (афелій). Проміжок часу між двома послідовними проходженнями центром сонячного диска одного й того ж (відносно зірок) місця на небесній сфері (екліптиці) називають *зоряним* (сидеричним) роком. Сидеричний рік дорівнює періоду обертання Землі навколо Сонця (відносно зірок). Цей шлях становить 939 млн км, Земля проходить його за 365 днів 6 год 9 хв 9,77 с. В афелії швидкість руху зменшується до 29,3 км/с, у перигелії зростає до 30,3 км/с. Час між двома послідовними проходженнями Сонця через точку весняного рівнодення називають *тропічним* роком, який через прецесію земної осі коротший від сидеричного

року приблизно на 20,4 хв і є основою для календарів. Кут нахилу осі обертання нашої планети –  $23,44^{\circ}$  (рис. 5.1).

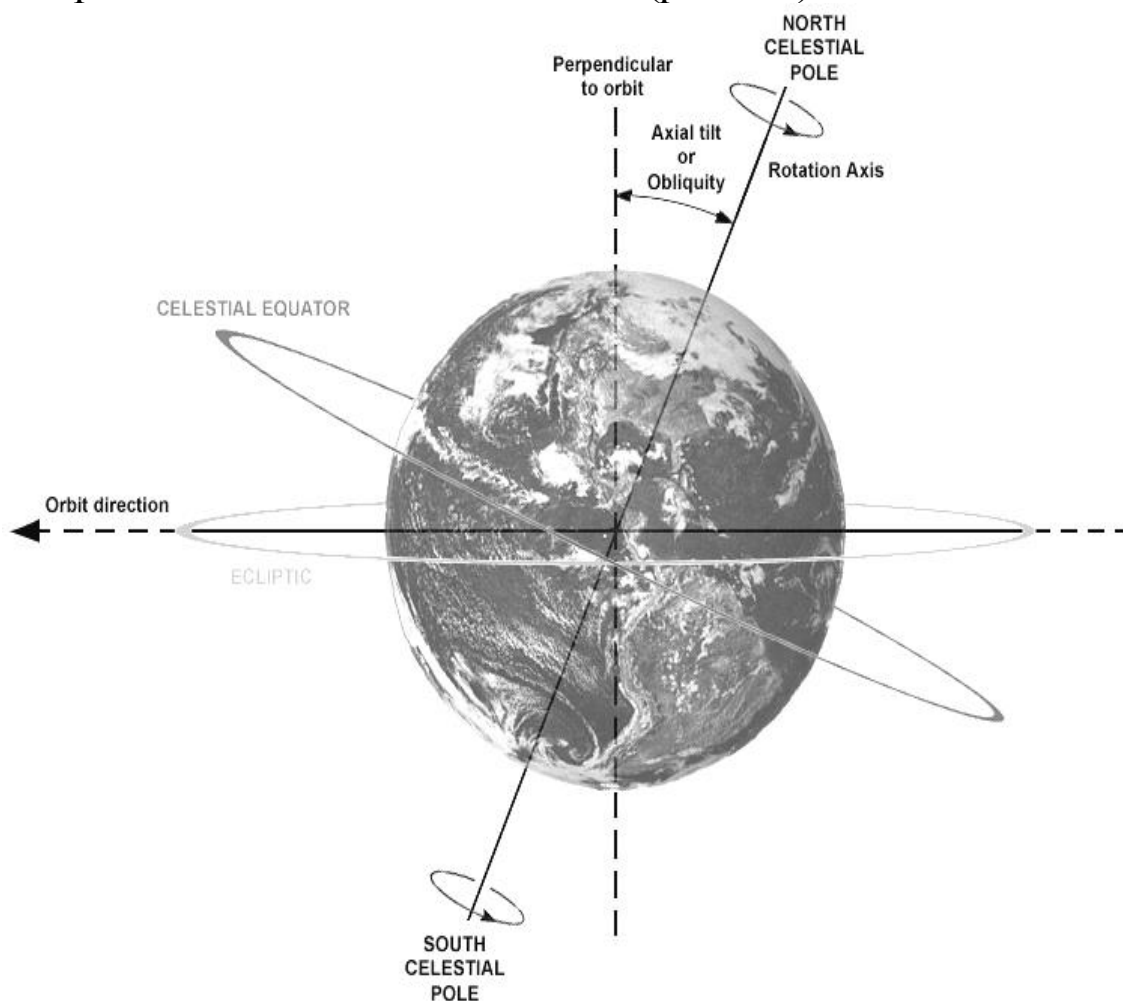


Рис. 5.1. Обертання Землі навколо осі

Вісь обертання при цьому зазнає **прецесії із циклом у 25780 років**, окреслюючи конус навколо перпендикуляра відносно площини обертання (екліптики). Нахил осі обертання Землі із циклом у 18,6 років змінюється в межах  $18,42''$  унаслідок **нутації**.

Наявність кута нахилу у  $23,44^{\circ}$  призводить до того, що Сонце «зависає» в зеніті почергово по півроку – то над Північною, то над Південною півкулями, в обидва дні сонцестоянь досягаючи паралелі  $23,44^{\circ}$ . Це спричиняє зміну пори року. Улітку це відбувається приблизно 21 червня в Північній півкулі, паралель має назву «тропік Рака»; узимку – 21 грудня у Південній півкулі, відповідна паралель називається «тропік Козерога». Положення Землі та її вісь обертання відносно напрямку сонячних променів у дні рівнодень та сонцестоянь різне. Потік променевої енергії, що падає на Землю, змінюється пропорційно квадрату відстані від Сонця, але ці зміни не відіграють істотної ролі в зміні пори року, адже орбіта Землі мало відрізняється

від кола (ексцентриситет  $c/a = 0,017$ ). У перигелії Земля отримує всього на 7 % більше тепла, ніж в афелії.

З нахилом осі обертання Землі до площини орбіти пов'язаний також розподіл теплових поясів на Землі. Коли Сонце перебуває в точці літнього сонцестояння, то більша частина його шляху проходить над горизонтом. Коли Сонце перебуває в точці зимового сонцестояння, то більша частина його шляху проходить під горизонтом. Тривалість дня в цей день мінімальна.

### 5.1. Період обертання Землі навколо осі

**Доба** – це час, за який кожна точка земної поверхні (крім полюсів) здійснює повний оберт навколо земної осі. Її тривалість – 24 год (тривалість **зоряної доби** 23 год 56 хв 4,1 с). Кутова швидкість обертання кожної точки Землі є однаковою ( $15^\circ$  за 1 рік), лінійна залежить від географічної широти точки. На тій самій географічній широті лінійна швидкість однакова, з віддаленням від екватора швидкість зменшується. Обертання Землі навколо осі приводить до зміни дня і ночі, а відповідно й кількості сонячної енергії, яка потрапляє на поверхню Землі протягом доби, що викликає добові зміни температури.

Обертання Землі навколо своєї осі спричиняє геоєфекти:

1. Відхилення падаючих тіл на схід (у першому наближенні).
2. У північній півкулі праві береги річок крутіші – їх підмиває вода. У південній півкулі все відбувається навпаки.
3. Обертання циклонів і антициклонів.

### 5.2. Відцентрова сила інерції

Під час обертання Землі, яка являє собою неінерціальну систему відліку, виникає **відцентрова сила інерції**  $F_B$  (формула 5.1), що дорівнює добутку маси тіла (тіло нерухоме) на кутове прискорення і відстань до осі обертання  $r$  (рис. 5.2):

$$F_B = m\omega^2 r = m\omega^2 R \cos \varphi. \quad (5.1)$$

Відстань ( $r$ ) збільшується від полюсів до екватора, тому

$$F_B = m\omega^2 r = m\omega^2 R \cos \varphi, \quad (5.2)$$

де  $R$  – радіус Землі;  $\varphi$  – широта місцевості.



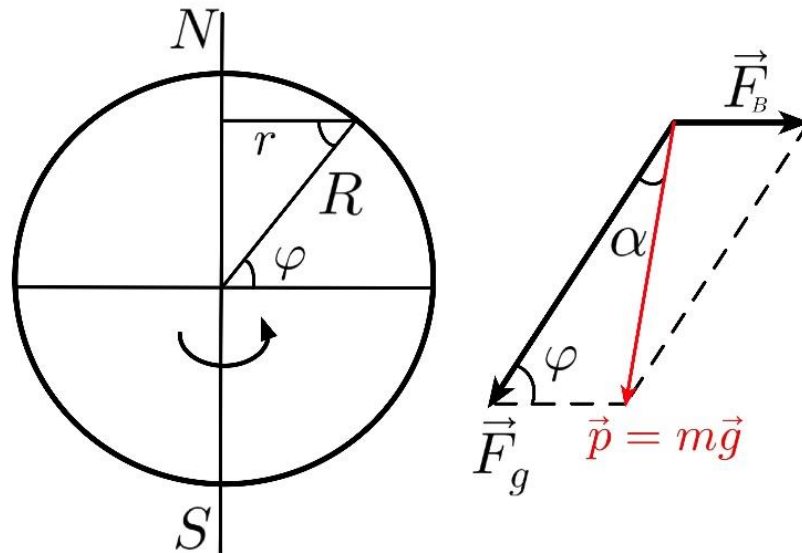


Рис. 5.2. Відцентрова сила інерції

Нехтуючи силою притягання небесних тіл, можна вважати, що прискорення вільного падіння зумовлено дією сили тяжіння ( $F_g$ ) і відцентрової сили ( $F_B$ ), тому вага тіла  $P$ :

$$P = F_g + F_g = mg \quad (F_g > F_B).$$

Сила тяжіння приблизно в 300 разів більша, ніж відцентрової сили.

### 5.3. Сила Коріоліса

Добове обертання Землі викликає кривизну глобальних вітрів, океанічних течій, виникнення **циклонів і антициклонів** та всього, що переміщується по земній поверхні. Учений Г. Коріоліс (1792–1843) застосував математичні формули для того, щоб розшифрувати маршрут будь-якого об'єкта на рухомій поверхні. Під час руху тіла відносно системи відліку, що обертається, виникає так звана сила Коріоліса.

Під час обертання диска точки далі від центру рухаються з більшою дотичною швидкістю, ніж ті, що знаходяться ближче до центру. При рівномірному русі тіла **уздовж радіуса** для того, щоб воно залишалося на радіусі, доведеться додати йому прискорення. Якщо **система відліку обертається** разом з диском, то тіло «не хоче» залишатися на радіусі, а намагається зміститися – це і є сила Коріоліса (рис. 5.3, а).

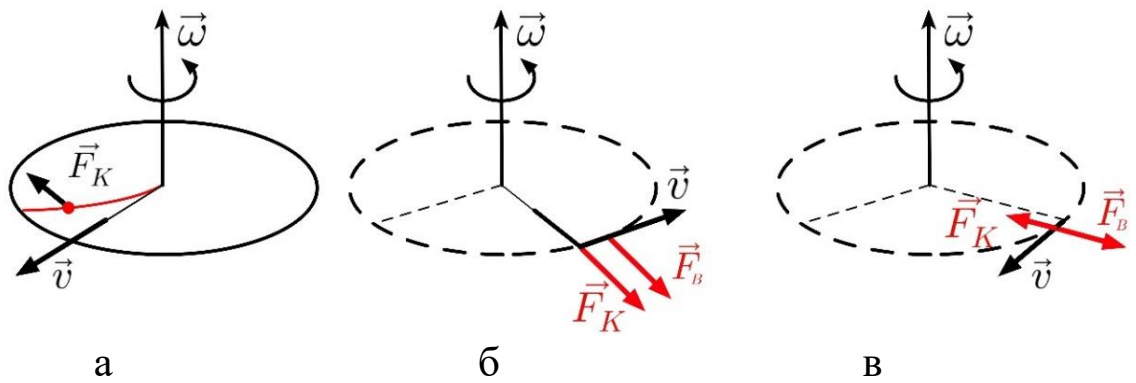


Рис. 5.3

У системі координат, яка обертається навколо осі з **кутовою швидкістю**  $\omega$ , тіло, що рухається з **лінійною швидкістю**  $U$ , має прискорення  $a_k = -2[\vec{\omega}, \vec{v}]$ . Відповідна сила Коріоліса, яка змушує тіло рухатися з таким прискоренням, дорівнює  $F_k = -2m[\vec{\omega}, \vec{v}]$ , де  $m$  – маса тіла;  $U$  – його швидкість.

Сила Коріоліса перпендикулярна до осі обертання і до швидкості тіла. Якщо тіло рухається вздовж осі обертання, коріолісової сили не виникає. Найбільше значення коріолісова сила має тоді, коли тіло рухається перпендикулярно до осі обертання. Якщо обертання відбувається за годинниковою стрілкою, то тіло, яке рухається від центра обертання, намагається зійти з радіуса вправо, якщо рухається до центра – вліво (рис. 5.3, а). Якщо обертання відбувається проти годинникової стрілки, а тіло рухається перпендикулярно радіусу, то сила Коріоліса направлена або до центру або від нього (рис. 5.3, б, в).

Земля обертається навколо своєї осі із заходу на схід, причому точки, розташовані на екваторі, обертаються з більшою швидкістю, ніж у полярних районах. Лінійна швидкість на екваторі дорівнює 463 м/с. Усі тіла, що рухаються по поверхні Землі, відхиляються від початкового напрямку руху внаслідок дії сили Коріоліса:

$$F_k = 2m\omega v \sin \varphi, \quad (5.3)$$

де  $m$  – маса частки;  $v$  – швидкість частинки;  $\omega$  – кутова швидкість добового обертання земної кулі;  $\varphi$  – широта місцевості в градусах.

У північній півкулі Землі сила Коріоліса спрямована праворуч від руху, тому праві береги річок у північній півкулі крутіші – їх

підмиває вода під дією цієї сили. У південній півкулі все відбувається навпаки (рис 5.4).

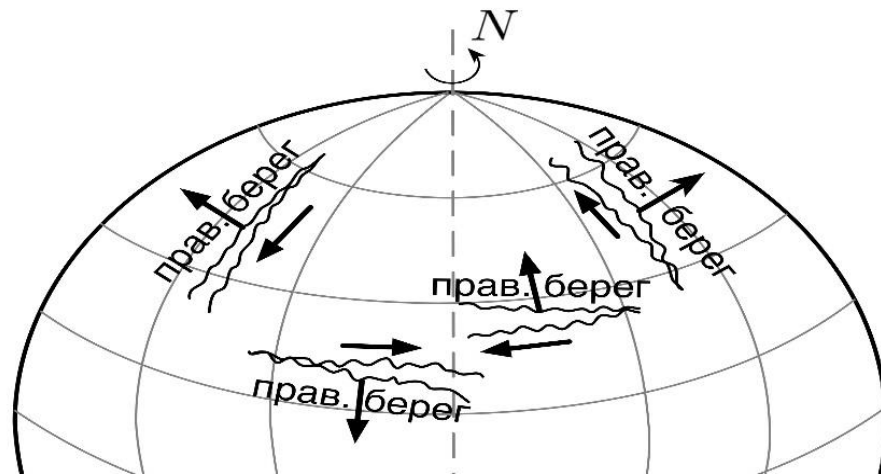


Рис. 5.4. Вплив сили Коріоліса в північній півкулі

Відцентрова сила і сила Коріоліса впливають на траєкторії ракет або артилерійських снарядів. Під час стрільби уздовж екватора сила Коріоліса притискає снаряд до землі, якщо вистріл зроблено в напрямку на захід, і піднімає його до гори, якщо вистріл зроблено в східному напрямку.

Якби планета не оберталася, то глобальні вітри рухалися б прямо з півночі на південь. У реальності вони рухаються по діагоналі (рис. 5.5). У північній півкулі вітер викривляється праворуч, а в південному – ліворуч. Виняток становлять лише системи низького тиску, де є баланс.

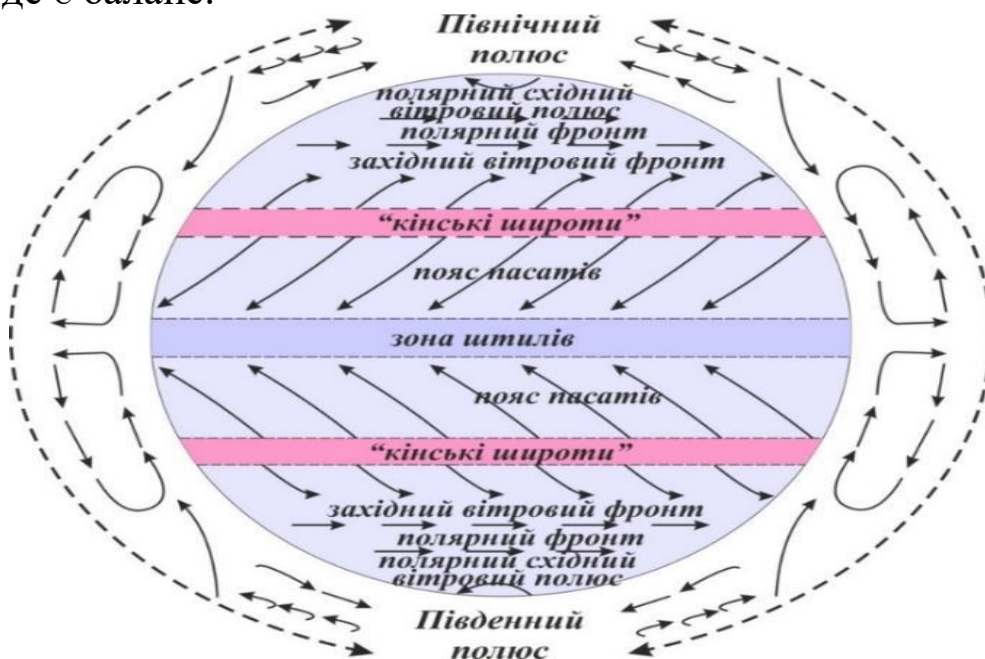


Рис. 5.5. Напрямки вітрів на земній кулі

### *Контрольні запитання*

1. Яка форма орбіти Землі?
2. Що таке зоряний, сидеричний рік?
3. Як впливає відцентрова сила на прискорення вільного падіння?
4. Що являє собою сила Коріоліса?
5. Як сила Коріоліса впливає на рух річок і повітряних мас?

## **6. ГРАВІТАЦІЙНЕ ПОЛЕ ЗЕМЛІ**

Гравітаційне поле Землі, або поле сили тяжіння, – це силове поле, спричинене тяжінням Землі і відцентровою силою внаслідок обертання планети навколо своєї осі. Повна зміна сили тяжіння від екватора до полюса становить  $0,052 \text{ м/с}^2$  ( $9,832 - 9,780 = 0,052$ ). Незначною мірою на силу тяжіння також впливають Місяць, Сонце й інші небесні тіла та маса земної атмосфери. Найбільші підняття рівневої поверхні під дією Місяця досягають 35,6 см, найбільші опускання – 17,8 см. Найбільші підняття під дією Сонця – 16,4 см, найбільші опускання – 8,2 см. Під час положення Землі, Сонця і Місяця на одній лінії амплітуда переміщень рівневої поверхні може сягнути 78 см. Таким чином, Земля безперервно пульсує.

Силу тяжіння умовно поділяють на основну (нормальну) й аномальну частини. Аномальна частина поля набагато менша за величиною, має складну будову і відображає особливості фігури Землі та неоднорідність густини її надр. На карті структуру аномального гравітаційного поля відображають лініями однакових значень його величини, які називають *ізоаномалами*. Вивчення аномалій сили тяжіння поблизу гір привело до створення фундаментальної теорії геофізики – *теорії ізостазії*. Термін «Ізостазія» введено в 1889 р. американським геологом К.Є. Деттоном. Відповідно до цієї теорії видимі надлишки мас (гори) і недостатність мас (океани) компенсуються змінами густини або товщини земної кори так, що на певній глибині компенсації настає гідростатична рівновага.

Істинну форму рівневої поверхні Землі називають геоїдом, тобто поверхнею незбуреної води океанів, трансформовану на сушу, по рівню води в умовно споруджених каналах, дно яких нижче поверхні океану (рис. 6.1). Різниця величин екваторіального і

полярного радіусів Землі є невеликою і становить 25,5 км. На цьому фоні середня висота материків ( $\approx 1$  км) і середня глибина океанів ( $\approx 4$  км) є величинами другого порядку крихти. Звідси випливає, що Земля перебуває в гідростатичній рівновазі і складається з концентричних шарів, щільність яких однакова.

Різниця величин екваторіального та полярного радіусів Землі невелика і становить 25,5 км. На цьому фоні середня висота материків ( $\approx 1$  км) і середня глибина океанів ( $\approx 4$  км) є величинами другого порядку крихти.

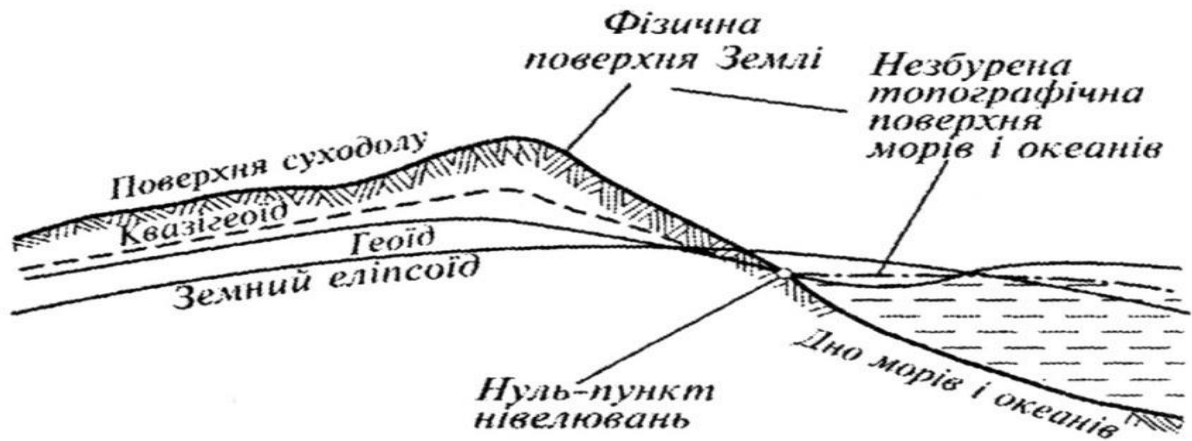


Рис. 6.1. Форми рівневої поверхні Землі

Пружність твердих оболонок Землі цілком достатня для того, щоб повільно деформуватися під впливом відцентрових сил обертання і тяжіння, так якби вона була дійсно рідкою. Шаруватість – результат спочатку «холодної» еволюції земної кулі.

**Гравітаційне поле описують потенціалом та напруженістю.** Напруженість гравітаційного поля (сила, з якою поле діє на масу в 1 кг) збігається з прискоренням вільного падіння:

$$E = \frac{F_g}{m} = \gamma \frac{M}{R^2} = g. \quad (6.1)$$

Робота сил гравітації виконується за рахунок зменшення потенціальної енергії:

$$A = \int_{R_1}^{R_2} F dr = \int_{R_1}^{R_2} \gamma \frac{mM}{r^2} dr = -m \left( \frac{\gamma M}{R_2} - \frac{\gamma M}{R_1} \right) = -m(\varphi_2^g - \varphi_1^g), \quad (6.2)$$

де потенціал гравітаційного поля  $\varphi^g = \frac{\gamma M}{R}$  вимірюють у  $m^2/c^2$ :

$$\left[ \varphi^g \right] = \frac{Nm^2 \cdot кг}{кг^2 \cdot м} = \frac{Nm}{кг} = \frac{кгм \cdot м}{с^2 \cdot кг} = \frac{m^2}{с^2}.$$

**Під час вивчення гравітаційних полів за одиницю сили тяжіння прийнято  $1\text{Гал} = 1\text{см}/\text{с}^2$  ( $1\text{Гал} = 10^3\text{мГл} = 10^{-6}\text{м}/\text{с}^2$ ).**  
**Середнє значення сили тяжіння на Землі – 979,9 Гал.**

Вимірювання прискорення вільного падіння та інших компонент гравітаційного поля на поверхні Землі або поблизу неї являє собою один з методів геофізики для вирішення багатьох практично важливих геологічних і чисто наукових завдань, оскільки величина сили тяжіння залежить від місця розташування і розподілу збурюючих мас.

**Гравітаційну розвідку використовують для:**

- вимірювання сили тяжіння з метою визначення фізичних констант;
- вивчення глибинної будови Землі;
- пошуку і розвідки родовищ горючих і твердих корисних копалин;
- уточнення форми Землі;
- оцінки пружних напружень у надрах Землі;
- вивчення сучасних геодинамічних явищ;
- вирішення деяких завдань інженерної геології.

Гравіметрія тісно пов'язана з математикою, фізикою, геодезією, астрономією і геологією.

**Можна виділити чотири етапи розвитку гравіметрії:**

- становлення теоретичних основ науки (XVII – XVIII ст.);
- удосконалення маятникових приладів і початок їх використання для вирішення завдань геодезії та геофізики (XVIII і XIX ст.);
- розвиток варіометрів і статичних гравіметрів, регіональні гравіметричні зйомки (перша половина XX ст.);
- розвиток балістичних гравіметрів і створення прецизійних гравіметричних мереж для вирішення завдань геодезії, геофізики і геодинаміки (друга половина XX ст. – сьогодні).

Перші вимірювання сили тяжіння в XVII і XVIII ст. були пов'язані з розвитком механіки. Точність вимірювання відстаней і часу, необхідних для визначення сили тяжіння, була вже досить висока, щоб використовувати гравіметрію для визначення еталона довжини на основі цієї природньої величини і (після того як було виявлено залежність сили тяжіння від місця розташування) для вивчення фігури Землі. Надалі розвиток гравіметрії визначався як технічними можливостями, так і науковими завданнями геодезії та геофізики.

Проводячи досліди з похилими площинами, Галілей установив, що вільне падіння – це рівноприскорений рух, **період коливань якого**

*залежить тільки від його довжини*  $T = 2\pi\sqrt{\ell/g}$ . Грунтуючися на цьому, Християн Гюйгенс (1629–1695 рр.) розвинув теорію математичного та фізичного маятників і створив перший маятниковий годинник. Понад два сторіччя єдиним вимірювальним приладом залишався маятник. Однак, на початку вимірювали не величину сили тяжіння, а довжину секундного маятника, тобто довжину маятника (0,994 м) з напівперіодом коливань, який дорівнює одній секунді.

Незабаром експедиції в низькоширотних зонах земної кулі виявили залежність сили тяжіння від місця розташування. Під час перебування в *Кайєні* в 1672–1673 рр. французький астроном Ж. Ріше (1630–1696 рр.) встановив, що вивірений у *Парижі* годинник із секундним маятником на 2,5 хв відстає від астрономічного часу. Відставання можна було усунути, скоротивши маятник на 1,25 «паризької лінії» (3 мм). У 1677–1678 рр. під час експедиції на острів Св. Олени англійський астроном Е. Галілей отримав подібний результат із секундним маятником, вивіреним у Лондоні. Ці та подальші спостереження було пояснено в теоретичних роботах І. Ньютона і Гюйгенса.

Для вивчення детальної структури гравітаційного поля велике значення мали роботи Р. фон Етвеша (1848–1919 рр.) зі створення *крутильних терезів, придатних для польових робіт*. Якщо спостереження кута горизонтального повороту крутильних терезів Кавендіша дають лише параметри кривизни рівневих поверхонь, то прилад Етвеша дозволяв визначати горизонтальний градієнт сили тяжіння, оскільки пробні маси перебувають на різній висоті. У першому десятилітті ХХ ст. в Угорщині проводили великі за обсягом спостереження з крутильними вагами, які показали, що радіус кривизни рівневих поверхонь дуже змінюється (від 3 до 200 тис. км) і що за допомогою крутильних терезів можна виявити зміни щільності мас поблизу поверхні. Зокрема, на початкових етапах розвідки нафтових родовищ геофізичними методами широко застосувались крутильні терези.

Дослідник В. Швейдар проводив перші вимірювання на сольовому куполі в Північній Німеччині. Він розробив крутильні ваги з фотографічною реєстрацією, які потім почала випускати фірма «Асканія» в Берліні. Компанії виконували геофізичні дослідження, використовуючи крутильні терези для вивчення сольових куполів у рівнинному районі Північної Німеччини та,

починаючи з 1922 р, на узбережжі Мексиканської затоки в США. У 1922 р. корпорація Amerada Petroleum під керівництвом Еверетта де Гольє проводила зйомку нафтоносного району Шпіндл Топ у Техасі, яка виявила додатну аномалію сили тяжіння над соляним штоком. Майже до 1940 р. крутильні терези використовували для виявлення неглибоко розташованих, а в подальшому – більш глибоких соляних куполів. До 1930 р. в США експлуатували 125 приладів. З 1920 р. були істотно вдосконалені відносні маятникові вимірювання з приладами «Штернек». Спостереження почали проводити за «двомаятнковою схемою» у вакуумі з інварними або кварцовими маятниками; трудомісткий астрономічний контроль годин замінили прийомом сигналів за часом. Коливання маятників або моменти їхніх збігів з коливаннями годинного маятника реєстрували фотографічним методом. Помилка вимірювальних приладів зменшилася до  $\pm 0,01 - 0,02 \text{ м/с}^2$ .

### ***Контрольні запитання***

1. Що являють собою ізоаномалії?
2. Що являє собою теорія ізостазії?
3. У яких одиницях вимірюють силу тяжіння?
4. Для чого використовують гравітаційну розвідку?
5. Які прилади використовують для вимірювання сили тяжіння?
6. Від чого залежить період коливань математичного маятника?

## **7. МАГНІТНІ ПОЛЯ ЗЕМЛІ**

### ***7.1. Геомагнітне поле Землі***

Геомагнітне поле Землі – силове поле, зумовлене джерелами, що знаходяться в земній кулі та навколоземному просторі (магнітосфері та іоносфері). У навколоземному космічному просторі магнітне поле Землі утворює магнітосферу. Магнітне поле Землі (рис. 7.1) можна уявити собі як поле магнітного диполя, нахиленого приблизно під кутом  $11,5^\circ$ . Зовнішня частина земного ядра є рідкою і в основному складається із заліза; у ній циркулюють кругові струми, які і породжують земне магнітне поле. Магнітні та географічні полюси Землі не збігаються один з одним. Північний магнітний полюс знаходиться поблизу південного географічного



полюса біля берегів Антарктиди, південний магнітний полюс – поблизу північного географічного полюса біля північного берега озера Вікторія (Канада).

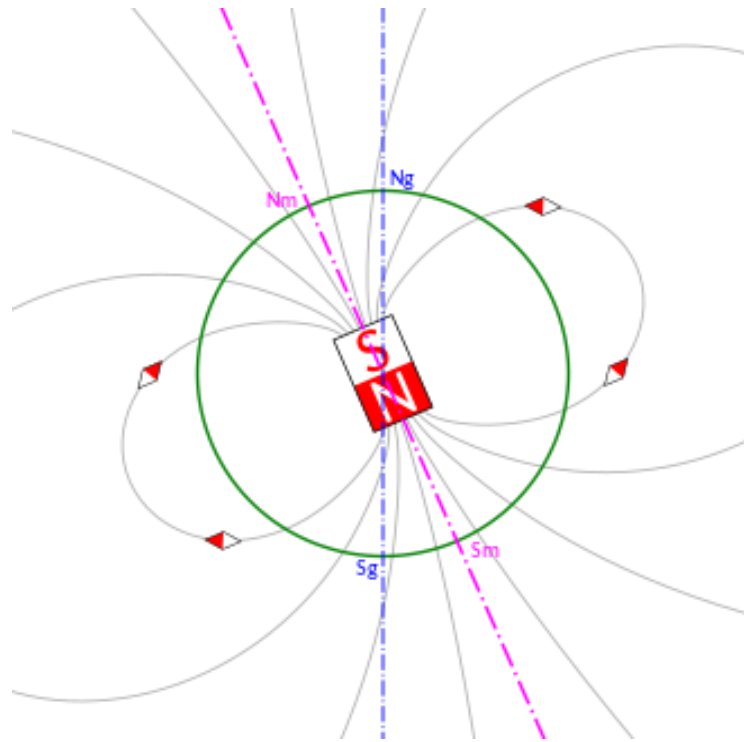


Рис. 7.1. Магнітне поле Землі

*Геомагнітне поле Землі складається з головного (внутрішнього) – зумовленого електромагнітними процесами в зовнішньому шарі ядра Землі; зовнішнього (змінного) – породжуваного електричними струмами, що існують в іоносфері та навколоземному космічному просторі; аномального – пов'язаного з намагніченістю гірських порід земної кори.*

Формування магнітного поля в зовнішньому рідкому ядрі Землі аналогічне динамо-машині із самозбудженням, де котушка проводів крутиться в зовнішньому магнітному полі. Отже, за рахунок електромагнітної індукції в котушці виникає електричний струм, який формує своє магнітне поле. Воно збільшує зовнішнє магнітне поле, і струм у котушці теж посилюється. Коли в рідкому провіднику (ядрі планети) з'являється теплова конвекція, то формується система течій електропровідної рідини, що співвідносно руху провідника. Можна припустити існування певних запалювальних магнітних полів у ядрі. Рідкий провідник під час свого відносного руху перетинає силові лінії цих полів, і в ньому формується електричний струм, що створює магнітне поле, яке збільшує зовнішнє основне

поле, а це, у свою чергу, збільшує електричний струм. Процес триватиме до встановлення стаціонарного магнітного поля, коли різні динамічні процеси урівноважать один одного.

Силову характеристикою магнітного поля в речовині є вектор магнітної індукції  $\vec{B}$  (одиниця вимірювання  $1 \text{ Тл}$  – тесла). Магнітне поле Землі в певній точці земної поверхні характеризується напруженістю  $\vec{H}$ . Напруженість магнітного поля – векторна величина, що дорівнює різниці між вектором магнітної індукції  $\vec{B}$  і вектором намагніченості речовини  $\vec{J}$ . У Міжнародній системі одиниць (СІ) значення напруженості магнітного поля визначають за формулою:

$$\vec{H} = \vec{B} / \mu_0 - \vec{J}, \quad (7.1)$$

де  $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Гн/м}$  – магнітна постійна,  $\vec{J} = \sum \vec{p}_m / \Delta V$  – вектор намагнічування речовини (відношення сумарного магнітного моменту фізично малого об'єму до цього об'єму).

Намагнічування повітря незначне, тому можна вважати, що  $\vec{H} = \vec{B} / \mu_0$ . У Міжнародній системі одиниць СІ напруженість магнітного поля вимірюють в амперах на метр (А/м), у системі СГС – в ерстедах (Е) ( $1 \text{ ерстед} = 1000 / (4\pi) \text{ А/м} \approx 79,5774715 \text{ А/м}$ ). У геофізиці застосовують також позасистемну одиницю вимірювання напруженості магнітного поля – *гамму* ( $1 \text{ гамма} = 10^{-5} \text{ Е}$ ).

Для вимірювання величини напруженості магнітного поля використовують *магнітометри*. Перший магнітометр винайшов видатний німецький математик і фізик Карл Фрідріх Гаусс у 1833 р. Це був оптичний прилад з намагніченим стрижнем, підвішеним на золотій нитці, і приклеєним до нього (перпендикулярно осі магніту) дзеркалом. Вимірювали відмінність коливань намагніченого і розмагніченого стрижня. Нині використовують більш чутливі магнітометри на інших принципах, зокрема на датчиках Хола, джозефсонівських тунельних контактах (СКВІД-магнітометри), індукційних і ЯМР-резонансних. Їх широко застосовують для вимірювання магнітного поля Землі, у геофізичних дослідженнях магнітних аномалій і під час пошуку корисних копалин.

## 7.2. Магнітні полюси Землі

Місця, де уявний земний диполь перетинає поверхню Землі, називають **геомагнітними полюсами** (північним і південним). Це точки, у яких силові лінії магнітного поля ядра планети спрямовані під кутом в  $90^{\circ}$  до її поверхні.

У зв'язку з наявністю локальних магнітних аномалій північний і південний магнітні полюси Землі не є діаметрально протилежними точками. Їх розташування близьке до положення магнітних північного та південного полюсів, що визначають як місця на поверхні Землі, у яких стрілка компаса показує прямовисно вниз, до центру Землі (рис. 7.2).

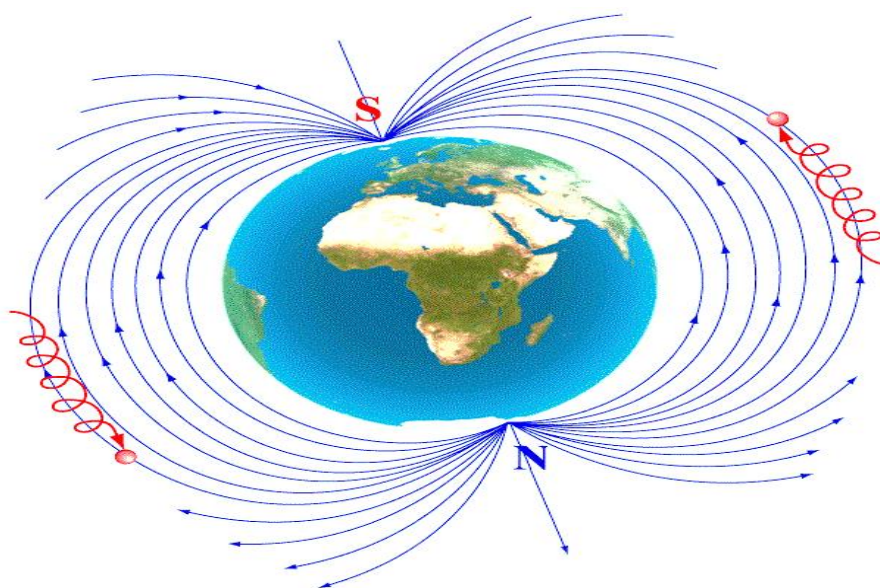


Рис. 7.2. Магнітні полюси Землі

Лінію, уздовж якої магнітна стрілка, що обертається навколо горизонтальної осі, займає горизонтальне положення, називають **магнітним екватором**. Магнітні полюси не збігаються ні з геомагнітними, ні з географічними (рис. 7.1). Заради зручності назви магнітних полюсів звичайно прив'язують до географічних, тобто південний (фізично) магнітний полюс, розташований у Північній півкулі, називають північним магнітним полюсом. Інтенсивність магнітного поля змінюється в межах від 23 мкТл у районі екватора до 61 мкТл у районі полюсів. На відміну від географічних полюсів, які є постійними, магнітні полюси **повільно переміщуються** (дрейфують) через зміни в магнітному полі планети і не є діаметрально протилежними один одному (рис. 7.3).

Із середини XVII ст. до 1990-х рр. північний магнітний полюс був розташований у різних точках канадської Арктики. З того часу полюс почав дуже швидко дрейфувати і менше ніж за 30 років значно зрушив у бік російського Сибіру, усе більше наближаючися до географічного полюса (див. рис. 7.3).

У 2019 р. вчені виявили, що північний магнітний полюс зрушився на 50 км у сторону Сибіру, перетнув меридіан, і нині він розташований рекордно близько до географічного полюса – на відстані 390 км.

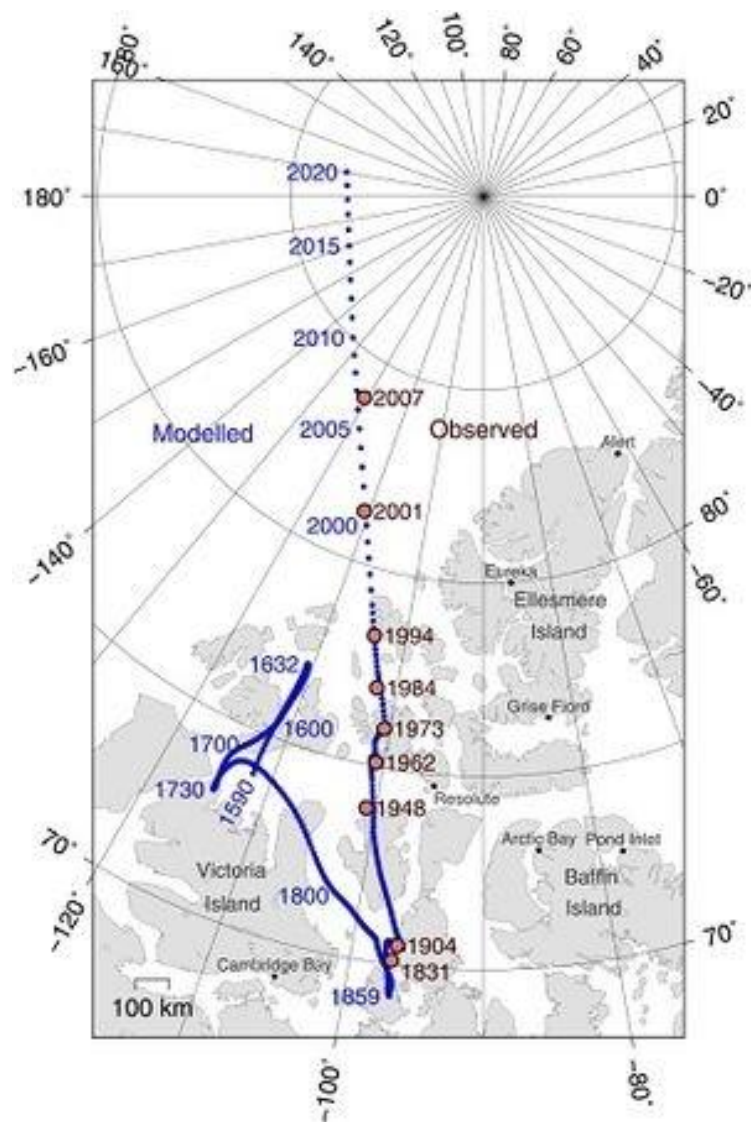


Рис. 7.3. Рух північного магнітного полюса

Визначення точного розташування магнітних полюсів є важливим для навігації, оскільки на кораблях та інших видах транспорту, як і раніше, використовують магнітні компаси, і вони можуть залишитися єдиним інструментом позиціонування, якщо

раптом супутникові системи вийдуть з ладу. Крім того, магнітні полюси необхідні для налаштування правильного супутникового сигналу роботи багатьох електронних пристроїв на Землі. Навіть для точної роботи карт «Google» потрібні актуальні координати полюсів, адже система також базується на правильному функціонуванні GPS.

Магнітне поле Землі, як і інших планет, із часом слабшає – у середньому на 5 % за 100 років. У довгостроковій перспективі це може призвести до того, що магнітні полюси поміняються місцями, і така подія буде куди більш серйозною проблемою, ніж похибки в навігації. Вважають, що магнітні полюси міняються місцями кожні 500 тис. років, а остання зміна сталася майже 800 тис. років тому. За весь час існування Землі магнітні полюси мінялися місцями сотні разів. Перед інверсією вони повинні повністю зникнути, що, імовірно, і відбувається сьогодні з магнітним полем Землі. Після того, як наші магнітні полюси почнуть рухатися ще швидше, а саме магнітне поле остаточно ослабне, має пройти від 5000 до 10 тис. років для їх повного відновлення в протилежному положенні.

Найбільші зміни відбуваються в магнітосфері Землі. Ця зона навколоземного простору, у якому зосереджено магнітне поле Землі, простягається на відстань 70–80 тис. км у напрямку на Сонце і на багато мільйонів кілометрів у протилежну сторону. У магнітосферу Землі потрапляє безліч заряджених частинок, що входять до складу сонячного вітру. Частинки сонячного вітру, головним чином протони й електрони, захоплюються магнітним полем Землі і рухаються гвинтовими траєкторіями уздовж силових ліній.

Під час збільшення сонячної активності інтенсивність сонячного вітру зростає. Під дією посиленого сонячного вітру в результаті спалахів на Сонці та викидів потоків заряджених частинок на Землі відбуваються магнітні бурі. Частинки сонячного вітру іонізують верхні шари атмосфери в північних широтах (де магнітні силові лінії згущені) і викликають там *полярні сяйва*. У магнітному полі Землі в умовах розрідженого повітря зазвичай так світяться атоми кисню і молекули азоту. Магнітне поле Землі захищає її мешканців від сонячного вітру.

Магнітна стрілка, яка може вільно обертатися, у кожній точці магнітного поля набуває орієнтації, відповідної положенню вектора напруженості  $\vec{H}$ . Вектор  $\vec{H}$  можна розкласти на три проекції:

1) *меридіональну* – магнітний меридіан точки;

2) *широтну*. Кут у горизонтальній площині між географічним та магнітним меридіанами в певній точці називають *магнітним схиленням* (D). Якщо найближчий до полюса відрізок магнітного меридіана розташований на схід від географічного – схилення східне, або додатне; в іншому випадку воно західне, тобто від’ємне. Лінії на карті, що з’єднують точки з однаковими значеннями магнітного схилення, називають ізогонами;

3) *вертикальну (радіальну)*. Кут між горизонтальною площиною та положенням вектора напруженості магнітного поля певної точки – *магнітне нахилення* (I).

*Магнітний екватор* – лінія, що сполучає точки земної поверхні, у яких вектор напруженості перебуває в горизонтальній площині. Кут нахилу стрілки компаса між ним та магнітними полюсами змінюється в інтервалі  $0...90^\circ$ . Магнітне нахилення позитивне, коли вектор направлений вниз від горизонтальної площини (Північна півкуля), і негативне, коли вектор направлений угору (Південна півкуля). Лінії на карті, що з’єднують точки з однаковими значеннями магнітного нахилення, називають *ізоклінами*.

### 7.3. Аномалії магнітного поля Землі

Разом із закономірними змінами характеристик магнітного поля вздовж земної поверхні спостерігають глобальні, регіональні та локальні особливості, пов’язані з неоднорідністю внутрішньої будови Землі, – геомагнітні аномалії. Деякі аномалії використовують як пошукові ознаки великих родовищ корисних копалин (залізних руд). Наприклад, напруженість магнітного поля Курської магнітної аномалії в чотири рази перевищує нормальну. Магнітне поле Землі реагує на зміну сонячної активності та захищає все живе на Землі від потоку заряджених часток сонячного вітру і частково – від космічного випромінювання.

Вивчення геомагнітного поля має велике значення для магнітних методів розвідки корисних копалин. Зміни магнітного поля впливають на життєдіяльність людини, тварин і рослин. Зокрема, магнітні бурі можуть негативно впливати на здоров’я людей з серцево-судинними захворюваннями. Змінна складова магнітного поля Землі характеризується спокійними і збуреними варіаціями. Основні складові спокійних варіацій: сонячно-добові та

місячно-добові. *Сонячно-добові варіації* залежать від магнітної активності Сонця в певний день. Амплітуда і фаза цих варіацій змінюються протягом доби та протягом року. Вони пов'язані з іоносферними електричними струмами, величина яких залежить від добових коливань ультрафіолетового випромінювання сонця. Максимальні значення амплітуди цих варіацій відзначають у період літнього сонцестояння (22 червня), мінімальні – у період зимового сонцестояння (22 грудня). Ці зміни магнітного поля залежать також від географічної широти.

### ***Контрольні запитання***

1. Що являє собою геомагнітне поле Землі?
2. У яких одиницях вимірюють магнітне поле Землі?
3. Що являють собою магнітне схилення та магнітне нахилення?
4. Чим характеризується змінна складова магнітного поля Землі?
5. Які основні складові спокійних варіацій магнітного поля Землі?
6. Від чого залежать сонячно-добові варіації магнітного поля Землі?

## **8. ЕЛЕКТРИЧНЕ ПОЛЕ ЗЕМЛІ**

### ***8.1. Напруженість і потенціал електричного поля Землі***

Досліди показали, що між різними точками атмосфери, що перебувають на різній висоті, є різниця потенціалів. Зміна потенціалу з висотою різна в різний час року та для різних місцевостей і недалеко від земної поверхні має в середньому значення близько 130 В/м. У міру підйому над Землею поле швидко слабшає, і на висоті 1 км його напруженість дорівнює лише 40 В/м, а на висоті 20 км воно практично відсутнє. Таким чином, ми весь час живемо в помітному електричному полі. Напруженість електричного поля Землі не постійна. Вона коливається залежно від часу доби, пори року, але бувають також нерегулярні коливання.

Якщо на поверхні Землі постійно знаходиться негативний заряд, то де розташовані відповідні позитивні заряди і де починаються силові лінії електричного поля, що закінчуються на земній поверхні? Позитивні заряди не можуть перебувати дуже далеко від Землі. Якби це було так, то поле поблизу Землі мало б такий самий вигляд, як поле ізолюваної кулі (рис. 8.1).



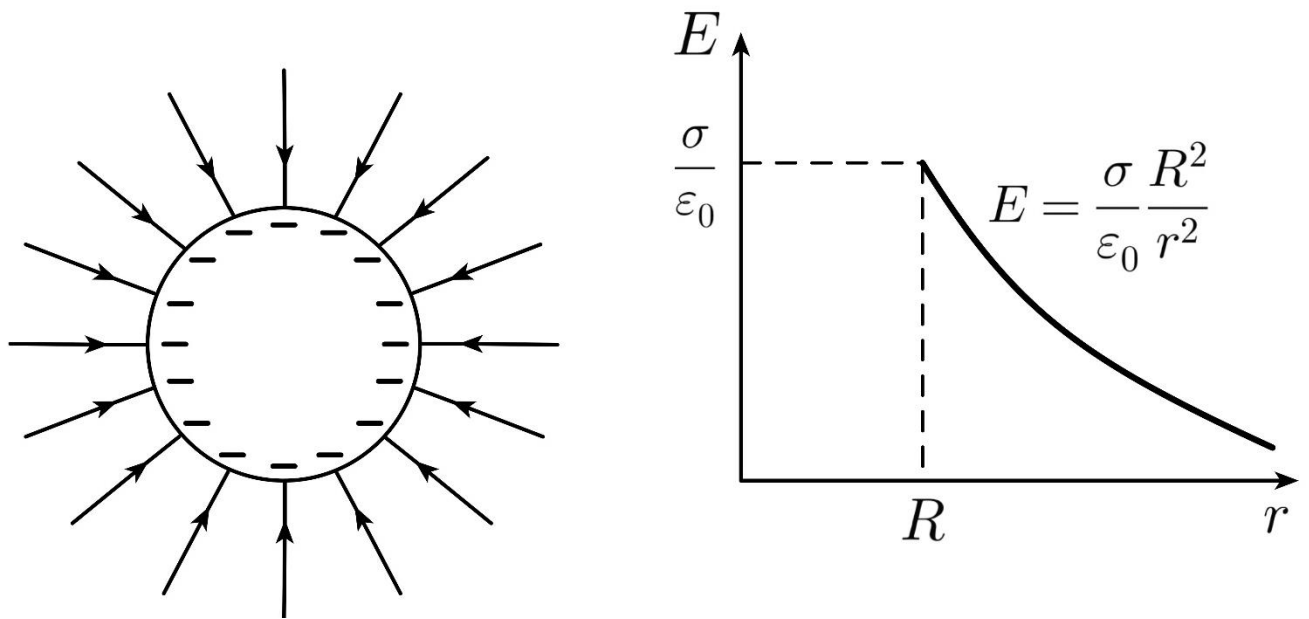


Рис. 8.1. Напруженість електричного поля ізолюваної кулі

Напруженість цього поля зменшувалася б обернено пропорційно квадрату відстані від земної поверхні:

$$E = \frac{\sigma}{\epsilon_0 \epsilon} \cdot \frac{R^2}{(R+h)^2}, \quad (8.1)$$

де  $\sigma = Q/4\pi R^2$  – поверхнева густина заряду,  $R$  – радіус,  $(R+h)$  – відстань від центру Землі,  $\epsilon \approx 1$  – діелектрична проникливість атмосфери.

Радіус Землі дорівнює 6370 км, тому зміна відстані від центру Землі на  $h = 10$ –20 км мало змінило б напруженість поля, але напруженість електричного поля Землі дуже швидко зменшується в міру віддалення від неї. Це вказує на те, що позитивний заряд, відповідний негативному заряду Землі, перебуває десь на не дуже великій висоті над поверхнею Землі. Дійсно, на висоті декількох десятків кілометрів над Землею було виявлено шар позитивно заряджених (іонізованих) молекул. Об’ємний позитивний заряд цих зарядів і компенсує негативний заряд Землі. Лінії земного електричного поля йдуть від цього шару до поверхні Землі (рис. 8.2).

Таким чином, *між поверхнею Землі та іоносферою існує електричне поле*, різниця потенціалів якого становить 300 кВ, якщо розглядати напругу між позитивно зарядженою іоносферою і поверхнею Землі.



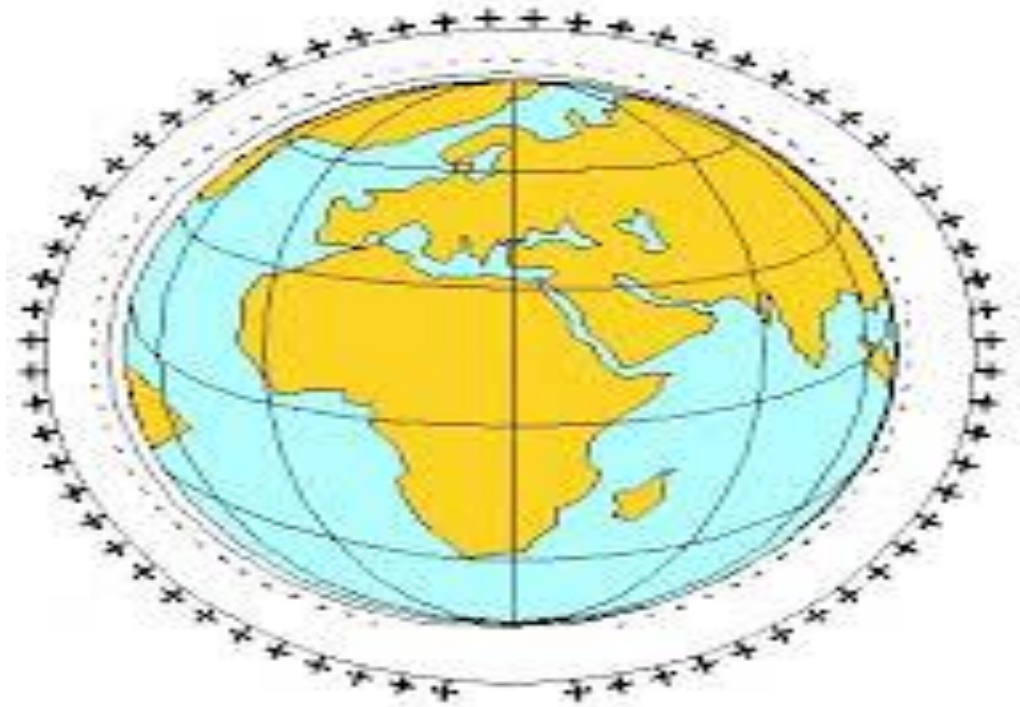


Рис. 8.2. Електричне поле Землі

Існування електричного поля в атмосфері Землі пов'язане в основному з процесами іонізації повітря і просторовим розділенням позитивних і негативних електричних зарядів, які виникають при іонізації. Іонізація повітря відбувається під дією космічних променів, ультрафіолетового випромінювання Сонця, випромінювання радіоактивних речовин, що є на поверхні Землі та в повітрі, електричних розрядів в атмосфері тощо.

Атмосферні процеси – конвекція, утворення хмар, опади та інші – приводять до часткового розділення різнойменних зарядів і виникнення атмосферних електричних полів (атмосферна електрика). Негативний заряд Землі приблизно дорівнює  $Q = -5 \cdot 10^5 \text{ Кл}$ . Цей заряд підтримується майже незмінним завдяки ряду процесів в атмосфері Землі та поза нею (у світовому просторі), які ще далеко не повністю з'ясовано. **Між поверхнею Землі та іоносферою протікає електричний струм силою близько 1350 А** (густина приблизно  $j \approx 10^{-6} \text{ мкА/м}^2$ ), який намагається розрядити Землю. Це приблизно 400 МВт потужності, яка регенерується випромінюванням Сонця. Вона впливає на іоносферу Землі, а також на більш низькі шари, що викликають грози. Електрична енергія, яка запасється в земній атмосфері, становить близько 150 гігаджоулів (ГДж). Обернений процес заряджання Землі зумовлено блискавками. Землю можна уявити як сферичний конденсатор,

обкладками якого є два провідні шари – світовий океан та іоносфера, а ємність становить 1,8 Фарада. З огляду на величезний розмір площі поверхні Землі, на 1 м<sup>2</sup> поверхні припадає лише 1 нКл електричного заряду.

## 8.2. Розподіл потенціалу в атмосфері Землі

Градiєнт потенціалу Землі  $\frac{\Delta\varphi}{\Delta r}$ ,  $\left( E = -\frac{\Delta\varphi}{\Delta r} \right)$  розподіляється від її поверхні до іоносфери. У сприятливу для статичної електрики погоду електричне поле атмосфери становить приблизно 130 В/м поблизу поверхні Землі, але ця величина знижується експоненціально зі збільшенням висоти до 1 В/м і менше (на висоті 30 км). Причиною зниження градiєнта є в тому числі й зростання провідності атмосфери.

Якщо мати одяг з відмінного діелектрика, наприклад з нейлону, і гумове взуття, тоді між поверхнею землі та верхівкою голови можна поміряти різницю потенціалів. Оскільки напруженість електричного поля кожен метр становить 130 В/м, то при зрості 170 см на верхівці різниця потенціалів відносно земної поверхні становитиме  $1,7 \cdot 130 = 221$  Вольтів. Якщо на голову надягти металеву каструлю, то на ній збереться поверхневий заряд. Причина такого збирання заряду в тому, що одяг з нейлону та гумове взуття є хорошими ізоляторами, тобто контакт із поверхнею землі відсутній.

Для того, щоб не накопичувати на собі електричні заряди, необхідно «заземлюватися». Так само предмети, речі, будівлі та споруди, особливо висотні, здатні накопичувати атмосферну електрику. Це може призвести до неприємних наслідків, адже будь-який накопичений заряд може стати причиною електричного струму й іскрової пробою в газах. Такі електростатичні розряди можуть вивести з ладу електроніку і бути причиною пожеж, особливо для легкозаймистих речовин. Щоб не збирати заряди атмосферної електрики, достатньо з'єднати верхню точку з нижньою (землею) електричним провідником, а якщо площа велика, то заземлення виконують у вигляді клітки, контуру, але, по суті, використовують пристрій, який називають «кліткою Фарадея».

### **8.3. Характеристики атмосферної електрики**

Джерелом генерації електричного поля в іоносфері завдяки ефекту гідромагнітного динамо є рухи повітряних мас, вітри, турбулентність. Прикладом може бути сонячно-добова електрична струмова система, яка викликає на поверхні Землі добові варіації магнітного поля. Напруженість електричного поля в іоносфері залежить від місця точки спостереження, часу доби, загального стану магнітосфери й іоносфери, активності Сонця. Вона коливається від декількох одиниць до десятків  $mV/m$ , а у високоширотній іоносфері досягає 100 і більш  $mV/m$ . При цьому сила струму досягає сотень тисяч ампер. Через високу електропровідність плазми іоносфери і магнітосфери вздовж силових ліній магнітного поля Землі електричні поля іоносфери переносяться в магнітосферу, а магнітосферні поля – в іоносферу. Одним із безпосередніх джерел електричного поля в магнітосфері є сонячний вітер.

### **8.4. Сонячний вітер**

Сонячний вітер – потік іонізованих частинок (в основному геліоводневої плазми), який виділяється із сонячної корони зі швидкістю 300–1200 км/с у навколишній простір у всіх напрямках. Рух цих частинок викривлює магнітне поле Землі. Біля Землі швидкість сонячного вітру коливається від 200 до 889 км/с, а середня дорівнює 450 км/с. Він виносить із Сонця речовину в темпі  $10^9$  кг/с. Сонячний вітер складається в основному з електронів, протонів та ядер гелію (альфа-частинок); ядра інших елементів і неіонізовані (електронейтральні) частинки містяться в дуже незначній кількості.

Інтенсивність сонячного вітру залежить від змін сонячної активності. Залежно від швидкості потоки сонячного вітру поділяють на два класи: повільні (приблизно 300–400 км/с біля орбіти Землі) і швидкі (600–700 км/с біля орбіти Землі). Існують ще короткочасні високошвидкісні потоки (до 1200 км/с). Навколо Землі є зони підвищеної радіації (радіаційні пояси): внутрішній і зовнішній (рис. 8.3).

Внутрішня зона заповнена в основному протонами з енергією 100 МеВ, зовнішня – електронами з енергією від 100 кеВ.

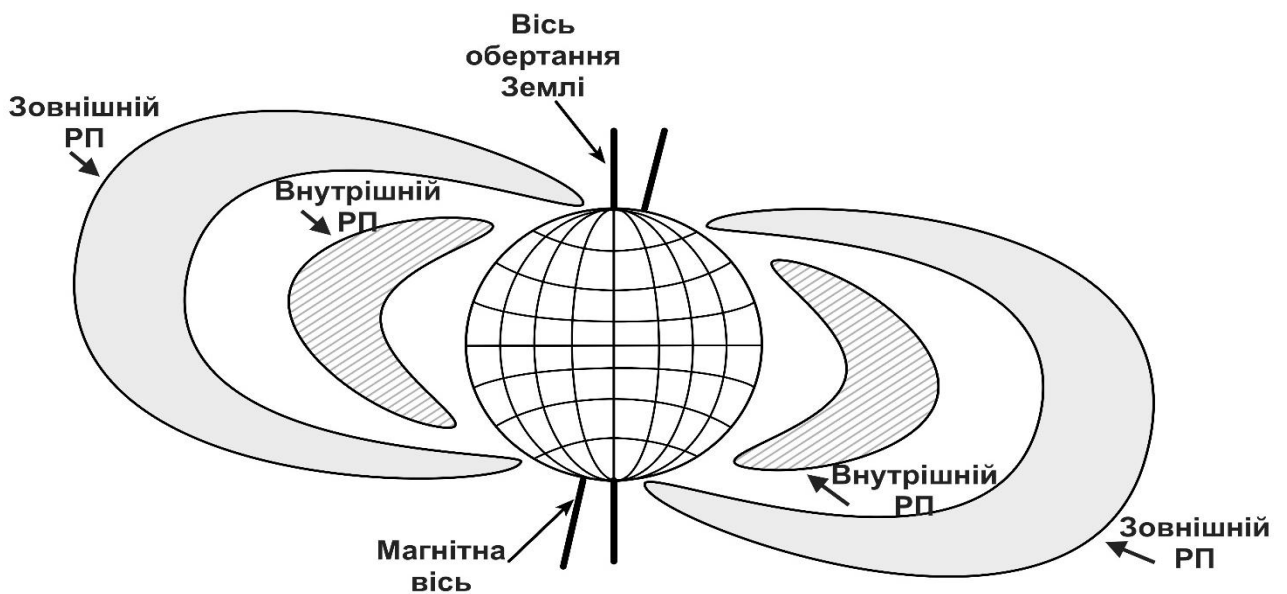


Рис. 8.3. Радіаційні пояси Землі

Протони сонячних та галактичних космічних променів (1) взаємодіють з атомами атмосфери (2) і народжують нейтрони (3), які, виходячи з атмосфери, розпадаються (4), створюючи захоплені електрони (5) і протони (6) (рис. 8.4). Усередині поясів діють електричні поля, які й прискорюють частинки. Частота електромагнітних хвиль у поясі за певних умов може дорівнювати частоті руху електронів силовими лініями магнітного поля. Як наслідок, виникає резонанс, що прискорює частинки до величезних швидкостей і миттєво змінює густину та енергію радіаційних поясів.

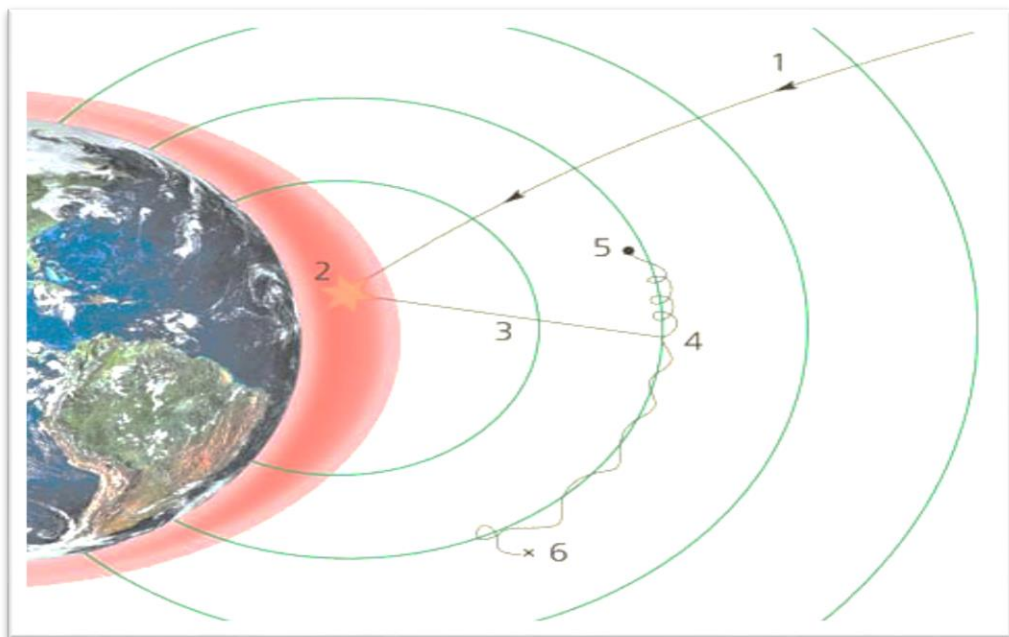


Рис. 8.4. Взаємодія протонів космічних променів з атмосферою

У процесі обтікання магнітосфери сонячним вітром (рис. 8.5) виникає електрорушійна сила ( $EPC$ ), яка викликає електричні струми, що замикаються зворотними струмами, впоперек хвоста магнітосфери. Останні породжуються позитивними просторовими зарядами на ранковій стороні хвоста магнітосфери і негативними – на його вечірній стороні. Різниця потенціалів упоперек полярної шапки становить 20–100 кв.

Ще один механізм збудження  $EPC$  в магнітосфері пов'язаний з колапсом протилежно направлених силових ліній магнітного поля у хвостовій частині магнітосфери; енергія, що звільняється, спричиняє бурхливе переміщення магнітосферної плазми до Землі. При цьому електрони дрейфують навколо Землі до ранкової сторони, протони – до вечірньої. Різниця потенціалів між центрами еквівалентних об'ємних зарядів досягає десятків кіловольтів. Це поле протилежне в напрямку полю хвостової частини магнітосфери. З дрейфом частинок безпосередньо пов'язане існування магнітосферного кільцевого струму навколо Землі.

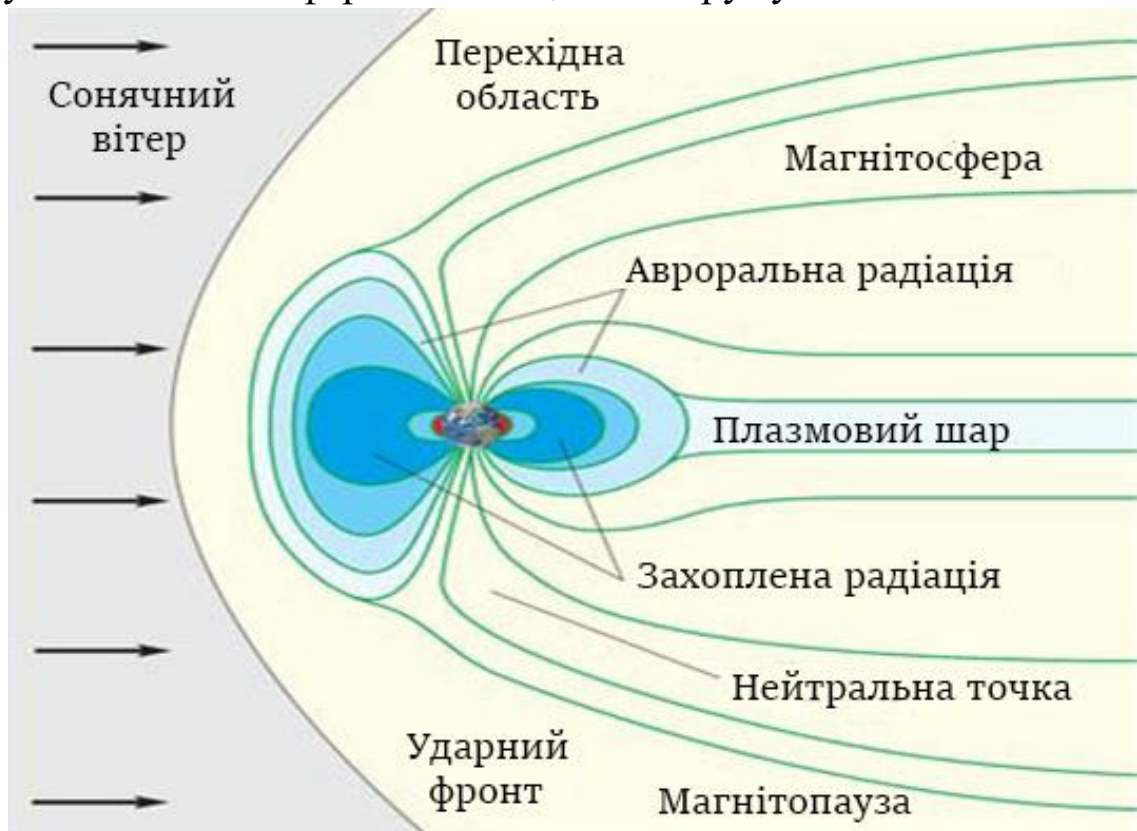


Рис. 8.5. Сонячний вітер і радіаційні пояса Землі

У періоди магнітних бурь і полярних сяїв електричні поля та струми в магнітосфері й іоносфері зазнають значних змін.

Магнітогідродинамічні хвилі, що генеруються в магнітосфері, поширюються природними хвилеводними каналами вздовж силових ліній магнітного поля Землі. Потрапляючи в іоносферу, вони перетворюються в електромагнітні хвилі, які частково доходять до поверхні Землі, а частково поширюються в іоносферному хвилеводі й затухають. На поверхні Землі ці хвилі реєструють залежно від частоти коливань або як магнітні пульсації, або як дуже низькочастотні хвилі (коливання з частотою 102–104 Гц).

*Змінне магнітне поле Землі, джерела якого локалізовані в іоносфері та магнітосфері, індукує електричне поле в земній корі. Напруженість електричного поля в приповерхневому шарі кори коливається залежно від місця й електричного опору порід у межах від декількох одиниць до декількох сотень мВ/км, а під час магнітних бурь посилюється до одиниць і навіть десятків В/км.*

*Взаємопов'язані змінні магнітне й електричне поля Землі використовують для електромагнітного зондування в розвідувальній геофізиці, а також для глибинного зондування Землі. Певний внесок дає контактна різниця потенціалів між породами різної електропровідності (термоелектричний, електрохімічний, п'єзоелектричний ефекти). Особливу роль при цьому відіграють вулканічні та сейсмічні процеси. Електричні поля в морях індукуються змінним магнітним полем Землі, а також виникають під час руху провідної морської води (морських хвиль і течій) у магнітному полі. Густина електричних струмів у морях досягає  $10^{-6}$  А/м<sup>2</sup>. Ці струми можуть бути використані як природні джерела змінного магнітного поля для магнітоваріаційного зондування на шельфі та в морі. Вважають, що Земля як планета є електрично нейтральною.*

### ***Контрольні запитання***

1. Які процеси генерують електричне поле в іоносфері?
2. Яке середнє значення електричного потенціалу поблизу земної поверхні?
3. У яких одиницях вимірюють напруженість електричного поля?
4. Що являють собою радіаційні пояси Землі?
5. Що являє собою сонячний вітер?
6. Від чого залежить інтенсивність сонячного вітру?



7. Який механізм генерації протонів і електронів в радіаційних поясах?

## 9. ТЕМПЕРАТУРНЕ ПОЛЕ ЗЕМЛІ

Тепловий баланс Землі – баланс процесів теплопередачі та випромінювання в атмосфері й на поверхні Землі. Основний приплив енергії в систему «атмосфера–Земля» забезпечується випромінюванням Сонця в спектральному діапазоні від 0,1 до 4 мкм. Щільність потоку енергії від Сонця на рівні орбіти Землі дорівнює близько  $1367 \text{ Вт/м}^2$  (*сонячна постійна*), або  $1,74 \cdot 10^{17} \text{ Вт}$  у розрахунку на повну поверхню Землі.

### 9.1. Складові теплового балансу Землі

Сонячне випромінювання забезпечує приплив енергії до Землі близько  $340 \text{ Вт/м}^2$  у середньому по всій поверхні планети. Внутрішні джерела тепла (радіоактивний розпад, стратифікація речовини за щільністю) незначні (близько  $0,08 \text{ Вт/м}^2$ ).

Із сонячного випромінювання, що потрапляє на Землю, приблизно 30 % ( $102 \text{ Вт/м}^2$ ) відразу ж відбивається від поверхні Землі ( $23 \text{ Вт/м}^2$ ) і хмар ( $79 \text{ Вт/м}^2$ ), а  $239 \text{ Вт/м}^2$  у сумі поглинається атмосферою ( $78 \text{ Вт/м}^2$ ) і поверхнею Землі ( $160 \text{ Вт/м}^2$ ). Поглинання в атмосфері зумовлено в основному хмарами й аерозолями. Зі  $161 \text{ Вт/м}^2$  потужності, що поглинаються поверхнею Землі,  $40 \text{ Вт/м}^2$  повертаються в космічний простір у вигляді теплового випромінювання з довжиною хвиль 3–45 мкм; ще  $97 \text{ Вт/м}^2$  передаються атмосфері за рахунок різних теплових процесів ( $80 \text{ Вт/м}^2$  – випаровування води,  $17 \text{ Вт/м}^2$  – конвективний теплообмін). Близько  $356 \text{ Вт/м}^2$  випромінювання Землі поглинаються атмосферою, із яких  $332 \text{ Вт/м}^2$  ( $161 - 40 - 97 - 356 + 332 = 0$ ) повертаються у вигляді зворотнього випромінювання атмосфери.

Повне теплове випромінювання поверхні Землі становить  $396 \text{ Вт/м}^2$  ( $356 + 40$ ), що відповідає середній температурі  $288 \text{ К}$  ( $15^\circ \text{ С}$ ). Атмосфера випромінює в космічний простір  $199 \text{ Вт/м}^2$ , включаючи  $78 \text{ Вт/м}^2$ , отримані від випромінювання Сонця, і

97 Вт/м<sup>2</sup>, отримані від поверхні Землі. Різниця між ними поглинається атмосферою та зворотним випромінюванням атмосфери в обсязі 23 Вт/м<sup>2</sup>.

## 9.2. Внутрішні джерела тепла Землі

За останніми дослідженнями температура в самому центрі Землі становить близько 6000 °С. На глибині близько 35–40 км температура становить  $\approx 1400$  °С. Межа мантиї та зовнішнього ядра на глибині від 25 до 3000 км розжарюється від 2000 до 3000 °С. Основними внутрішніми джерелами тепла Землі є гравітаційна диференціація речовини, приливне тертя, метаморфізм, фазові перетворення, розпад довгоживучих радіоактивних ізотопів (уран–235, уран–238, торій–232, калій–40).

**Середня густина теплового потоку з надр земної кулі приблизно в 5000 разів менша, ніж середня сонячна радіація**

((87 ± 2) мВт/м<sup>2</sup> або  $(4,42 \pm 0,10) \cdot 10^{13}$  Вт у цілому по Землі). В океанських районах цей показник становить у середньому (101 ± 2) мВт/м<sup>2</sup>, в континентальних – (65 ± 2) мВт/м<sup>2</sup>. У глибоководних океанічних жолобах вона змінюється в межах (28–65) мВт/м<sup>2</sup>, на континентальних щитах – (29–49) мВт/м<sup>2</sup>, у зонах геосинкліналей і в серединно-океанічних хребтах може досягати (100–300) мВт/м<sup>2</sup> і більше. Близько 60 % теплового потоку  $2,75 \cdot 10^{13}$  Вт припадає на внутрішні джерела тепла, інші 40 % зумовлено охолодженням планети. Відповідно до вимірів нейтринного потоку з надр Землі на радіоактивний розпад припадає  $2,4 \cdot 10^{13}$  Вт внутрішнього тепла.

Для характеристики зміни температури з глибиною використовують **геотермічний градієнт**  $\Delta T/\Delta h$ , що показує приріст температури в градусах на 100 м. Поверхню шару з постійною температурою називають ізотермічною поверхнею. Інтервал глибини земної кори в межах 5–150 м, на якому температура підвищується на 1 °С (нижче від зони постійних температур) має назву **геотермічний ступінь**. У середньому вона дорівнює 33 м. **Геотермічний ступінь** – величина, обернена до геотермічного градієнта, тобто

$$33 \frac{\text{м}}{\text{К}} \approx \frac{1}{3\text{К}/100\text{м}}$$



### **9.3. Визначення теплових потоків для вивчення літосфери**

Галузь геофізики, що вивчає теплове поле Землі, яке формується під впливом внутрішніх джерел тепла та сонячного випромінювання, має назву *терморозвідка*. Теорію терморозвідки побудовано на основі математичного та фізичного моделювання, натурних спостережень і встановлення зв'язків з іншими полями Землі, що дозволяє оцінити зміну температур у надрах Землі.

Використання терморозвідувальних методів зумовлено зв'язком температури з тепловими властивостями порід і тепловими процесами, які відбуваються в надрах Землі. У ході терморозвідки реєструють теплове випромінювання земної поверхні, вимірюють температуру, її вертикальний градієнт або тепловий потік. Розподіл цих параметрів у плані та за глибиною містить інформацію про термічні умови і геологічну будову досліджуваного району. Аномалії теплового поля, які визначають на поверхні Землі як відхилення від нормального значення, спричинені конвективними процесами в ядрі та мантії, неоднорідним розподілом джерел генерації тепла в земній корі та верхній мантії, а також неоднорідністю надр і поверхні Землі за умовами теплопереносу. При цьому сформовані аномалії можуть бути стаціонарними і нестаціонарними.

Перші вимірювання температури порід було здійснено в другій половині XVII ст., після винаходу Г. Галілеєм термометра. Установлення факту зростання температури з глибиною відіграло дуже важливу роль для розробки гіпотез щодо утворення Землі. У 1868 р. за ініціативою англійського фізика В.Томсона (з 1892 р. – лорд Кельвін) систематизовано вимірювання температур у свердловинах, шахтах і рудниках, що дозволило оцінити зростання температури з глибиною – отримані дані дали значення в діапазоні від 2,5 °С до 3,5 °С на 100 м. Починаючи з 1910–1916 рр., термічні дослідження стають звичною складовою комплексу дослідження свердловин при вирішенні гідрогеологічних та нафтопромислових завдань. Подальшому поширенню сфери застосування термометричних методів сприяло впровадження технології аерокосмічних тепловізійних зйомок.

### ***Вивчення теплового поля може бути використано для***

- визначення теплового потоку з надр Землі та його просторово-часових варіацій;
- дослідження розподілу температури і теплового потоку в різних ділянках кори та верхньої мантії, з'ясування його причин і специфічних особливостей;
- реконструкції змін температури в минулому і прогнозування можливих глобальних змін клімату;
- дослідження енергетичного балансу тектонічних, магматичних, метаморфічних і гідротермальних процесів у геологічних процесах;
- виявлення і вивчення родовищ корисних копалин, у тому числі таких специфічних, як геотермальні ресурси;
- визначення теплофізичних властивостей порід і об'єктів;
- вирішення завдань ґрунтознавства і меліорації, вивчення снігового та льодового покриву, динаміки ландшафтів;

Одним із специфічних завдань терморозвідки є встановлення закономірних змін інших геофізичних полів при зміні температури. Особливо чутливими до зміни температур є ***електропровідність і намагніченість порід.***

### ***9.4. Географічні теплові машини***

Основна причина формування баричних систем і циркуляції повітряних мас – це неоднорідність термічного поля Землі, у першу чергу – відмінності в тепловому режимі екватора і полюсів. У тропосфері формуються географічні теплові машини двох типів. У тепловій машині першого типу екватор і тропічні пояси – нагрівачі, а другого типу – сезонні зміни теплообміну між материками і океанами. Узимку материки – холодильники, океани – нагрівачі, а влітку – навпаки. Робота машини першого типу проявляється в широтно-зональній циркуляції атмосфери, а робота машини другого типу – у регіональній мусонній циркуляції.

### ***Контрольні запитання***

1. Що являє собою тепловий баланс Землі?
2. Які складові теплового балансу Землі?
3. Які внутрішні джерела тепла Землі?

4. Що являють собою географічні теплові машини?
5. Що являє собою геотермічний градієнт?
6. Що являє собою геотермічна ступінь?

## **10. ДОСЛІДЖЕННЯ ВНУТРІШНЬОЇ БУДОВИ ЗЕМЛІ ТА ЗЕМНОЇ КОРИ**

### ***10.1. Сейсмічний метод дослідження внутрішньої будови Землі***

Для дослідження будови, складу і властивостей внутрішніх оболонок Землі використовують різні геофізичні методи. Найбільш достовірні дані про внутрішню будову Землі дають комплексні дослідження: гравірознавдя, сейсмічна розвідка, магніторозвідка, електророзвідка, геотермічна зйомка та ін.

***Сейсмічний метод*** вивчення внутрішньої будови Землі оснований на спостереженнях за поширенням пружних сейсмічних хвиль у її надрах, викликаних землетрусами або штучними вибухами. Приймачі сейсмічних коливань (сейсмографи) розташовують на земній поверхні. Сейсмічні хвилі, проходячи крізь надра Землі, заломлюються, відбиваються на акустичних межах розділу порід і повертаються до земної поверхні, де їх реєструють сейсмографи.

Швидкість поширення сейсмічних хвиль у різних гірських породах різна. Визначаючи швидкість поширення пружних хвиль з урахуванням часу їх реєстрації, роблять висновок про форму і глибини залягання акустичних меж.

***Сейсмічні хвилі бувають двох типів – об'ємні та поверхневі.*** Вони мають різний характер поширення, заломлення і відбивання залежно від фізико-механічних властивостей і агрегатного стану гірських порід. Об'ємні хвилі бувають поздовжні та поперечні.

***Поздовжні сейсмічні хвилі*** являють собою пружні стиснення і розрядження в напрямку поширення хвилі. Ці хвилі поширюються в будь-яких середовищах. Швидкість їх поширення в ***1,7 рази більше*** швидкості поперечних хвиль. На сейсмограмах їх реєструють раніше, ніж поперечні хвилі, і називають первинними, або ***P-хвилями*** (лат. prima – перша).

***Поперечні хвилі*** створюють коливання речовини в напрямку, перпендикулярному поширенню хвилі, можуть проходити тільки через тверде тіло та загасають у рідкій і газоподібній речовинах.

Поперечні хвилі реєструють на сейсмограмах після проходження поздовжніх хвиль, тому вони отримали назву вторинних, або **S-хвиль**.

**Швидкість поширення поздовжніх хвиль**  $v_p$  залежить від щільності середовища  $\rho$ , модуля об'ємної пружності  $K_{cm}$ , модуля зсуву  $G$ . Їх описують формулою:

$$v_p = \sqrt{(K_{cm} + 1,33G)/\rho}, \quad (10.1)$$

де модуль об'ємної пружності  $K_{cm} = -V \frac{dp}{dV}$ ; модуль зсуву

$G = \frac{F/S}{BB'/AB} = \frac{\tau}{\gamma}$ ;  $S$  – площа зсуву,  $\tau = F/S$  – дотична напруга;

$\gamma = BB'/AB$  – відносна деформація зсуву (рис. 10.1).

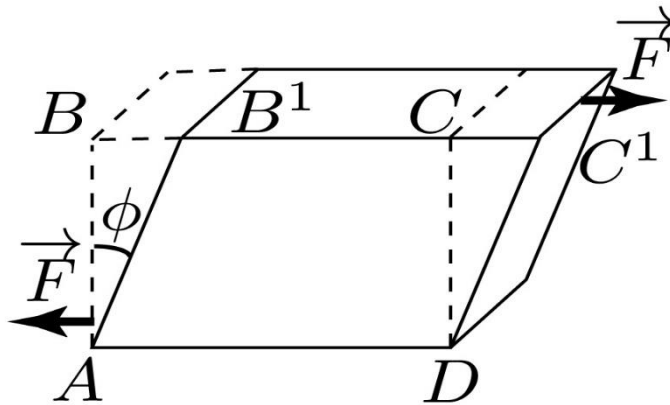


Рис. 10.1. Деформація зсуву

У **рідких середовищах** модуль зсуву  $G = 0$ , тому в них швидкість поширення поздовжніх хвиль зменшується і дорівнює:

$$v_p = \sqrt{K_{cm}/\rho}. \quad (10.2)$$

**Швидкість поширення**

**поперечних хвиль**  $v_s$

залежить від від щільності

середовища  $\rho$  і модуля зсуву  $G$ . Її описують формулою:

$$v_s = \sqrt{G/\rho}. \quad (10.3)$$

Швидкість поперечних хвиль у рідинах і газах  $v_s$  дорівнює нулю. Таким чином, **поперечні сейсмічні хвилі, на відміну від поздовжніх, можуть поширюватися тільки у твердих середовищах; у рідинах і газах вони загасають**. На межах розділу та в інших неоднородностях Землі спостерігають явища відбивання, заломлення і зміни типів сейсмічних хвиль.

**Поверхневі хвилі (L-хвилі, лат. longa–довгі)** виникають на краях різнорідних середовищ біля поверхні материків і океанічного дна. Вони викликають одночасно **деформацію об'єму і зсуву**, мають більшу довжину, ніж поздовжні та поперечні хвилі, а їхня швидкість менша. Поверхневі хвилі використовують для дослідження

зовнішніх шарів Землі. Вони бувають двох типів: *хвилі Релея* та *хвилі Лява*. Перші є суперпозицією неоднорідних поздовжніх і поперечних сейсмічних хвиль, другі – тільки поперечних. Теоретично вивчені англійськими фізиками Дж. Релеєм у 1885 р. і Лявом у 1911 р. Хвилі Релея виникають за наявності однієї межі розділу (поверхні Землі), Лява – двох і більше. Біля Землі швидкість поверхневих хвиль менша від швидкості поперечних хвиль. Амплітуда хвиль Релея і Лява зменшується приблизно обернено пропорційно кореню квадратному з відстані до джерела виникнення.

*Під час землетрусів у хвилі Релея зміщення частинок ґрунту відбувається у вертикальній площині, а самі частинки описують еліпс, рухаючися проти годинникової стрілки.*

*У хвилях Лява зміщення частинок ґрунту відбувається в горизонтальній площині перпендикулярно до напрямку руху хвиль.* У поверхневих хвилях величина зміщення максимальна на поверхні, дуже швидко (за експоненціальним законом) зменшується з ростом глибини і зворотно пропорційно відстані від їх джерела. Довжина поверхневих хвиль – від десятків до декількох сотень кілометрів. Тому з їх допомогою вивчають лише зовнішні шари Землі завтовшки не менше кількох кілометрів. У табл 10.1 наведено швидкості поздовжніх і поперечних сейсмічних хвиль у різних гірських породах. У породах однакового літологічного складу внаслідок підвищення тиску щільність і швидкість поширення пружних хвиль зростають із глибиною їх залягання. Особливо сильно збільшується швидкість пружних хвиль у верхній частині розрізу, де найшвидша відносна зміна тиску і водонасиченості гірських порід.

## ***10.2. Сейсмічна модель внутрішньої будови Землі***

Класичну сейсмічну модель внутрішньої будови Землі Джефферіса – Гутенберга створено в кінці 30-х рр. ХХ ст. на основі зміни швидкостей поширення поздовжніх і поперечних сейсмічних хвиль по радіусу Землі. Шляхи пробігу сейсмічних хвиль мають складний криволінійний характер (рис. 10.2). Із глибиною стрибкоподібно змінюється і їх швидкість.

***Перша поверхня стрибка швидкості поздовжніх і поперечних сейсмічних хвиль перебуває на глибині 60 – 70 км.***

**Швидкості хвиль і щільність деяких типів гірських порід**

Порода або середовище	$v_p$ , км/с	$v_s$ , км/с	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	
Повітря	0,3–0,35	–	0,001	
Вода	1,4–1,6	–	1,0	
Нафта	1,3–1,4	–	0,8–1,0	
Сухі піски, суглинки, галька, гравій, щебінь	0,3–0,8	0,1–0,4	1,2–1,7	
Водонасичені піски, суглинки, галька, гравій, щебінь	1,3–1,8	0,1–0,5	1,6–2,0	
Волога глина	1,4–2,5	0,4–0,6	1,6–2,0	
Пісковик	1,8–4,0	0,7–2,1	1,8–2,9	
Мергель	2,0–3,5	0,3–1,8	2,3–2,8	
Вапняк, доломіт	2,5–6,0	1,2–3,5	1,8–3,0	
Лід, мерзлі водонасичені піски и глини	3,2–4,0	1,6–2,1	0,9–1,6	
Граніт	4,0–5,7	1,8–3,5	2,5–2,7	
Метаморфічні породи	4,5–6,8	2,4–3,8	2,6–3,2	
Габро	6,0–7,0	3,2–3,7	2,8–3,1	
Перидотит	7,8–8,2	4,1–4,5	2,9–3,3	

На цій глибині швидкість поширення поздовжніх хвиль різко зростає з 5 до 8 км/с, поперечних – з 1,5 до 4,5 км/с.

У наступному шарі швидкість поздовжніх хвиль поступово збільшується, досягаючи максимуму в 13,6 км/с на глибині близько 2900 км, після чого різко знижується до 8,1 км/с, а потім до центру Землі повільно зростає до 11,3 км/с. **Швидкість поперечних хвиль** у шарі від 70 до 2900 км так само, як і швидкість поздовжніх хвиль, поступово зростає до 7,5 км/с. На глибині 2900 км, як і в поздовжніх, вона різко знижується, але, на відміну від них, наближається до нуля. Це означає, що глибше 2900 км поперечні хвилі майже не проникають, відбиваються і повертаються до поверхні.

Останні більш детальні дані свідчать про те, що, починаючи з глибин близько 5000 км, поперечні хвилі поширюються з невеликою

(меншою за 0,5–1,0 км/с швидкістю. Різка зміна швидкостей сейсмічних хвиль на глибинах 70 і 2900 км підтверджує

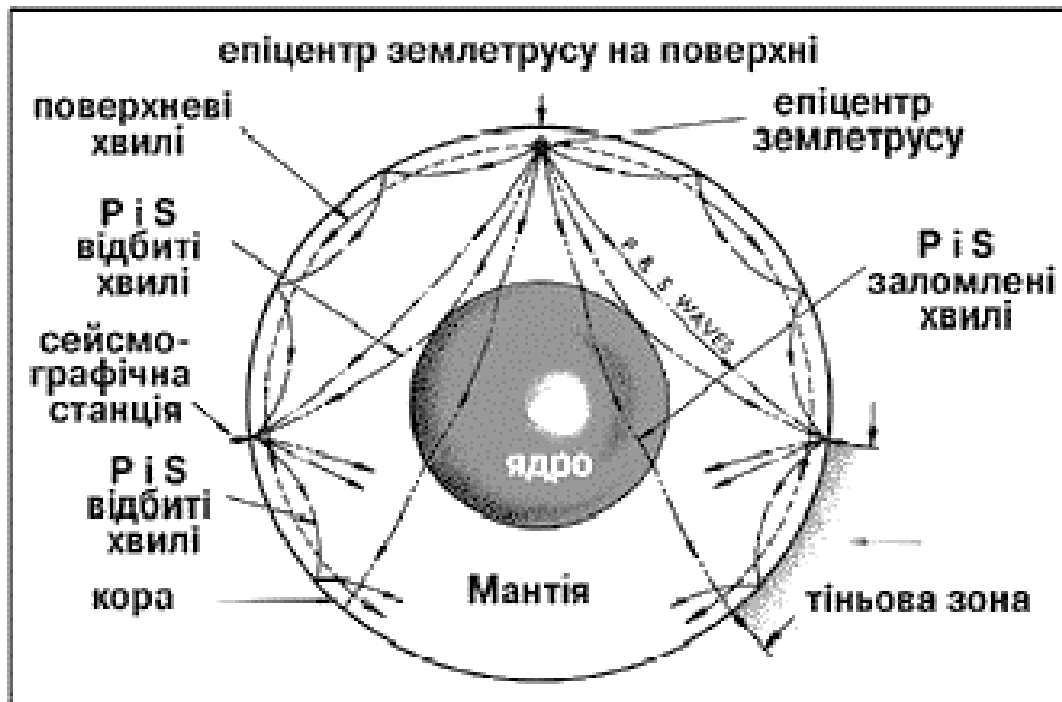


Рис. 10.2. Поширення хвиль землетрусу

стрибокподібне збільшення пружних властивостей і щільності речовини земних надр із глибиною, що дає підставу для виділення в ній трьох основних частин або трьох внутрішніх геосфер – *зовнішньої (земної кори), проміжної (мантії) та внутрішньої (ядра)* (рис. 10.3).

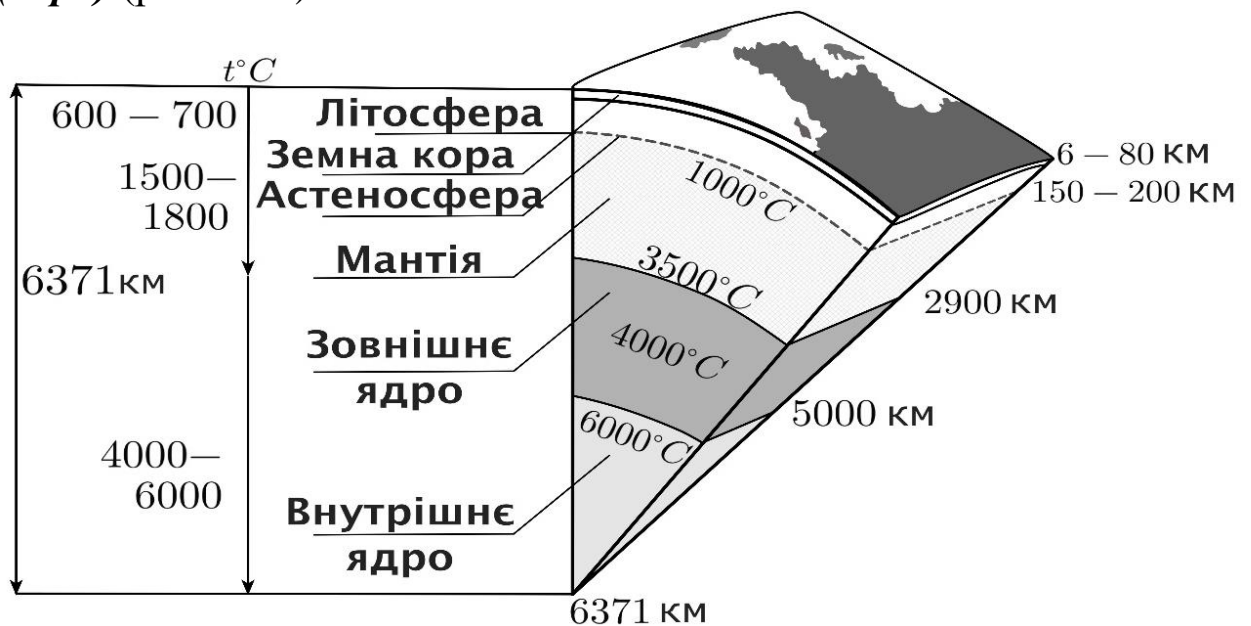


Рис. 10.3. Модель внутрішньої будови Землі

На межах сейсмічних розділів між земною корою і верхньою мантією та між нижньою мантією і зовнішнім ядром істотно змінюється і щільність речовини. Нижче кордону Мохо щільність порід значно вища, ніж у земній корі, і становить  $3,4 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. В основі нижньої мантії на глибині 2900 км вона дорівнює  $5,7 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. При переході від мантії до ядра відбувається різке збільшення щільності до  $10 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Потім щільність підвищується до  $11,5 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, а у внутрішньому ядрі становить приблизно  $13 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>.

Внутрішні геосфери сильно розрізняються за товщиною, об'ємом і масою. Найменшою за товщиною (0,5 % радіуса Землі), масою (0,8 % маси Землі) й об'ємом (1,6 % об'єму Землі) є земна кора, найбільшою за масою (67,8 %) і об'ємом (82,2 %) – мантія, а за товщиною – ядро (55,2 %).

### ***Контрольні запитання***

1. Що являє собою літосфера?
2. Що являє собою мантія?
3. Чим зовнішнє ядро відрізняється від внутрішнього?
4. На чому оснований сейсмічний метод вивчення внутрішньої будови Землі?
5. Чому шляхи пробігу сейсмічних хвиль мають складний криволінійний характер?
6. У чому полягає різниця між поверхневими та об'ємними сейсмічними хвилями?
7. Чому швидкість поширення поздовжніх і поперечних сейсмічних хвиль різна?
8. Що являють собою *P*-хвилі та *S*-хвилі?
9. Чому *S*-хвилі поширюються тільки у твердих середовищах?
10. Що являють собою хвилі Лява і Релея?



# 11. СКЛАД, БУДОВА І ВЛАСТИВОСТІ ВНУТРІШНІХ ГЕОСФЕР

## 11.1. Будова земної кори

Сучасне поняття про земну кору – верхню тверду оболонку Землі – основано на сейсмічних характеристиках гірських порід. Югославський сейсмолог Мохоровичич у 1909 р. встановив, що у верхньому шарі Землі сейсмічні хвилі поширюються з меншою швидкістю (близько 6 км/с), ніж на великих глибинах. Земна кора (0,5 % усієї нашої планети) – тверда шарувата оболонка Землі завтовшки від 5 км під океанами до 70 км під гірськими масивами материків (рис. 11.1).



Рис 11.1. Будова земної кори

Верхній шар земної кори складається з пухких осадових відкладів. Наступний під осадовим шар утворено з кристалічних гірських порід, близьких за складом до гранітів. Найнижчий шар складається переважно з порід, близьких за своїми властивостями до базальтів. Його називають базальтовим. Земна кора поділяється на материкову та океанічну. Материкова земна кора завтовшки 35–70 км складається з трьох шарів гірських порід: осадового, гранітного, базальтового (рис. 11.1).

**Океанічна кора тонша від материкової** та складається з двох основних шарів – осадового і базальтового. Товщина осадового шару – у межах молодих вулканічних гірських систем, але не перевищує декількох метрів, а на глибоководних рівнинах і біля материкових

схилів досягає 0,5–3,0 км. Товщина базальтового шару змінюється від 3 до 12 км.

Геохімічний аналіз показує наявність у земній корі 93 хімічних елементів. Значення середнього вмісту елементів у корі називають кларками (уперше їх розрахував у 1889 р американський учений Ф. Кларк). Сьогодні середній уміст окремих елементів оцінюють так (%):  $O$ –47,2;  $Si$ –27,6;  $Al$ –8,3;  $Fe$ –5,1;  $Ca$ –3,6;  $Na$ –2,64;  $K$ –2,6,  $Mg$ –2,1,  $Ti$ –0,6;  $H$ –0,15;  $C$ –0,1. На частку цих елементів припадає 99,99 % маси земної кори, усі інші 82 елементи в загальній сумі дають не більше 0,01 % маси, у тому числі  $Pb$ – 0,0016 %,  $Au$ – 0,0000005 %.

Сейсмічну межу, яка відокремлює земну кору від більш глибоких горизонтів Землі (мантії), на честь її першовідкривача назвали поверхнею Мохо. Поверхня Мохо практично дзеркально повторює земну поверхню. Її потужність змінюється від 5–8 км під океанами до 30–40 км у рівнинних зонах і до 70–75 км у горних районах континентальних зон. Максимум товщини відзначають на Памірі, Гіндукуші, у Гімалаях (близько 75–80 км) і в Андах (75 км).

Потужність земної кори не перевищує 1% довжини земного радіуса, її частка в загальну масу Землі мала – усього 0,8 %. Тому розглядаючи Землю в цілому, земну кору подають у вигляді однорідного шару середньою товщиною 33 км. Середня щільність земної кори становить близько 2,8 кг/м<sup>3</sup>. Вона є найбільш неоднорідною по горизонталі та вертикалі геосферою Землі. Прийнято розрізняти материкову й океанічну кору. Найдавніші зі знайдених зразків порід континентальної земної кори існують на Землі 3,8 млрд років (океанічної кори – не більше 200 млн років).

Сейсмічним зондуванням материкової кори встановлено, що вона складається з трьох шарів – осадового, гранітного і базальтового, які відрізняються сейсмічними швидкостями поздовжніх хвиль і своєю щільністю. Верхній, найменш щільний ( $\rho = 2,2$  кг/м<sup>3</sup>) **осадовий шар** має товщину від 2–3 км у зонах спокійного, майже горизонтального залягання гірських порід (платформи) до 20–30 км у місцях, де породи зім'яті у складки, пронизані глибокими тріщинами (геосинклінальні області). Цей шар представлено осадовими гірськими породами (глина, пісок, пісковики, вапняки, мергелі). На цьому шарі залягає ґрунт.

Швидкість поздовжніх сейсмічних хвиль у межах осадового шару змінюється від 1,8 до 5,0 км/с.

### **11.2. Гранітний та базальтовий шари**

Гранітний шар має більшу щільність  $\rho = (2,4-2,6)$  кг/м<sup>3</sup>. Швидкість поздовжніх хвиль тут зростає від 5,0 до 6,2 км/с. Цей шар складається з кристалічних гірських порід (граніт, гнейс, ріоліти тощо), складених зі світло забарвлених силікатів і алюмосилікатів, бідних на залізо і марганець, що являють собою шлаки, легкі побічні продукти глибинних хімічних реакцій, які піднялися у верхню частину з надр Землі. У багатьох місцях гранітний шар виходить на земну поверхню (у Карелії, Фінляндії, на Кольському півострові, у центральних частинах гірських хребтів Тянь-Шаню, Саян, Альп, Кавказу, Карпат). Базальтовий шар материкової кори має ще більшу щільність  $\rho = (2,8-3,3) 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Він складається з вивержених і метаморфічних гірських порід темного кольору (базальт, габро, анортозити), що містять велику кількість заліза і марганцю. Його товщина – 15–25 км (місцями до 40 км). На відміну від осадового і гранітного шарів, базальтовий шар являє собою суцільну оболонку. Швидкість поширення поздовжніх хвиль у ньому  $v_p = 6,9-7,6$  км/с – найбільша порівняно з іншими шарами (швидкість поперечних хвиль  $v_s = 3,7-3,8$  км/с).

### **11.3. Мантія й астеносфера**

Мантія є перехідною геосферою між земною корою і ядром Землі. Її верхня межа збігається з поверхнею Мохо, нижня перебуває на глибині 2900 км. За швидкістю проходження сейсмічних хвиль мантія підрозділяється на три шари: *B*, *C* і *D*.

**Верхній з них (*B*) називають верхньою мантією**, або шаром Гутенберга. Його нижня межа розташована на глибині 350–410 км. В межах цього шару поздовжні хвилі поширюються зі швидкістю понад 8 км/с.

**Другий шар (*C*) – середня мантія**, або шар Голицина, простягається до глибини 850–900 км. Швидкість поширення поздовжніх хвиль досягає 11,4 км/с.

**Третій шар (Д) – нижня мантія** – простягається до глибини 2900 км. Зростання швидкості поздовжніх хвиль із глибиною в цьому шарі відбувається з меншим градієнтом, ніж у верхній і середній мантії, що свідчить про її більшу однорідність. В основі нижньої мантії їх швидкість досягає 13,6 км/с, поперечних – 7,3 км/с. Сейсмічним методом у верхній мантії на глибині близько 120–200 км під материком та 60–100 км і більше під океанічною корою цей шар якби «розм'якшується».

**Астеносферний шар** (пояс розм'якшення) чіткіше виражений і місцями піднятий до глибин 20–25 км під найбільш рухливими зонами земної кори і, навпаки, опущений під найбільш спокійними ділянками континентів (щитами платформ). У молодих гірських хребтів, як і в осьових зонах серединно-океанічних хребтів, покрівля астеносфери може перетинати кордон Мохо, проникаючи в земну кору.

Швидкості поширення сейсмічних хвиль, особливо поперечних, і підвищення електропровідності в астеносферному шарі зменшуються. В'язкість речовини астеносфери на 2–3 порядки нижче, ніж у покривних і підстильних її шарах мантії, і змінюється як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямках. Це можна пояснити частковим (1–10 %) плавленням речовини мантії, що відбувається в результаті більш швидкого підвищення температури з глибиною, ніж підвищення тиску. Головна причина цього явища полягає в **диференціації земної речовини**.

У верхній мантії на глибинах від 100 до 350 км, особливо в межах 100–150 км, поєднання температури і тиску таке, що речовина перебуває в розм'якшеному або розплавленому стані й намагається спливати. Речовина, полегшена видаленням металів, піднімається до земної кори, а важка – опускається; виникають вертикальні конвекційні струми.

Вертикальні **конвекційні струми металів породжують горизонтальні астеносферні течії**. Їх швидкість досягає декількох десятків сантиметрів на рік. Ці течії призвели до розколу літосфери на окремі глиби і до їх горизонтального переміщення, відомого як дрейф материків. На основі даних, отриманих від штучних супутників Землі, встановлено, що за останні п'ять років Австралія «підпливла» до Японії на 11 см, Гавайські острови – на 39 см. Підраховано, що якщо такий темп руху збережеться, то найближчий

до Японії сусід – Гаваї – з'єднається з Японськими островами через 100 млн років.

В астеносфері є осередки розплавленої магми, які потрапляють у земну кору. **Верхня частина мантії разом із земною корою складають літосферу** – порівняно крихку оболонку, що володіє пружними властивостями вгорі та пружно-пластичними – внизу. Літосфера характеризується активними тектонічними рухами гірських порід, тому її разом з астеносферою ще прийнято називати тектоносферою.

Тектоносфера неоднорідна за геологічною будовою речовини. Відповідно до теорії глобальної тектоніки **всі землетруси виникають у літосфері**, оскільки тільки вона здатна реагувати на напруги як крихке тверде тіло. У сучасній мантії близько 8 % її маси припадає на залізо, 30 % його вже «опустилося» в ядро. Але цих 8 % цілком достатньо для продовження диференціації речовини і забезпечення тектонічної активності нашої планети принаймні на найближчі 1,5–2,0 млрд років.

#### **11.4. Будова земного ядра**

На глибині 2900 км відзначають другий сейсмічний розділ, що відокремлює мантію від ядра (див. рис. 10.3). Межа між мантією і ядром є найбільш різко вираженою. Від неї відбиваються поздовжні та поперечні хвилі, крім того, на ній утворюються заломлені хвилі, які поширюються по різних траєкторіях в надра земного ядра. На цій межі швидкість поздовжніх хвиль стрибкоподібно падає від 13,6 км/с у нижній мантії до 8,1 км/с у ядрі; поперечні хвилі зовсім гасяться, що дозволяє припустити рідкий стан зовнішньої оболонки, і нижче цієї межі не поширюються. Таким чином, земне ядро перебуває в рідкому стані.

Земне ядро (його ще називають барисферою) – це найбільш щільна внутрішня геосфера Землі. Радіус ядра – 3470 км, середня щільність – близько  $10,7 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. За сейсмічними даними – стрибка швидкості поздовжніх хвиль на глибині близько 5000 км – у ньому **виділяють зовнішнє ядро, або шар E, до глибини 4980 км і внутрішнє ядро, або шар G**. Між зовнішнім і внутрішнім ядром існує перехідна зона (шар F) товщиною близько 140 км. Перехідна зона є також на нижній межі мантії (шар D') на глибині

2700–2900 км. Вона характеризується майже постійною швидкістю поздовжніх і поперечних хвиль.

У зовнішньому ядрі швидкість поздовжніх сейсмічних хвиль поступово зростає до 10,5 км/с, а потім зменшується до <9,5 км/с у перехідному шарі. У внутрішньому ядрі швидкість поздовжніх хвиль знову збільшується до 11,3 км/с.

На глибині 2900 км, тобто на верхній межі ядра, тиск досягає 137 ГПа, а в центральній його частині – 343 ГПа. Вважають, що при такому великому тиску електронні оболонки атомів порушуються і їх ядра розчиняються в загальній масі електронів. У таких умовах речовина переходить у новий фізичний стан – надщільний, при якому порушуються хімічні властивості. Цей стан не можна назвати ім'ям жодного хімічного елемента або сполуки, що існує в земній корі при невеликому тиску. За фізичними властивостями речовина в такому стані універсально-металева і володіє магнітними властивостями. Останні дані свідчать, що при температурі в центральній частині ядра близько 6000 °С зовнішнє ядро розплавлене, а внутрішнє перебуває у твердому стані.

За сучасними уявленнями, ядро на 85–90 % складається з заліза, та нікелю з домішкою S, Mg і Si. У зовнішньому рідкому ядрі легкою добавкою до заліза є кисень, а у внутрішньому – нікель. Висловлене припущення, що крім заліза і нікелю, у ядрі повинні бути якісь легкі елементи – вуглець, кремній або сірка.

### ***Контрольні запитання***

1. Із яких порід складаються шари земної кори?
2. Що являє собою мантия?
3. Що являє собою астеносфера?
4. Що являє собою літосфера?
5. Де виникають землетруси?
6. Що таке барисфера?

## **12. ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ ВНУТРІШНЬОЇ ДИНАМІКИ**

***Ендогенні процеси*** – геологічні процеси внутрішньої динаміки, пов'язані з енергією, яка виникає в надрах Землі. До ендогенних процесів відносять ***тектонічні рухи земної кори, магматизм, метаморфізм, сейсмічну активність***. Тектонічні рухи земної кори

відіграють основну роль в орогенезі (утворенні гір). Головними джерелами енергії ендегенних процесів є тепло і гравітаційна диференціація матеріалу в надрах Землі за щільністю. Глибинне тепло Землі, на думку більшості вчених, має переважно радіоактивне походження. Радіоактивне тепло, знижуючи в'язкість матеріалу, сприяє його диференціації, а остання прискорює винос тепла до поверхні. Поєднання цих процесів веде до нерівномірності в часі виносу тепла і легкої речовини до поверхні, що може пояснити наявність в історії земної кори тектоно-магматичних циклів. Просторові нерівномірності глибинних процесів пояснюють розділення земної кори на більш або менш геологічно активні зони. З ендегенними процесами пов'язане формування рельєфу Землі й утворення багатьох найважливіших корисних копалин.

### ***12.1. Тектонічні рухи земної кори***

Тектоніка – наука, що вивчає структуру та рухи земної кори, досліджує характер залягання в її межах різних гірських порід і закономірних поєднань структурних елементів – від дрібних складок та розривів до континентів і океанів; вивчає тектонічні рухи, а також геологічну історію та умови формування земної кори.

На початку ХХ ст. науковці виявили, що материки Землі повільно дрейфують. Із цього часу геологи почали шукати відповіді на запитання «Коли на Землі почалися тектонічні процеси і як вони виникли?» Від початку існування Земля була покрита монолітною корою. У той час не було континентів, гір і рівнин, а тільки глобальний Світовий океан. Учені вважали, що тектонічні процеси Землі почалися в результаті падіння великого астероїда або комети, або навіть прабатька Місяця, які могли розколоти кору і змусити її розпастися на частини.

Вивчаючи відкладення молодих океанічних базальтів у Карибському морі, геологи відкрили незвичайну «діру», що виникла приблизно 100 млн років тому внаслідок спливання так званого плюму – гарячого потоку розплавлених порід мантиї, який швидко рухався до поверхні літосфери. Тектонічна плита, на якій знаходиться ця «дірка», почала занурюватися під сусідні плити, що спричинило розкол монолітної кори Землі в далекому минулому. Комп'ютерне моделювання давньої Землі, у мантиї якої періодично

виникали плюми, які були здатні розколоти великі ділянки земної кори на плити.

Існує гіпотеза, що 4 млрд років тому діаметр Землі становив 10–13 % від сучасного. Також припускають, що ядро Землі складається не із заліза, а з гідридів заліза. Вивільнення водню приводить до розширення ядра і планети. За виконаними підрахунками, нині Земля збільшується в діаметрі на 2 см щорічно. Гіпотеза розширення Землі пояснює ряд складних питань з геології та утворення континентальних плит. Сучасна система всепланетних океанічних розломів – це по суті «шви», по яких розтріскується Земля під час розширення, звідки надходить глибинна речовина для формування океанічної земної кори. Ця гіпотеза пояснює відмінності в будові континентальної й океанічної кори (остання молодша, тонша і простіша за будовою – відсутній гранітний шар порід).

## ***12.2. Головні структурні елементи земної кори***

Відносно стійкі та внутрішньо монолітні ділянки літосфери називають літосферними плитами. У її структурі виділяють сім великих і тринадцять малих плит (рис. 12.1), які об'єднують континенти і прилеглі донні ділянки океанів. Великі плити: Євразійська, Північноамериканська, Південноамериканська, Африканська, Тихоокеанська, Індостанська (2), Австралійська (4), Антарктична. Малі плити: Аравійська (1), Філіппінська (3), Кокос (5), Карибська (6), Наска, Південносандвічева, Егейська, Анатолійська, Хуан- де-Фука, Рівера, Китайська, Охотська.

**Субдукція** – тектонічний процес, який проходить по межі літосферних плит, на якій одна плита рухається по іншій тектонічній плиті, що пірнає в земну мантію. Відбувається підсування океанічної кори і порід мантії під краї інших плит. Субдукцію, як правило, вимірюють в см/р., при середній швидкості близько 2–8 см/р. Процес супроводжується виникненням зон глибокофокусних землетрусів і формуванням активних вулканічних острівних дуг.

**Зона субдукції** – зона, де одна літосферна плита занурюється під іншу біля конвергентної межі плит. Зони субдукції пов'язані з «пірнанням» океанічної плити під континентальну плиту або під іншу океанічну плиту.



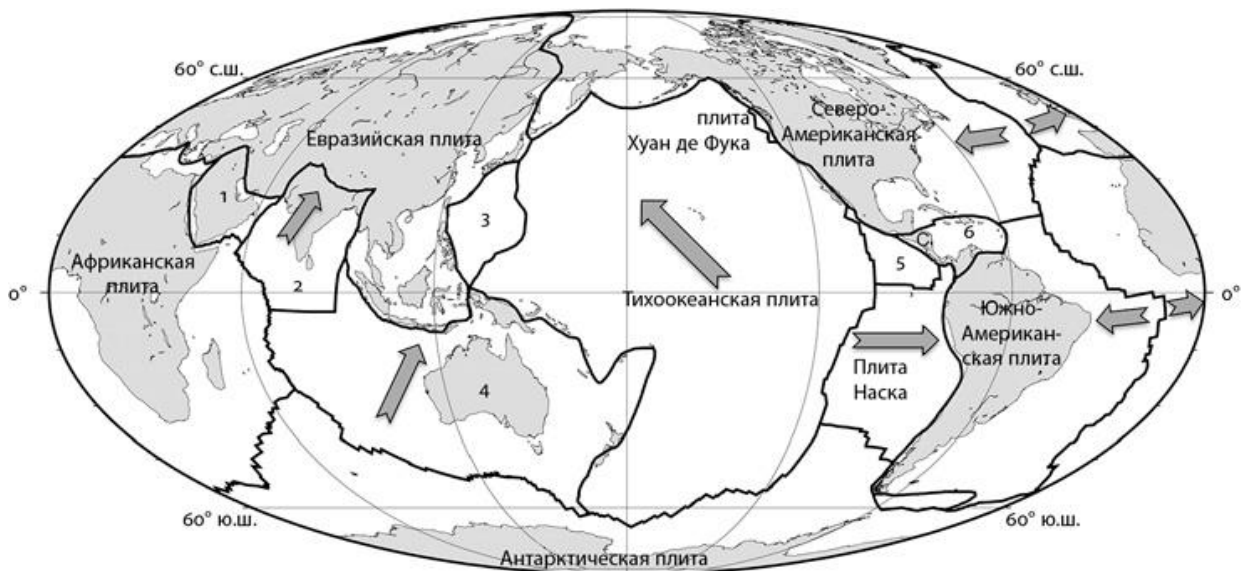


Рис. 12.1. Структурні елементи земної кори

Зони субдукції найчастіше відзначаються високим рівнем вулканізму, землетрусами та орогенезом. Це пояснюється тим, що при субдукції в результаті плавлення мантії утворюється вулканічна дуга через примусове навантаження відносно легких порід. Орогенез відбувається тоді, коли великі частини матеріалу субдукованої плити (наприклад, островні дуги) «випірнують» з головної плити. Зона субдукції є протилежністю дивергентній межі, де тектонічні плити рухаються одна від одної.

**Спрединг** – процес багаторазового розсування блоків літосфери і заповнення вивільненого простору магмою, що генерується в мантії, а також твердими протрузіями мантійних перидотитів. Відбувається в серединно-океанічних хребтах, де через вулканічну активність утворюється нова океанічна кора, а потім поступово переміщується від хребта. Спрединг пояснює континентальний дрейф у теорії тектоніки плит.

У межах земної кулі спостерігають різку нерівномірність прояву сейсмічної активності. Є широкі ділянки земної поверхні континентів і ложе океанів, які практично асейсмічні, та відносно вузькі зони, у межах яких знаходяться всі осередки землетрусів і вулканічної діяльності, тобто сейсмічно активні (рис. 12.2).

Такими зонами є серединно-океанічні хребти, зони поєднання островних дуг або окраїнних гірських хребтів і глибоководних жолобів на периферії океанів, а також гірський пояс, який простягається від Гібралтара через Північну Африку, Південну Європу та Центральну Азію до Індонезії.

Ці зони є своєрідними швами між літосферними плитами. Африканська плита, крім континенту і його підводної окраїни, включає також південно-східну частину Атлантичного океану, західну частину Індійського океану аж до їх серединно-океанічних хребтів, а також південно-східну частину Середземного моря. Існують також суто океанічні плити, наприклад, Тихоокеанська. Причина поєднання ділянок континентальної й океанічної кори в одну плиту полягає в тому, що вони рухаються разом, як єдине ціле.

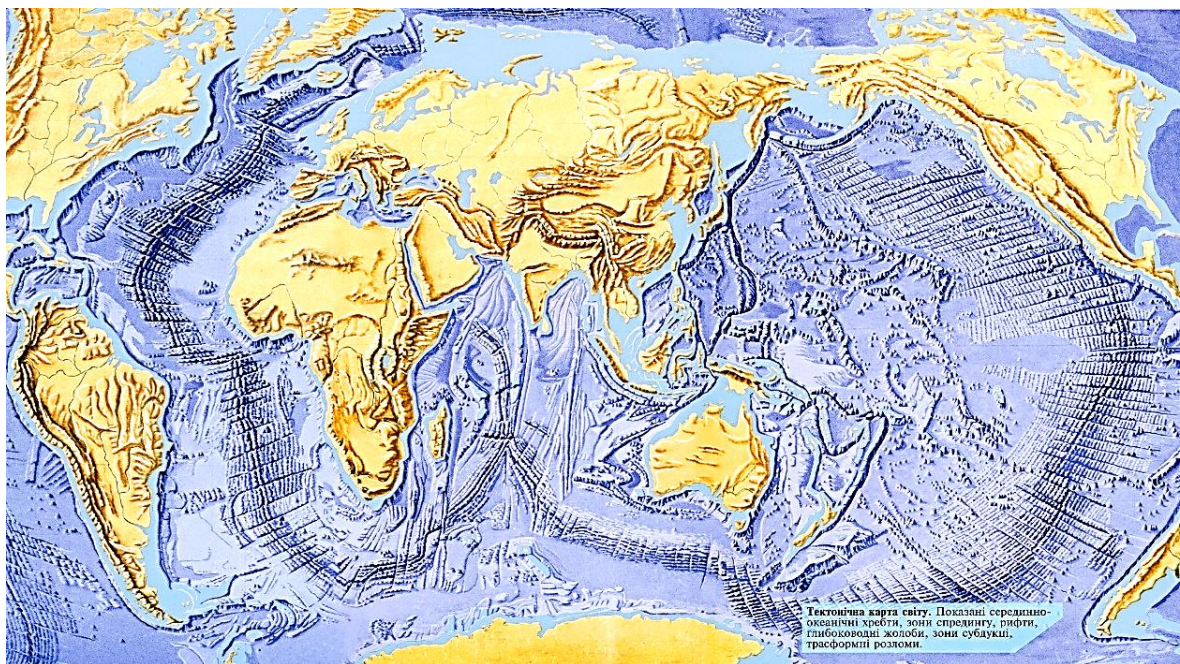


Рис. 12.2. Тектонічна карта Землі

Головними структурними елементами океанів є середньо-океанічні хребти, які являють собою своєрідні рухливі пояси з їх осьовими рифтами, і океанські плити, яким відповідають абісальні улоговини та підводні підвищення. На континентах до основних структур належать гірські споруди, у межах яких подібно до середньо-океанічних хребтів спостерігають підвищену ендегенну активність (землетруси, вулканічні прояви тощо), що сприяє виникненню та розвитку інтенсивних вертикальних і горизонтальних рухів, а також платформи, до яких належать тектонічно спокійні, здебільшого асейсмічні й авулканічні рівнинні зони. Характерною властивістю платформ є практично субгоризонтальне залягання осадових порід, а іноді – базальтових лав.

Земна кора в межах території України – континентального типу і має потужність 25–25 км. Вона складається з базальтового, гранітного й осадового шарів. Найбільшої товщини земна кора досягає на Українському щиті у Карпатах, а найменшої – у Закарпатті та під Чорним морем. Структурні елементи території України показано на рис 12.3. Це Український щит; схили Українського щита і Воронежського масиву; обрамлення щита: Волино-Подільська та Скіфська плити, Дніпровсько-Донецька западина і Прип'ятський прогин; південно-східна околиця Західно-європейської платформи; Причорноморська западина; Донецька складчаста зона; складчасті системи Карпат, Добруджі та Криму; Прикарпатський і Переддобруджинський прогини.



Рис. 12.3. Платформні зони України

### *12.3. Землетруси та їх класифікація*

Землетруси – підземні короткотривалі раптові поштовхи земної кори, викликані переміщенням мас гірських порід у надрах Землі. У товщі земних надр відбувається руйнування та розривання суцільності гірських порід, в окремих випадках – на сотнях кілометрах. Частина вивільненої енергії переходить у пружні коливання – сейсмічні хвилі, які, досягаючи земної поверхні, спричиняють коливання ґрунту. Під час потужних землетрусів на

поверхні Землі утворюються щілини, скиди, зсуви, цунамі. Більшість землетрусів стаються на краю тектонічних плит. Зону, де виникає процес руйнування, називають *вогнищем*, або *гіпоцентром*. Його проекція на земну поверхню – *епіцентр*. Більшість вогнищ землетрусів знаходяться в межах земної кори й у верхній мантії Землі на глибині 2–70 км. На них припадає близько 75 % усієї сейсмічної енергії. Найглибші землетруси зареєстровано на глибині 700 км в Охотському морі, а також у районі западини Тонга-Кермадек та в Індонезії.

Для визначення сили землетрусу в 1902 р. італійський священик і геолог Джузеппе Меркалі запропонував шкалу, у якій силу поштовхів вимірювали за тим, наскільки піддалися паніці люди. Якщо встигли вибігти з розваленого будинку, то кількість балів менша, якщо загинули під уламками – вища. Для оцінки енергії землетрусів американський сейсмолог Чарльз Ріхтер у 1935 р. запропонував шкалу магнітуди землетрусів. *Магнітуда землетрусу* характеризує енергію, що виділилась у вигляді сейсмічних хвиль. Шкала Ріхтера містить умовні одиниці (від 1 до 9,5) – магнітуди, які реєструються сейсмографом. Основою системи став логарифмічний принцип.

Для оцінки землетрусу беруть десятковий логарифм переміщення  $A$  в його епіцентрі (у мікрометрах) голки стандартного сейсмографа Вуда-Андерсона, розташованого на відстані не більше 600 км від епіцентру:  $M_L = \lg A + f$ , де  $f$  – коригувальна функція, яку обчислюють за таблицею залежно від відстані до епіцентру.

Енергія землетрусу приблизно пропорційна  $A^{3/2}$ , тобто *збільшення магнітуди на 1,0 відповідає збільшенню амплітуди коливань у 10 разів і збільшенню енергії приблизно в 32 рази*. Ця шкала мала кілька недоліків: ураховувала тільки поверхневі хвилі, а прилади були обмежені значенням 6,8. Шкалу Ріхтера (рис. 12.4) уточнювали і приводили у відповідність із новими спостереженнями.

Для вимірювання й порівняння землетрусів сьогодні використовують дві групи шкал: *шкали магнітуд* і декілька різновидів *шкал інтенсивності* (наприклад, шкали MSK-64 або EMS-98). Шкала магнітуд розрізняє сили землетрусів за величиною магнітуди, яка є відносною енергетичною характеристикою землетрусу.

Існує декілька видів магнітудних шкал:

- локальна магнітуда ( $M_L$ ) – шкала Ріхтера;
- магнітуда об'ємних хвиль ( $m_b$ );
- магнітуда поверхневих хвиль ( $M_s$ );
- моментна магнітуда ( $M_w$ ) – шкала Канаморі.

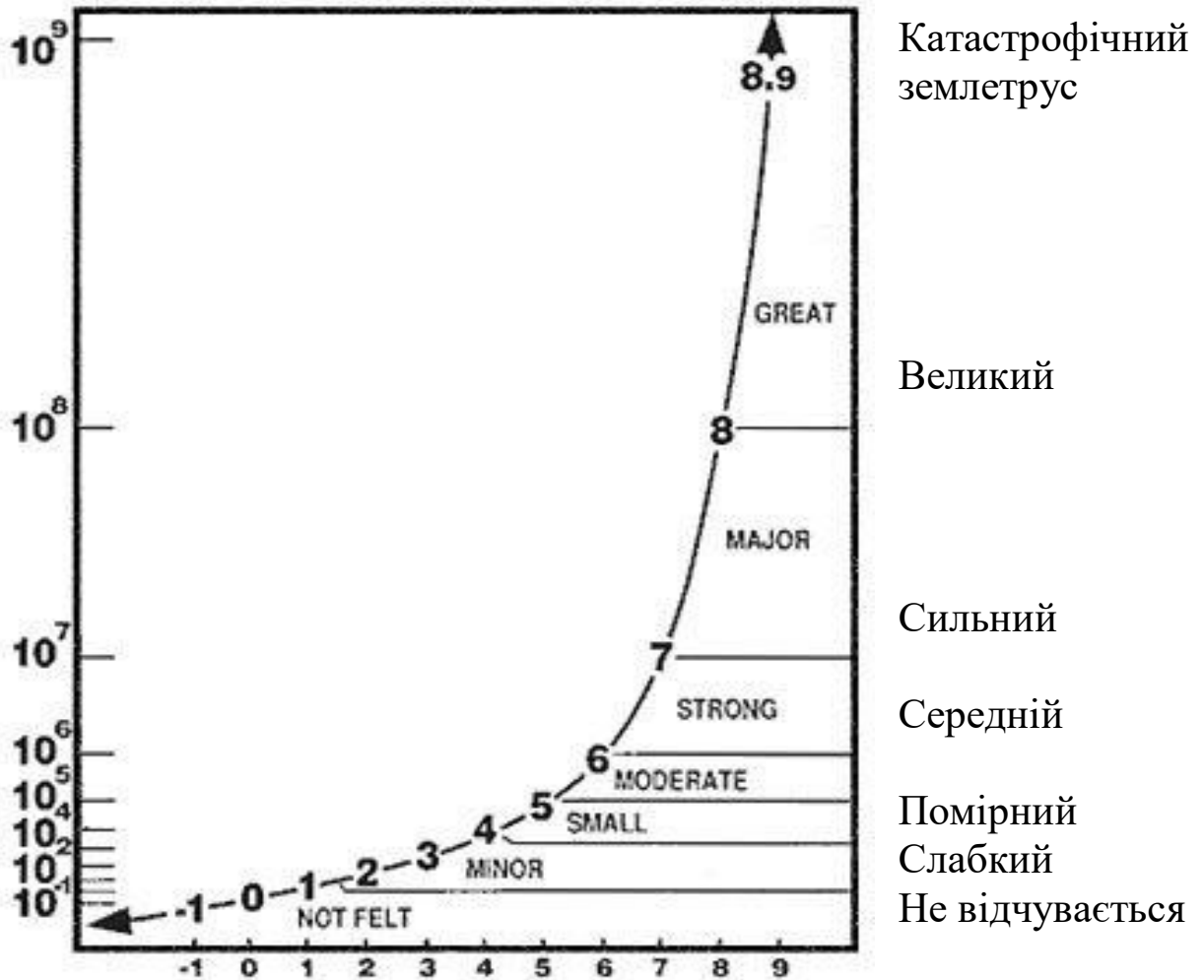


Рис. 12.4. Шкала Ріхтера

**Магнітуда об'ємних хвиль:**

$$m_b = \lg(A/T) + Q(D, h), \quad (12.1)$$

де  $A$  – амплітуда коливань землі (у мікрометрах);

$T$  – період хвилі (с);

$Q$  – поправка, яка залежить від відстані до епіцентру  $D$  і глибини вогнища землетрусу  $h$ .

**Магнітуда поверхневих хвиль:**

$$M_s = \lg(A/T) + 1,66 \lg D + 3,30. \quad (12.2)$$



Ці шкали погано працюють для найбільших землетрусів – при  $M \sim 8$  настає насичення.

**Магнітуда за Х. Канаморі:**

$$M_w = \frac{2}{3}(\lg M_0 - 16,1), \quad (12.3)$$

де  $M_0$  – сейсмічний момент, виражений у дін×см (1 діна×см еквівалентна  $10^{-7}$  Нм).

Сейсмічний момент землетрусу визначають як

$$M_0 = \mu S u, \quad (12.4)$$

де  $\mu$  – модуль зсуву гірських порід, близько 30 ГПа;

$S$  – площа, на якій помічено геологічні розломи;  $u$  – середнє зміщення вздовж розломів.

Шкала Канаморі добре узгоджується з більш ранніми шкалами і краще підходить для оцінки великих землетрусів.

### **Енергія землетрусу**

Різні способи вимірювання магнітуди землетрусів є наближеннями до «ідеальної» енергетичної шкали:

$$M = \frac{2}{3}(\lg E - 4,8), \quad (12.5)$$

де  $E$  – енергія землетрусу в джоулях.

За рік на Землі відбуваються приблизно один землетрус із магнітудою 8,0 і вище; 10 – з магнітудою 7,0–7,9; 100 – з магнітудою 6,0–6,9; 1000 – з магнітудою 5,0–5,9.

Шкали магнітуд *не слід плутати* зі шкалою інтенсивності землетрусу в балах, основою на зовнішніх проявах дії підземного поштовху на різні об'єкти. Після землетрусу спочатку стає відомою його магнітуда, яку визначають за сейсмограмою. Інтенсивність з'ясовують після отримання інформації про наслідки. В Україні для класифікації сейсмічної інтенсивності використовують 12-бальну шкалу за ДСТУ Б В.1.1-28:2010. Цю сейсмічну шкалу розроблено у зв'язку з відміною шкали MSK-64 (ГОСТ6249-52) і адаптацією до Європейської макросейсмічної шкали EMS-98. У цьому стандарті таблиці з класами уразливості А, В, С, D, Е, F і ступенями пошкоджень будівель 1, 2, 3, 4 і 5, а також сейсмічна інтенсивність (від першого до дванадцятого бала) в основному відповідають шкалі EMS-98.

## ***12-бальна шкала інтенсивності землетрусів.***

**1 бал** (непомітний) – прилади вловлюють коливання ґрунту;

**2 бали** (дуже слабкий) – землетрус практично не відчувається людьми;

**3 бали** (слабкий) – коливання помічають деякі люди;

**4 бали** (помірний) – землетрус помічає багато людей; відчиняються нещільно зачинені вікна і двері;

**5 балів** (досить потужний) – розгойдуються висячі предмети, скрипить підлога, деренчить скло, обсипається побілка в будинках;

**6 балів** (потужний) – землетрус приводить до легкого пошкодження деяких будівель: з'являються тонкі тріщини в штукатурці, у печах тощо;

**7 балів** (дуже потужний) – неминучі значні пошкодження деяких будівель: з'являються тріщини в штукатурці, відламуються її шматки, виникають тріщини в стінах, пошкоджуються димові труби;

**8 балів** (руйнівний) – спостерігають руйнування в будівлях: утворюються великі тріщини в стінах, падають карнизи; на схилах гір з'являються зсуви і тріщини шириною до декількох сантиметрів;

**9 балів** (спустошливий) – відбуваються обвали в багатьох будівлях, обрушуються стіни, перегородки, покрівля; у ґрунтах утворюються тріщини шириною 10 см і більше; обвали, осипи, зсуви в горах;

**10 балів** (нищівний) – руйнування більшості будівель, у деяких – серйозні пошкодження; утворюються тріщини в ґрунті до 1 м шириною, обвали, зсуви; через завали на річках виникають озера;

**11 балів** (катастрофічний) – характерні численні тріщини на поверхні землі та вертикальні переміщення по них, великі обвали в горах; загальне руйнування будівель;

**12 балів** (дуже катастрофічний) – відбувається сильна зміна рельєфу; утворюються численні тріщини, вертикальні та горизонтальні переміщення по них; величезні обвали і зсуви; змінюються русла річок, утворюються водоспади й озера; загальне руйнування всіх будівель.

Сейсмоактивні зони в Україні знаходяться на південному заході та півдні: Закарпатська, Вранча, Кримсько-Чорноморська та Південно-Азовська. У сейсмічному плані найнебезпечнішими областями є Закарпатська, Івано-Франківська, Чернівецька, Одеська. На Закарпатті відзначають осередки землетрусів з інтенсивністю 6–7 балів у зонах «Тячів–Сигет», «Мукачеве–Свалява». Закарпатська сейсмоактивна зона характеризується проявом землетрусів, що відбуваються у верхній частині земної кори на глибинах 12 км з інтенсивністю в епіцентрі 7 балів, яка швидко затухає на близькій відстані. Шестибальні землетруси зафіксовано також у Прикарпатті (Буковина). Прикарпаття відчуває вплив району Вранча (Румунія).

До сьогодні не існує методів прогнозування точного часу початку землетрусів. Деякі явища розглядають як можливі провісники землетрусів: зміни в іоносфері, різні типи електромагнітних індикаторів, включаючи інфрачервоні та радіохвилі, викиди радону, дивну поведінку тварин. Спостереження за швидкостями сейсмічних хвиль показали, що перед початком потужного землетрусу швидкості пружних хвиль стають аномальними. У напружених породах заміряють співвідношення поширення швидкостей поперечних ( $v_p$ ) і поздовжніх ( $v_s$ ) хвиль порівняно зі співвідношенням  $v_p/v_s$  у ненапружених породах. Але сейсмічний метод потребує постійного (протягом десятків років) проведення спеціальних сейсморозвідувальних робіт, шляхом постійного провокування сейсмічних хвиль у земній корі штучними вибухами з послідовною їх реєстрацією пересувними і стаціонарними сейсмічними станціями, що, як правило, проводять дуже рідко. Досягнення успіху в довгострокових прогнозах (на роки чи десятиліття) є набагато вірогіднішим, ніж досягнення прогнозу з точністю до місяця. Точні короткострокові прогнози (від годин до дня) нині неможливі.

### ***Контрольні запитання***

1. Що являє собою тектоніка?
2. Що являє собою субдукція, спрединг?
3. Що являє собою епіцентр та вогнище?
4. Що являє собою магнітуда землетрусу?
5. Що таке шкала інтенсивності землетрусу?



## 13. ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ ЗОВНІШНЬОЇ ДИНАМИКИ

Екзогенні процеси – геологічні рельєфоутворювальні процеси зовнішньої динаміки, що відбуваються на поверхні Землі та в її приповерхневих шарах (*вивітрювання, денудація, абразія, ерозія, діяльність льодовиків, підземних вод*); зумовлені, головним чином, енергією сонячної радіації, силою тяжіння і життєдіяльністю організмів; тісно пов'язані з ендегенними процесами.

### *13.1. Вивітрювання як рельєфоутворювальний процес*

Вивітрювання – процес руйнування гірських порід під дією атмосфери, гідросфери і живих організмів (біосфери). У процесі вивітрювання гірські породи розпадаються на дрібні частинки, готові для перенесення вітром чи водними потоками з вищих гіпсометричних рівнів на нижчі. Розрізняють фізичне, хімічне та біогенне вивітрювання.

**Фізичне вивітрювання** не супроводжується зміною хімічного складу гірської породи. Воно буває термічним та механічним. У ході термічного вивітрювання порода руйнується через внутрішню неоднорідність: у результаті добової зміни температури різні мінерали, що мають різні коефіцієнти теплового розширення, поступово розтріскуються з дезінтеграцією породи на окремі шматки. На хід термічного вивітрювання впливають амплітуда і швидкість коливань температури, тобто її добовий хід. Найбільшої інтенсивності термічне вивітрювання набуває на південних схилах, у пустельних ландшафтах із відсутністю рослинного покриву, незначною вологістю повітря та різкими добовими перепадами температур.

**Механічне вивітрювання.** У порох і тріщинах гірських порід майже завжди є вода, що розширюється під час нагрівання та замерзання, створюючи величезний тиск і порушуючи при цьому цілісність породи. Особливо важливою є частота переходу через 0 °С. Термічне вивітрювання найбільш характерне для полярних територій та гірських місцевостей вище снігової лінії. У спекотному посушливому кліматі вода по капілярах гірських порід підтягується до денної поверхні, де внаслідок її випаровування відбувається кристалізація солей, що дає схожий ефект розширення і руйнування порід. Важливим фактором є часте намокання і висихання гірської

породи. Унаслідок процесів фізичного вивітрювання гірська порода розпадається на гострокутні уламки різної форми та розмірів, що слугують матеріалом для формування таких осадових гірських порід, як щебінь, пісок тощо.

**Хімічне вивітрювання** відбувається в результаті взаємодії речовини гірської породи з хімічними складовими атмосфери, гідросфери та біосфери. У результаті утворюються нові мінерали та гірські породи з новими властивостями. Хімічне вивітрювання протікає тим швидше, чим дрібнішими механічними частинками складена вихідна гірська порода, тому хімічне вивітрювання, як правило, активізується після фізичного. Інтенсивність хімічного вивітрювання наростає зі збільшенням вологості й температури (прискорюється швидкість хімічних реакцій, збільшується ступінь дисоціації води). Найбільшої інтенсивності хімічне вивітрювання набуває в зоні вологих екваторіальних і тропічних лісів, де до вказаних факторів додається вплив великої кількості агресивних органічних кислот, що утворюються під час розкладання рослинних решток; ослаблення хімічного вивітрювання властиве полярним територіям.

У процесі хімічного вивітрювання мінерали магматичних порід, утворені в умовах нестачі води та кисню, адаптуються до умов денної поверхні з перетворенням на багаті киснем і включеннями води мінерали та породи (оксиди, силікати, сульфідні перетворюються в карбонати, гідроксиди, сульфати). Сукупність порід, що утворюється внаслідок процесів вивітрювання, називають елювієм. Він накопичується на плоских поверхнях чи на похилих схилах. З часом елювій усе більше ущільнюється, проходить додаткові хімічні перетворення. У результаті утворюється так звана кора вивітрювання, тобто шари непорушеного (незсунутого) елювію.

### ***13.2. Види кори вивітрювання***

1. Уламковий. Складається з хімічно слабкозмінених уламків вихідної породи. Уламкова кора характерна для полярних широт і високогір'я.

2. Гідрослюдистий. При слабких хімічних змінах ця кора вже містить ознаки перетворення шпатів і слюд у гідрослюди – глинисті

мінерали. Утворюється в помірних та полярних областях, в умовах вічної мерзлоти.

3. Монтморилонітовий. У складі глинистих мінералів домінує монтморилоніт, загалом характерні хімічні зміни вихідної породи. Домінує в степових та напівпустельних умовах.

4. Каолінітовий. Глибоко перетворені вихідні породи з домінуванням каолінових глин. Характерна для субтропіків.

5. Червоноземна та латеритна кора вивітрювання. Властива тропічним і екваторіальним областям. Домінують червоні та червонуваті глинисті матеріали з високим вмістом заліза й алюмінію.

Утворення кори вивітрювання має зональний характер. У деяких випадках у процесі вивітрювання відбувається не розрихлення, а цементація гірських порід (наприклад, вапняками, гіпсами, оксидами заліза чи алюмінію). У такому разі кора вивітрювання характеризується стабільністю в часі і консервує в незмінному стані породи, розташовані під нею. Із корою вивітрювання пов'язані родовища багатьох корисних копалин – руд чорних та кольорових металів, каоліну тощо.

**Денудація** – сукупність процесів знесення і перенесення (водою, вітром, льодом під дією сили тяжіння) продуктів руйнування гірських порід у знижені ділянки земної поверхні, де відбувається їх накопичення. На характер денудації великий вплив мають тектонічні рухи. Від співвідношення денудації та рухів земної кори залежить напрямок розвитку рельєфу суші. Якщо процеси руйнування і денудації переважають над ефектом тектонічного підняття – відбувається поступове зниження абсолютних та відносних висот і загальне нівелювання рельєфу. Особливо швидко процес проходить у горах, де великі ухили земної поверхні сприяють знесенню. Про інтенсивність денудації свідчить кількість наносів, що виносяться річками. Цей термін іноді вживають для позначення процесів переміщення продуктів вивітрювання гірських порід водою, вітром, льодом або під впливом сили тяжіння з більш високих рівнів на нижчі.

**Абразія** – процес руйнування берегів у береговій зоні водою хвилями і прибою. Суттєва абразія характерна для великих водоїв – океанів, морів, великих озер та водосховищ. Швидкість абразії залежить від геологічної будови берегів та сили прибою. У результаті абразії створюються специфічні форми рельєфу: абразійні

уступи (кліфи), хвилеприбійні ніші, підводні абразійні тераси (бенчі) та ін. Пісок, галька, гравій, які виникають при абразії, утворюють різноманітні берегові та підводні форми рельєфу (коси, пересипи тощо), з якими пов'язані прибережно-морські розсипи та родовища будівельних матеріалів. В Україні абразійний процес найпоширеніший на Чорноморському узбережжі. У береговій зоні між дельтою Дунаю та Кримом щорічно зникають 24 га, у північній частині Азовського моря – 19 га. Абразії зазнають до 60 % берегів Азовського і до 30 % – Чорного морів. Швидкість абразії становить у середньому 1,3–4,2 метра на рік.

**Дефляція** (видування) – процес руйнування вітром гірських порід і розвіювання продуктів вивітрювання. Вітрова ерозія ґрунту виникає за умови потужних вітрів, а її інтенсивність великою мірою залежить від його гранулометричного складу і вмісту в ньому гумусу: на ґрунтах супіщаного гранулометричного складу вітрова ерозія починає проявлятися при швидкості вітру 3–4 м/с, легкосуглинкових – 4–6 м/с, важкосуглинкових – 5–7 м/с, глинистих – 7–8 м/с. Розрізняють зони дефляції, звідки видувається ґрунт, і зони акумуляції, де він нагромаджується. У зоні акумуляції на суглинкових ґрунтах утворюються наносні ґрунти, а під час розвіювання пісків – похований під них ґрунт. Розрізняють два типи вітрової ерозії.

**Повсякденну дефляцію** спричинюють вітри малих швидкостей (5 м/с) переважно на піщаних, супіщаних і карбонатних ґрунтах. За цього виду дефляції може відбуватись оголення насіння, загорнутого в ґрунт, а також пошкодження молодих сходів рослин. Найсильніше повсякденна дефляція проявляється на вітроударних схилах, не захищених лісосмугами.

**Пилові бурі** виникають під впливом сильного вітру (зі швидкістю понад 12–15 м/с) і можуть поширюватися на великі території, знищити посіви на сотнях тисяч гектарів, знести багато родючого ґрунту. Пил, що підіймається під час бур на значну висоту, може перенестися на великі відстані. Чорні бурі катастрофічно знижують родючість ґрунту не тільки в тих місцях, де вони виникають, а й завдають шкоди сільському господарству в тих районах, де відкладаються пилові маси.

Вітрова ерозія поширена там, де немає перешкод потужним вітрам, і де відсутній природний рослинний покрив, що захищає поверхневі шари зораного ґрунту. Локальну вітрову ерозію

спостерігають і на безструктурних піщаних ґрунтах. Особливо небезпечними є піски біля озер і на узбережжях морів, де часто дмуть потужні вітри. Причиною вітрової ерозії, крім несприятливих кліматичних умов, є руйнування зернистої структури ґрунту внаслідок неправильного обробітку. В Україні найнебезпечніші щодо виникнення вітрової ерозії степові та деякі лісостепові райони. Причини цих ерозійних процесів – знищення в минулому ґрунтозакріплювальної рослинності, руйнування структури ґрунтів, зменшення загальної лісистості.

**Еолові** форми рельєфу – геологічні утворення, що виникають унаслідок осідання принесених вітром продуктів вивітрювання гірських порід або річкових, озерних, морських та інших відкладів. До них відносять еолові піски й леси. Утворюють дюни, бархани, піщані пасма та інші форми рельєфу. Іноді є розсипами корисних копалин. Еолові процеси відбуваються всюди, де є незакріплені пухкі відклади – на берегах річок, озер, морів, у сухих степах, напівпустелях та особливо в пустелях – тропічних, помірних і холодних субарктичних.

**Дюна** – пагорб навіяного вітром піску. Пологий схил повернутий назустріч вітру і має кут нахилу  $8-20^{\circ}$ , навітряний схил наближається до кута натурального нахилу сухого ( $32-33^{\circ}$ ) або зволоженого (до  $40^{\circ}$ ) піску. Висота дюни від 5 до 50 м і більше. Дюни можуть переміщатися в напрямку вітру зі швидкістю до 10 м на рік, залежно від маси піску і швидкості вітру.

**Бархани** (материкові дюни) – нанесені вітрами, які віють з одного напрямку, піщані горби серпоподібної форми, звернені опуклістю проти вітру і не закріплені рослинністю. Утворюються біля будь-якої перешкоди. Висота барханів 1–30 м і більше, висота високих барханних ланцюгів у Середній Азії становить 60–70 м, у Центральній Азії – до 150 м; довжина – до 20 км. Схили асиметричні: навітряний – похилый (кут нахилу  $5-12^{\circ}$ ), підвітряний – крутий (кут нахилу до  $30^{\circ}$ ). Поодинокі бархани бувають лише на твердому ґрунті при недостатній кількості піску. У піщаних пустелях, де сезонні вітри дмуть у протилежних напрямках, здебільшого утворюються пасма барханів. Швидкість руху барханів залежить від їхніх розмірів, сили й режиму вітру.

### 13.3. Роль водотоків у формуванні рельєфу

Будь-які водотоки розмивають породи, переносять їхні частинки з вищих гіпсометричних рівнів на нижчі. Під дією постійних водотоків виникають такі форми рельєфу: **річкові долини, річкові тераси, заплави**, під дією тимчасових: **ерозійні борозни** (3–30 см), **вимоїни** (1–2 м), **яри, балки**. Відповідні форми рельєфу мають ряд особливостей. Водотоки виконують три види геологічної роботи: руйнування, перенесення продуктів руйнування та їх накопичення (табл. 13.1).

Таблиця 13.1

#### Екзогенні процеси рельєфоутворення

Процеси		Рельєф
Денудаційні	лінійна ерозія	борозни, промоїни, яри
	бічна ерозія	меандри, уступи річищ
Акумулятивні	алювіальні	заплави, пляжі, коси, переكاتи, берегові вали
	пролювіальні	шлейфи, конуси виносу, глинисті підгірські рівнини
	алювіально-пролювіальні	слабо нахилені плоскі рівнини
	дельтові	низовинні рівнини з віялоподібним розміщенням проток і рукавів

### 13.4. Форми рельєфу, що виникають під дією постійних водотоків

**Річкова долина** – лінійно витягнута від’ємна форма рельєфу. Розмір такої долини залежить від водності річки, яка визначається площею та особливостями басейну. Розрізняють головні й бокові долини, що разом утворюють систему долин кількох порядків. Річкові долини найчастіше мають звивисту форму, їм властиве поступове розширення від верхів’їв до пониззя та чергування розширених і вузьких ділянок. Основними компонентами річкової долини є дно, яке включає річище (русло) та заплаву, і терасовані або нетерасовані схили. Залежно від профілю поперечного розрізу вирізняють такі річкові долини: ящикоподібні, трапецієподібні;

V-подібні (переважно гірських річок); ущелини; каньйони.

**Річкові тераси** – частини річкових долин, які є мало нахиленими (за течією) східцеподібними утвореннями, що виникають у результаті спільної акумулятивно-денудаційної діяльності водотоків. У своїх нижніх частинах річкові тераси звичайно мають відносно круті уступи, якими контактують із заплавами річок; у верхніх – маловиразними «тиловими швами» межують зі схилами річкових долин чи інших терас. Під час повеневих підйомів рівня води в річках тераси ніколи не затоплюються водами.

**Заплава** – частина річкової долини, що лежить вище від рівня води в річці й періодично затоплюється під час повені. Заплава належить до досить динамічних форм рельєфу. Утворюється майже на всіх річках, крім ділянок з порогами й водоспадами та вузьких ущелин. Заплава утворюється через зміщені меандри вниз по течії, а початок її формування – прируслова обмілина при опуклій частині руслової звивини. Основна частина заплави – центральна заплава. У повінь там відкладаються дрібні глинисті частинки алювію, дрібнозернисті піски та супіски. Через руслові процеси переміщується алювій і утворюються прируслові обмілини та прируслові вали. Рельєф заплави ускладнений прирусловими валами, гривами, старицями, дюнами, останцями першої надзаплавної тераси та іншими елементами.

### ***13.5. Форми рельєфу, що виникають під дією тимчасових водотоків***

Форми рельєфу, зумовлені тимчасовістю дії водного потоку та чергуванням активних і пасивних періодів рельєфоутворення, включають: ***ерозійні борозни, промоїни, яри, балки та балково-яружні системи.***

***Ерозійні борозни*** виникають на схилах, укритих шарами порід площинного змиву – делювієм. Глибина коливається від кількох сантиметрів до півметра. Стінки борізд V-подібної форми дуже круті. Борозни утворюють розгалужені системи, а щільність їх розташування та розвинутість (глибина) зростає вниз по схилу. На схилах із розрідженою рослинністю, зокрема зораних, борозни з часом перетворюються в ерозійні промоїни.

**Промоїни** виникають за достатньої пухкості породи і наявності значного водотоку. Їхня глибина досягає кількох метрів, ширина – 2,0–2,5 м. Стінки промоїн круті, поперечний профіль найчастіше V-подібний. Промоїни переносять набагато більшу кількість води, ніж борозни, тому розташовуються по схилу не так щільно одна від одної. За великого водного потоку промоїни поглиблюються, розростаються в ширину і перетворюються в **яри**.

**Яр** – глибока (5–20 м), широка (понад 50 м) і протяжна крутосхила долина V-подібної форми, яка виникає внаслідок ерозії пухких гірських порід тимчасовими лінійними водотоками під час потужних опадів, танення снігу, льоду чи льодовиків. Залежно від місць формування яри бувають донними (вторинними) та бічними (первинними). Яр здатен активно рости вздовж (до кількох кілометрів) за рахунок регресивної ерозії, при цьому вершина просувається все вище і вище по схилу і може навіть вийти за його межі. Внутрішня будова яру змінюється від вершини донизу. У самій вершині є водобійна яма, де відбувається процес ерозії, руйнування схилу та наростання довжини яру. Водобійна ніша має майже вертикальні схили й оточена западиною округлої чи лопатеподібної форми. З часом яри ще більше виположуються у своїй нижній частині та перетворюються в **балку**.

**Балка** – сухе або з тимчасовим водотоком пониження рельєфу з пологим профілем днища; кінцева стадія розвитку ярів. Має заглиблення значної довжини (більше від яру), із задернованими схилами, відкрите в бік загального нахилу поверхні, з плоским або слабо увігнутим дном. Довжина балок – від сотень метрів до 20–30 км, глибина – від декількох метрів до десятків метрів, ширина – до сотень метрів. Балка є негативною незамкненою простою або складною формою рельєфу.

### **Контрольні запитання**

1. Які рельєфоутворювальні процеси зовнішньої динаміки відбуваються на поверхні Землі?
2. Які існують види вивітрювання?
3. Що являє собою денудація?
4. Які форми рельєфу виникають під дією постійних водотоків?
5. Які процеси рельєфоутворення називають екзогенними?
6. Які форми рельєфу виникають під дією тимчасових водотоків?



## 14. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЄФУ ЗЕМНОЇ КОРИ

### 14.1. Розподіл води на земній кулі

Найбільшу масу води на земній кулі містить Світовий океан (1,34 млрд км<sup>3</sup>, суша – 149 млн км<sup>3</sup>, або 29 %). Із 149 млн км<sup>2</sup> площі суходолу 3 % припадає на внутрішні водойми – озера, водосховища, річки. Об'єм води в них становить 184 тис. км<sup>3</sup>. Більшість водних об'єктів прісноводні, за винятком деяких солоних озер. Загальний об'єм води у водних об'єктах на земній кулі близько 1390 млн км<sup>3</sup>, при цьому на долю Світового океану припадає 96,4 % (табл. 14.1). Серед прісноводних об'єктів найбільші запаси води зосереджені в льодовиках (25,8 млн км<sup>3</sup>), які займають 16,2 млн км<sup>2</sup> суші. Це 68,7 % усіх запасів прісних вод. Із цієї кількості води на долю льодовиків Антарктиди, Гренландії й островів Арктики припадає відповідно 89,8; 9,7 і 0,3 %, на гірські льодовики – лише 0,2 %.

Таблиця 14.1

#### Розподіл суші та води по поверхні Землі

Поверхня земної кулі	Північна півкуля		Південна півкуля		Земля в цілому	
	Площа, млн км <sup>2</sup>	%	Площа, млн км <sup>2</sup>	%	Площа, млн км <sup>2</sup>	%
Суша	100,5	39,4	48,5	19,0	148,1	29,2
Вода	154,6	60,6	206,6	81,0	361,1	70,8
Всього	255,1	100,0	255,1	100,0	509,2	100,0

Об'єм підземних вод становить приблизно 23 млн км<sup>3</sup>, із яких близько половини є прісними, а решта – різного ступеня солоності. Точно визначити об'єм підземних вод дуже важко, оскільки невідома нижня межа їхнього поширення.

В атмосфері вода перебуває в стані водяної пари, крапель води і кристалів льоду. Загальна кількість її становить 12,9 тис. км<sup>3</sup> і зосереджена в основному (90 %) в нижніх шарах атмосфери – до 5 км.

Розподіл і об'єм води в гідросфері приведено в табл. 14.2. Багаторічна мерзлота поширена на площі 21 млн км<sup>2</sup>, і більша її частина зосереджена в Північній півкулі (приблизно 20 млн км<sup>2</sup>). Об'єм льоду в районах багаторічної мерзлоти 300 тис. км<sup>3</sup>.

Орієнтована кількість води, яка знаходиться в живих організмах і рослинах, незначна – 1120 км<sup>3</sup>. Для задоволення потреб людини найбільшу цінність мають річкові води. Об'єм води в них дуже малий – 2 тис. км<sup>3</sup> – 0,0002 % загального обсягу вод і 0,006 % об'єму прісних вод планети, але ці води мають високу активність водообміну і швидко відновлюються. Сумарна площа озер усіх материків становить 2,058 млн км<sup>2</sup>, найбільше їх в областях антропогенного зледеніння та безстічних областях. Об'єм води досягає 176,0 тис. км<sup>3</sup>, із них 91 тис. км<sup>3</sup> припадає на води прісних озер, а 85,0 тис. км<sup>3</sup> – на солоні озера. Близько 2,7 млн км<sup>3</sup> (2 %) суші займають болота. Найбільше їх у Північній півкулі в лісовій зоні Азії, Європи та Північної Америки. Сумарний об'єм болотних вод світу становить приблизно 11,0 тис. км<sup>3</sup>.

Таблиця 14.2

**Розподіл і об'єм води у гідросфері**

Частина гідросфери	Площа поширення, млн км	Обсяги води	
		об'єм, тис. км <sup>3</sup>	частка від загального об'єму всіх вод, %
1	2	3	4
Світовий океан	361	1 338 000	96,4
Льодовики	16,25	25 780	1,86
Підземні води	134,8	23 400	1,68
1	2	3	4
Озера	2,1	176	0,013
Ґрунтова волога	82,0	16	0,001
Вода в атмосфері	510,0	13	0,001
Вода в болотах	2,7	11	0,0008
Водосховища	0,4	6	0,0004
Вода в річках	148,8	2	0,0002
Біологічні води	510,0	1	0,0001
Багаторічна мерзлота	2,1	300	0,022

1	2	3	4
Загальні запаси води		1 390 000	100
Прісні води		36 730	2,65

### *14.2. Рельєф земної поверхні*

Рельєф земної поверхні утворюється під дією тектонічних, сейсмічних і вулканічних сил. Завдяки цим силам у земній корі утворюються складки, розриви і тріщини. Ці сили називають ендегенними (внутрішніми). На утворений ендегенними силами рельєф діють екзогенні сили (зовнішні) – повітря, вода і температура. Під дією цих сил відбувається вивітрювання гірських порід, яке призводить до зміни рельєфу.

Значний вплив на рельєф має діяльність людини. Будівництво великих ГЕС, штучних морів, каналів, зрошення в посушливих районах, осушення боліт, вирубування лісів, залісення ярів і пісків впливають на мікроклімат і в кінцевому підсумку – на рельєф.

Щорічний обробіток землі сільськогосподарськими машинами також спричиняє зміни рельєфу. Неправильний обробіток, зокрема оранка вздовж схилів, призводить до ерозії ґрунту під дією води атмосферних опадів, а на рівнинах – під дією вітру. Вітчизняні вчені-ґрунтознавці В.В. Докучаєв, П.А. Костичев та інші довели, що рельєф відіграє важливу роль у ґрунтоутворенні, в ерозії ґрунтів, а також у їх родючості. Було встановлено, що на верхніх частинах схилів ґрунти є бідними на поживні речовини, які вимиваються водою до підніжжя схилів. На рельєф істотно впливає агротехніка обробітку ґрунту і вирощування сільськогосподарських культур, розміщення їх на різних елементах рельєфу та ін. Особливо велике значення рельєф має під час створення полезахисних лісосмуг, проведення різних меліоративних робіт. Усю різноманітність рельєфу можна звести до п'яти основних форм, які в сукупності й утворюють рельєф.

**Гора** – височина куполоподібної форми заввишки більше 200 м, і чітко вираженими і порівняно стрімкими схилами. Характеризується тим, що вода під час атмосферних опадів і танення снігу стікає по поверхні в усі боки. Найвищу точку гори називають вершиною. Схили гори в нижній частині закінчуються подошвою.

Невелику височину з пологими схилами, що не перевищує 200 м, називають горбом.

**Котловина** – заглиблення чашоподібної форми. Характеризується тим, що вода з усіх боків стікає всередину котловини і не має виходу. Схили котловини у верхній частині закінчуються бровкою.

**Лощовина** – витягнуте в одному напрямку заглиблення з дном, яке поступово знижується. Характеризується тим, що вода стікає з трьох сторін усередину лощовини і з однієї (четвертої) має вихід. Лінію, яка сполучає найнижчі точки по дну лощини, називають водотоком, або тальвегом. Широкі лощовини з пологими схилами називаються **долинами**, а з крутими кам'янистими – **ущелинами**.

**Хребет** – витягнуте в одному напрямку підвищення з двома схилами в різні сторони. Лінію, яка сполучає найвищі точки по хребту, називають вододілом.

**Сідловина** – понижена частина вододілу, розміщеного між двома суміжними вершинами і між двома лощинами, що розходяться в протилежні сторони. У горах через сідловини проходять дороги і стежки, тому їх називають **перевалами**. Вершина гори, дно котловини і найнижча точка сідловини є характерними точками, а вододіл і водоток – характерними лініями рельєфу.

### **14.3. Процеси гороутворення**

Гороутворення пов'язане з тектономагматичними перетвореннями в мантії та земній корі, що зумовлюють підняття окремих ділянок земної поверхні. Вважають, що причиною такого підняття можуть бути збільшення щільності й об'єму верхньої мантії, її дегазація, метаморфізм осадових гірських порід, переміщення плит земної кори і верхньої мантії.

На ранніх етапах гороутворення провідна роль належить тектонічним рухам і вулканізму, на пізніших – денудації, ерозії, вивітрюванню тощо. На відміну від внутрішніх, утворювальних, зовнішні процеси – руйнівні. У міру згасання тектонічної та магматичної активності гори старіють і поступово руйнуються. Залежно від переважання того чи іншого гороутворювального процесу розрізняють тектонічні, вулканічні й денудаційні гірські споруди. Гороутворювальні процеси охоплюють різні типи земної кори. На місці геосинкліналей утворюються складчасті гірські споруди (Карпати, Кавказ), на платформах – епіплатформні гори зі

слабко виявленою складчастістю (плато Колорадо). На океанічній корі виникають серединно-океанічні (Серединно-Атлантичний хребет), брилові (хр. Ломоносова та ін.) хребти й острівні дуги (Курильська, Алеутська). Вулканічні гори утворюються на корі як материкового (Везувій), так і океанічного (вулкани Мауна-Кеа, Мауна-Лоа на Гавайських островах) типів. Гороутворення супроводжується формуванням родовищ корисних копалин: на підняттях – металевих, у передгірських прогинах – нафти й газу.

#### *14.4. Рельєф дна морів та океанів*

Рельєф дна морів та океанів складний і різноманітний та нагадує сушу. Мілководна зона, що йде одразу після берега материка і потім переходить в океанічне ложе (шельф), досить нерівна. Середня глибина зовнішнього краю шельфу не перевищує 200 м і на ній бувають скельні виступи. Біля берегів, які зазнавали зледеніння, трапляються улоговини і западини. Материковий схил зазвичай утворює чітку і добре виражену межу з шельфом, майже завжди його перетинають глибокі підводні каньйони. Шельф оточує материк з усіх боків і являє собою рівнину з невеликим схилом. У шельфових водах вирує життя. Сонячне світло проникає практично до самісінького дна, створюючи ідеальні умови для безлічі рослинних форм, що не можуть існувати без світла.

Урізані в морське дно на 300 м і більше, каньйони вирізняються крутими стінками, вузьким днищем і звивистістю. Найглибший з відомих підводних каньйонів – Великий Багамський – урізаний майже на 5 км. Незважаючи на схожість з однойменними утвореннями на суші, підводні каньйони не є річковими долинами, зануреними нижче рівня океану. Найбільші глибини прив'язані до глибоководних жолобів Тихого океану. Найглибша точка – безодня Челленджера – знаходиться в межах Маріанської западини на південному заході Тихого океану.

Серединно-океанічні хребти – гірські утворення завширшки в кілька сотень кілометрів і заввишки близько 2–4 км. Вони складаються з кількох паралельних гірських гряд. Їхні схили опускаються до ложа океану широкими сходами. У найвищій центральній частині уздовж гребенів тіло хребта прорізають так звані рифти. Рифтові ущелини і рифтові зони з геологічного погляду надзвичайно цікаві: тут висока сейсмічна активність і кожен день

буває до 100 землетрусів. Також характерною є розвинена вулканічна активність. У стінках рифтової ущелини і на гребенях прилеглих до нього рифтових гряд оголюються глибинні породи Землі.

Ще один різновид підводних хребтів – вулканічні хребти. Вони складаються з ланцюжків підводних вулканів. На ложі океанів трапляються і так звані вали – широкі масивні підняття із сильно пологими схилами. Система валів ділить ложе Тихого океану на кілька великих улоговин: Північно-Західну, Північно-Східну, Маріанську, Центральну, Південну, Беллінсгаузена, Чилійську, Панамську. Є ще одна особливість будови океанічного ложа – так звані зони розломів. Це вузькі й надзвичайно довгі смуги складно роздробленого дна: круті уступи, гребені та жолоби або просто складний розчленований рельєф.

#### 14.5. Гіпсографічна крива та її побудова

Наочне уявлення про вертикальне розділення рельєфу Землі дає гіпсографічна крива – графік співвідношення площ земної поверхні, зайнятих різними абсолютними висотами та глибинами. Будуючи гіпсографічну криву, по осі ординат відкладають висоти і глибини, по осі абсцис – площі, які вони займають (рис. 14.1).

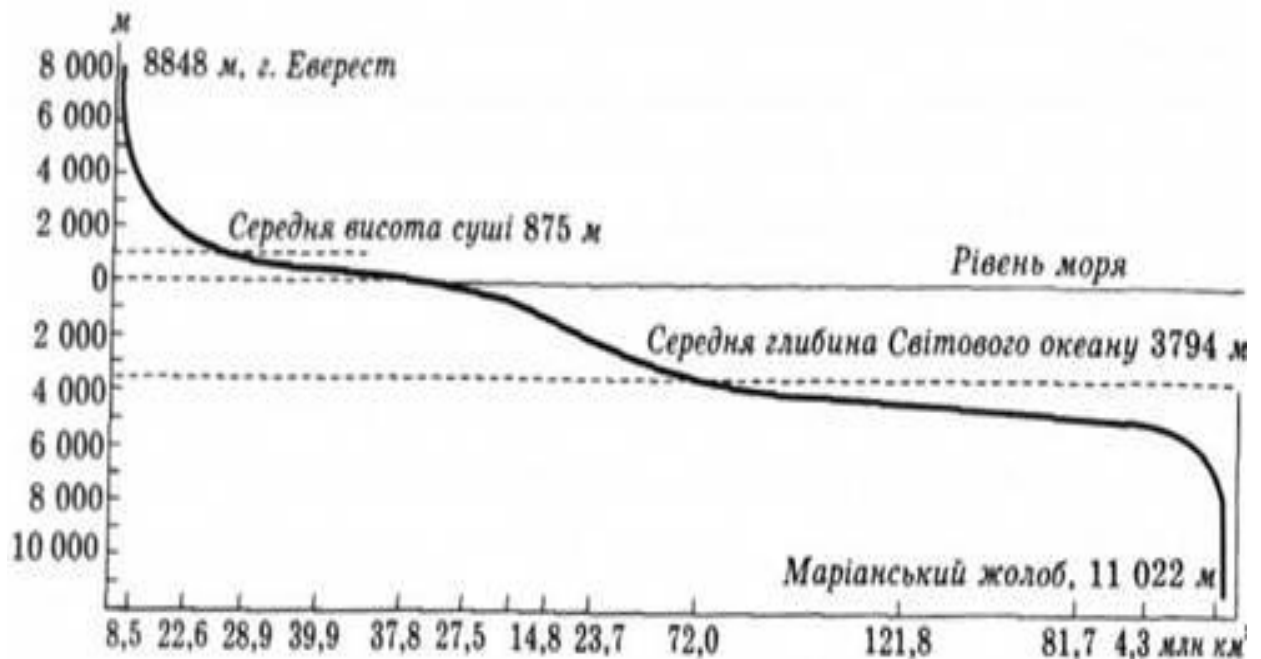


Рис. 14.1. Гіпсографічна крива

Аналіз кривої свідчить, що на суші переважають висоти, менші за 1000 м – на них припадає близько 70 % суходолу. В океані домінуючими є глибини в межах від 3000 до 6000 м (близько 50 % площі земної поверхні). Середня глибина Світового океану – 3794 м.

Решта кривої плавно знижується зліва направо. Перегин кривої (він відповідає материковому схилу) відокремлює висоти від глибин.

Гіпсографічну криву можна розглядати як узагальнений ідеальний профіль поверхні твердої земної кори. Зміна нахилу кривої відповідає характерним ступеням висот на суші та глибин в океані. Гіпсографічні криві використовують під час картографічних робіт, коли необхідно виявити характерні рівні рельєфу.

### ***Контрольні запитання***

1. Під дією яких сил утворюється рельєф земної поверхні?
2. Які основні форми рельєфу?
3. Який рельєф дна морів та океанів?
4. Що являють собою серединно-океанічні хребти?
5. Що являє собою гіпсографічна крива?

## **15. ЗАКОНОМІРНОСТІ РОЗПОДІЛУ ҐРУНТОВОГО ПОКРИВУ**

### ***15.1. Географія ґрунтів***

Структура і географія ґрунтів залежить від особливостей клімату. Причинами просторових змін ґрунтів є складні взаємодії та зміни факторів ґрунтоутворення (клімату, ґрунтоутворювальних порід, рельєфу, рослинності і тваринного світу, діяльності людини тощо). Основними законами географії ґрунтів є закон горизонтальної зональності; закон вертикальної зональності; закон фаціальності ґрунтів; закон аналогічних топографічних рядів. Закон горизонтальної зональності сформулював В.В. Докучаєв у праці «До учення про зони природи» (1899). Згідно з цим законом основні типи ґрунтів поширені на поверхні континентів земної кулі широкими смугами (зонами), які послідовно змінюють одна одну відповідно до зміни клімату, рослинності та інших факторів ґрунтоутворення. Цей закон проявляється в наявності на земній поверхні ґрунтово-біокліматичних поясів, які перетинають континенти.

Залежно від особливостей клімату розрізняють *арктичний, субарктичний помірний, антарктичний, субантарктичний помірний, тропічний, субтропічний помірний, екваторіальний, субекваторіальний помірний* пояси. У північній півкулі виділяють п'ять широтних ґрунтово-біокліматичних поясів: *полярний, бореальний, суббореальний, субтропічний і тропічний*. Для кожного поясу характерні свої типи ґрунтів, яких не буває в інших поясах. Прояв закону горизонтальної зональності ускладнюється через місцеві особливості рельєфу, відмінності в темпах біологічного кругообігу елементів. Основа зональності – нерівномірне надходження сонячної енергії на різних широтах Землі. З широтним розподілом тепла пов'язані також розподіл вологи, випадання опадів, а тому – розвиток зональних рослинних і ґрунтових спектрів.

Закон вертикальної зональності також відкрив В.В. Докучаєв, вивчаючи ґрунтовий покрив Кавказу, де відбувається послідовна зміна типів ґрунтів у міру наростання абсолютної висоти від підніжжя гір до їх вершин через зміну клімату, рослинності та інших факторів ґрунтоутворення. Склад ґрунтових зон у гірських країнах в основному аналогічний складу зон на рівнині. У гірських системах основні типи ґрунтів поширені у вигляді поясів, які послідовно змінюють один одного з наростанням висоти від підніжжя гір до вершин у зв'язку зі зміною природних умов.

Закон фаціальності ґрунтів (Л.І. Просолов, І.П. Герасимов). полягає в тому, що місцеві (фаціальні) особливості клімату зумовлюють появу специфічних місцевих ознак ґрунтів і навіть формування інших типів. Така різноманітність спричинена неоднаковою континентальністю клімату, неоднаковим сезонним розподілом опадів тощо.

Закон аналогічних топографічних рядів (зональних ґрунтових комбінацій) (В.В. Докучаєв, М.М. Сибірцев, Г.М. Висоцький, С.О. Захаров, С.С. Неуструєв та ін.) полягає в тому, що поширення ґрунтів на великих територіях (у межах зон) зумовлено переважно впливом рельєфу, ґрунтоутворювальними породами та місцевими умовами ґрунтоутворення. На підвищених елементах залягають генетично самостійні ґрунти, яким властива акумуляція малорухомих речовин; на понижених елементах рельєфу формуються генетично підпорядковані ґрунти (гідроморфні), які



акумулюють у своїх горизонтах рухомі продукти ґрунтоутворення; на схилах залягають перехідні ґрунти.

## **15.2. Ґрунтово-географічне районування**

У сучасній схемі ґрунтово-географічного районування прийнято таку систему таксономічних одиниць. Опорними одиницями ґрунтово-географічного районування на рівнинних територіях є ґрунтова зона, у горах – гірська ґрунтова провінція (табл. 15.1).

*Таблиця 15.1*

**Схема ґрунтово-географічного районування**

Для рівнинних територій:	Для гірських територій
ґрунтово-біокліматичні пояси	ґрунтово-біокліматичні пояси
ґрунтово-біокліматичні області	ґрунтово-біокліматичні області
ґрунтові зони	гірські ґрунтові провінції
ґрунтові провінції	гірські ґрунтові зони
ґрунтові округи	
ґрунтові райони	

**Ґрунтово-біокліматичний пояс** – це сукупність ґрунтових зон і гірських ґрунтових провінцій, об’єднаних подібністю радіаційних і термічних умов. Як було зазначено вище розрізняють такі пояси: полярний (холодний), бореальний (помірно холодний), суббореальний (помірний), субтропічний (теплий), тропічний (жаркий). У межах кожного поясу виділяють ґрунтово-біокліматичні зони.

**Ґрунтово-біокліматична зона** – це сукупність ґрунтових зон і гірських провінцій, об’єднаних подібними умовами зволоження і континентальності, які зумовлюють особливості ґрунтоутворення, вивітрювання і розвитку рослинності на певній території.

За ступенем континентальності зони поділяють на океанічні, континентальні й екстраконтинентальні; за характером зволоження – на гумідні, перехідні (субгумідні, субаридні) й аридні.

**Зональні ґрунти** формуються під зональними рослинними угрупованнями на рівнинах, вододільних піднесених територіях, на яких на ґрунтоутворення не впливають ґрунтові води, а також на територіях, де немає застою поверхневих вод і припливу їх зі сторони.

**Інтразональні ґрунти** (нетипові для певних зон) є в багатьох зонах (наприклад, болотні, заплавні, солончаки).

**Азональні ґрунти** – молоді ґрунти, які ще не набули зональних особливостей.

Виділяють такі природні ґрунтові зони:

1. Арктична зона арктично-пустельних і типових полігональних ґрунтів.

2. Тундрова зона з тундровими глейовими і торфовими ґрунтами.

3. Тайгово-лісова зона з підзолистими, глее-підзолистими, дерново-підзолистими оглеєними ґрунтами. Тут також поширені болотні ґрунти.

4. Лістяно-лісова зона з буроземами і сірими опідзоленими ґрунтами.

5. Лісостепова зона з опідзоленими ґрунтами, чорноземами вилугуваними, типовими.

6. Степова зона з чорноземами звичайними та південними. Спостерігаються солонці.

7. Сухостепова зона з темно-каштановими і каштановими ґрунтами.

8. Пустельно-стєпова зона з бурими і ясно-каштановими ґрунтами в комплексі з солонцями і солончаками.

9. Пустельна зона з сіро-бурими ґрунтами. Поширені такири, піщані пустельні ґрунти, солончаки.

10. Передгірсько-пустельна степова зона із сіроземами.

11. Зона сухих субтропіків з коричневими і сіро-коричневими ґрунтами.

12. Зона вологих субтропіків з червоноземами і жовтоземами.

**Ґрунтова підзона** – частина ґрунтової зони, яка характеризується переважанням певного підтипу ґрунтів і витягнута в тому самому напрямку, що і ґрунтова зона. Наприклад, у степовій чорноземній зоні виділяють підзону чорноземів звичайних північного степу (на межі з чорноземами типовими) і підзону південно-стєпову чорноземів південних (на межі із сухостєповою зоною каштанових ґрунтів).

**Ґрунтова провінція** – частина ґрунтової зони, яка відрізняється специфічними особливостями ґрунтів і умовами ґрунтоутворення (зволоження, температура). Наприклад, у степовій зоні звичайних і південних чорноземів виділяють такі типові провінції:

Придунайську, Українську, Приазовсько-передкавказьку, Середньоруську, Заволзьку, Казахстанську, Передалтайську, Мінусінську, Забайкальську.

**Грунтовий округ** – частина ґрунтової провінції. Є певним типом ґрунтових комбінацій, який зумовлений характером рельєфу і ґрунтоутворювальних порід.

**Грунтовий район** – частина ґрунтового округу, яка характеризується однотипною структурою ґрунтового покриву (закономірним чергуванням у межах району тих самих ґрунтових комплексів).

**Гірська ґрунтова провінція** – ареал поширення чітко визначеного ряду вертикальних ґрунтових зон, який зумовлений положенням гірської країни в системі ґрунтово-біокліматичних зон. Значення інших таксономічних одиниць районування ґрунтів однакові для рівнинних і гірських територій.

### ***15.3. Закономірності поширення ґрунтів в Україні***

Ґрунти України підпорядковуються законам широтної зональності та висотної поясності. Ґрунтовий покрив країни суворо зональний, тому що саме таким є розподіл на цій території двох основних природних чинників – клімату і рослинності. Через збільшення континентальності з північного заходу на південний схід ґрунти змінюються й у меридіальному напрямку. Значні зміни в поширенні ґрунтів відбулися в результаті господарської діяльності людини. Фізико-географічно територія України поділяється на зони: Полісся, Лісостеп, Степ, сухий Степ, Карпатська та Кримська гірські області: П – зона мішаних лісів дерново-підзолистих типових і оглеєних ґрунтів Українського Полісся, ЛС – Лісостепова зона чорноземів типових і сірих лісових ґрунтів, С – Степова зона чорноземів звичайних і південних, СС – сухо-степова зона темно-каштанових і каштанових ґрунтів, К – зона буроземних ґрунтів Українських Карпат, Кр – ґрунтові зони Гірського Криму: КрС – зона чорноземів передгірського Степу, КрЛС – зона ґрунтів передгірського Лісостепу, КрГ – зона буроземів гірсько-лісових, КрЯ – зона гірсько-лугових ґрунтів яйл; КрП – зона коричневих ґрунтів південного схилу головного гірського хребта.

## ***Контрольні запитання***

1. Від чого залежать структура і географія ґрунтів?
2. Які основні закони географії ґрунтів ви знаєте?
3. Що являє собою ґрунтово-біокліматичний пояс?
4. Що являє собою ґрунтово-біокліматична зона?
5. Які виділяють природні ґрунтові зони?
6. Яким законам підпорядковуються ґрунти України?

## **16. ГЕОЛОГІЧНІ КАРТИ**

За результатами геологічної зйомки складають геологічну карту. На карті за допомогою літерних, цифрових, кольорових та штрихових умовних позначень позначають:

- 1) поля поширення осадових, магматичних і метаморфічних порід, поділених за віком і складом;
- 2) змінені первинні породи;
- 3) площі поширення кір вивітрювання із зазначенням їхнього віку;
- 4) площі поширення техногенних порід;
- 5) основні тіла корисних копалин;
- 6) межі між геологічними об'єктами;
- 7) розривні порушення, що виділяються за значущістю і ступенем достовірності.
- 8) бурові свердловини і гірничі виробки;
- 9) місця виходів викопних органічних решток.

Ліворуч від карти розміщують стратиграфічну колонку, у якій у віковій послідовності вказують усі дочетвертинні відклади, відомі на цій території у відслоненнях, а також виявлені свердловинами і гірськими виробками. У колонці зазначають тільки осадові та метаморфічні породи. Узгоджені межі між різновіковими комплексами порід відображають тонкими прямими лініями, неузгоджені – хвилястими. Якщо породи певного віку відклалися без перерви в осадонакопиченні, але не на всій території, межу в колонці позначають частково прямою, а частково – хвилястою лінією. Праворуч від геологічної карти наводять умовні позначення, де у віковій послідовності зазначають осадові й метаморфічні породи, магматичні породи, розривні порушення та ін. Геологічний

розріз, розташований під картою, дає уявлення про глибинну будову території.

### ***16.1. Геологічні розрізи***

Геологічні розрізи дозволяють скласти наочне уявлення про умови залягання порід на глибині. Вони є зображенням залягання порід на площині вертикального перерізу земної кори від її поверхні на ту або іншу глибину. Їх будують на основі геологічної карти, даних буріння свердловин, геофізичних та інших матеріалів у напрямку, перпендикулярному до лінії розташування пластів.

Спочатку за даними про висоту місцевості над рівнем моря, указаними на геологічній карті, будують криву рельєфу, яка відповідає рельєфу місцевості. Потім з геологічної карти переносять на профіль межі пластів, пересічених лінією напрямку розрізу, використовуючи дані про елементи залягання пластів, указані на карті; будують розріз шляхом трасування меж пластів на глибину з урахуванням їхньої товщини. За наявності опорних або інших свердловин розрізи проводять через них. На кінцях ліній розрізу і в місцях їх злому ставлять великі літери в алфавітному порядку.

Горизонтальний і вертикальний масштаби розрізів повинні відповідати масштабу карти. Збільшення вертикального масштабу допустиме для районів з пологим або горизонтальним заляганням порід. Бурові свердловини зображаються на розрізах чорними суцільними лініями. Вибій свердловини обмежують короткою горизонтальною лінією. На поздовжніх та поперечних геологічних розрізах можна позначати нафтогазоносні пласти. Розрізи складають, розмальовують і індексують у повній відповідності з геологічною картою. Усі геологічні межі на розрізах показують тонкими суцільними лініями.

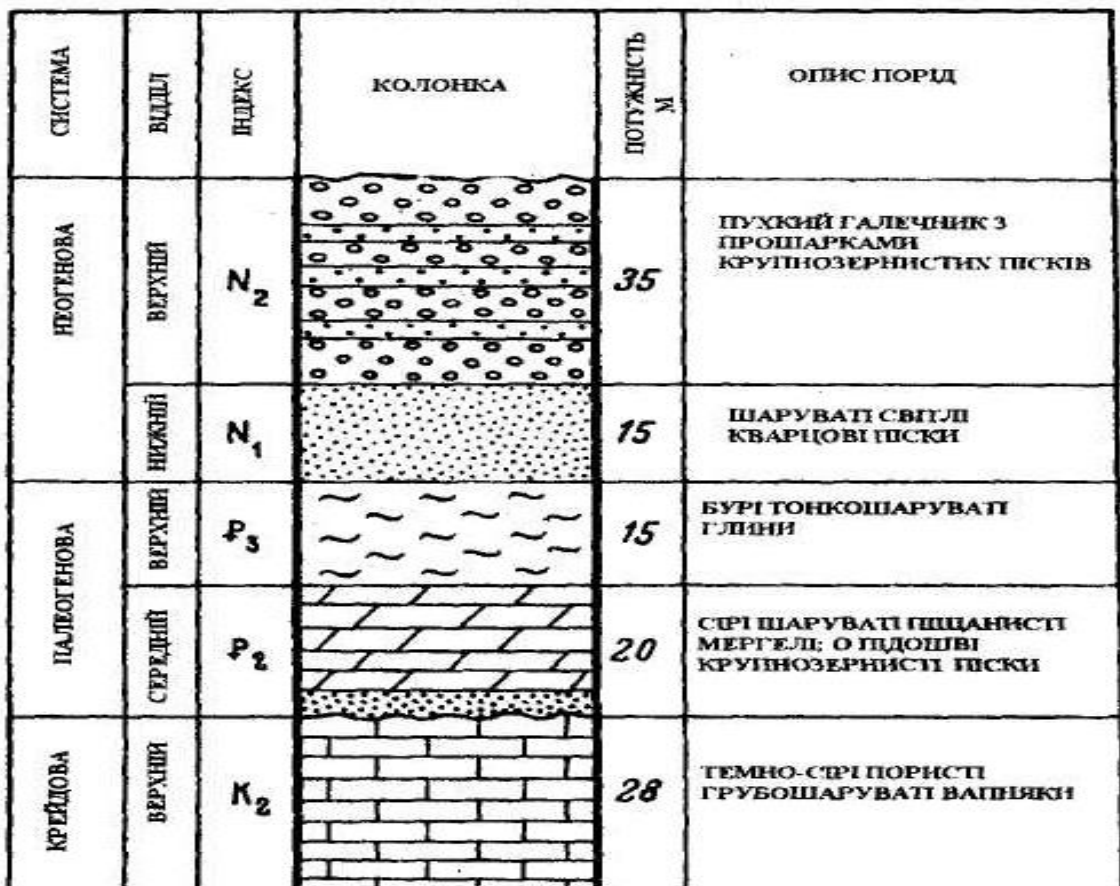
### ***16.2. Стратиграфічна колонка***

Стратиграфічна колонка (рис. 16.1) являє собою графічне зображення літологічного складу пластів, послідовність їх залягання, товщина і вік порід у межах ділянки геологічної карти.

Породи в колонці подають відповідно до виділених на карті стратиграфічних підрозділів. Ліворуч від колонки наводять стратиграфічну класифікацію порід (систему, відділ, ярус) та індекс;

праворуч – товщину і склад порід. В останній графі зазначають усі більш дрібні стратиграфічні підрозділи, указані на карті (серії, світи, горизонти та ін.).

Масштаби для побудови колонок, залежно від загальної товщини порід, можуть бути різними. Їх висота не повинна перевищувати 40–50 см, ширина граф – 1–4 см. У разі коливання товщини в колонці відображають її максимальне значення, а цифрами вказують крайні межі. Узгодження в колонці зображують прямими лініями, паралельні неузгодження – хвилястими, а кутові – зубчастими.



### Умовні позначення

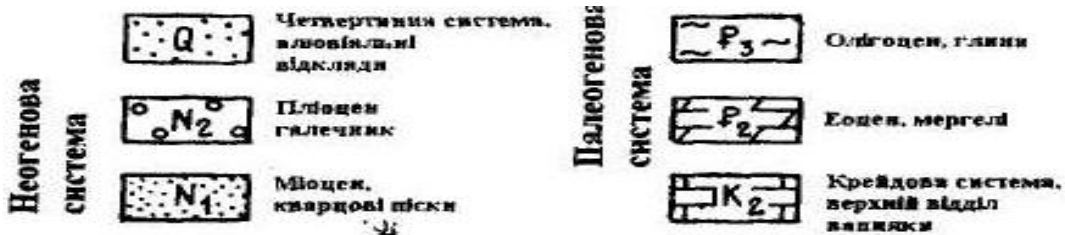


Рис. 16.1. Стратиграфічна колонка

Зіставляючи стратиграфічні колонки в межах геологічної карти, можна простежити поширення пластів у кожній окремій ділянці площі, тобто провести кореляцію пластів. Стратиграфічна кореляція – це ототожнення в порівнювальних геологічних розрізах одновікових стратиграфічних підрозділів за їхніми палеонтологічними і фізичними характеристиками. Кореляція являє собою трасування ізохронних поверхонь за всіма розрізами які необхідно вивчити.

### ***Контрольні запитання***

1. Як складають геологічну карту?
2. Що позначають на геологічній карті?
3. Що являє собою геологічний розріз?
4. Що являє собою стратиграфічна колонка?
5. Як простежити поширення пластів у кожній окремій ділянці площі стратиграфічної колонки?

### ***Рекомендована література***

1. Геофизика: учеб. пособие. – Электронное изд. сетевого распространения / под ред. В.К. Хмелевского. – Москва: КДУ; Добросвет, 2018.

2. Магницкий В.А. Общая геофизика / В.А. Магницкий. – Москва: МГУ, 1995. – 317 с.

3. Рохманов М.Я. Фізика / М.Я. Рохманов, С.С. Авогін. – Харків: ХНАУ, 2012. – 286 с.

4. Рохманов М.Я. Фізика з основами біофізики / М.Я. Рохманов, С.С. Авогін. – Харків: ХНАУ, 2020. – 287 с.

5. Толстой М.І. Основи геофізики / М.І. Толстой, А.П. Гожик, М.В. Рева та ін. – Київ: Київ. ун-т, 2006. – 446 с.

6. Тяпкін К.Ф. Фізика Землі / К.Ф. Тяпкін. – Київ: Вища шк., 1998. – 291 с.

7. Чечкин С.А. Основы геофизики / С.А. Чечкин. – Ленинград: Гидрометиздат, 1990. – 288 с.