

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
УМАНСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ПЕДАГОГІЧНИЙ  
УНІВЕРСИТЕТ імені ПАВЛА ТИЧИНИ**

**В. М. Голуб**

**ОСНОВИ  
ЗАГАЛЬНОГО ЗЕМЛЕЗНАВСТВА**

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

**УМАНЬ**

**2007**

**ББК – 26.82я73**

**УДК –911**

**Г – 62**

**ISBN –978-966-477-003-0**

**Рецензенти:** *О. А. Біда*, доктор педагогічних наук, професор кафедри теорії та історії педагогіки Черкаського національного університету імені Богдана Хмельницького;

*П. І. Мороз*, доктор сільськогосподарських наук, професор кафедри лісівництва та екології Уманського державного аграрного університету, академік АНВШУ;

*В. М. Мазай*, вчитель-методист, спеціаліст вищої категорії Уманської міської гімназії

***Рекомендовано Міністерством освіти і науки України***

***як навчальний посібник для студентів вищих навчальних закладів***

***(лист №1.4/18-Г-981 від 20. 06. 2007 р.)***

**В. М. Голуб.**

Основи загального землезнавства. Навчальний посібник. – Умань: УВПШ, 2007. – 122 с.

Наводяться відомості про географічну оболонку Землі, її походження, склад, розвиток і територіальний розподіл. Подано розгорнуту характеристику форми і розмірів Землі, її рухів, рельєфу земної поверхні. Розглядаються питання складу і будови атмосфери та процесів, які в ній відбуваються.

Належна увага приділяється диференціації географічної оболонки в межах України.

Для студентів вищих педагогічних навчальних закладів III – IV рівнів акредитації.

## ЗМІСТ

<b>Вступ</b> .....	4
<b>Розділ I. Земля і Всесвіт</b> .....	6
Склад і будова Всесвіту. Галактика та місце в ній Сонячної системи.....	6
Сонячна система.....	8
<b>Розділ II. Загальна характеристика Землі як планети</b> .....	11
Форма і розміри Землі.....	11
Руси Землі.....	19
Внутрішня будова Землі.....	27
Рельєф земної поверхні.....	33
Тектонічні руси земної кори.....	35
Землетруси і вулканізм. Зовнішні процеси, які змінюють поверхню Землі.....	41
Екзогенні процеси рельєфоутворення.....	45
Форми рельєфу земної поверхні.....	48
Мінерали і гірські породи.....	54
<b>Розділ III. Атмосфера</b> .....	60
Склад і будова атмосфери.....	60
Нагрівання атмосфери.....	64
Типи атмосфери. Циркуляція атмосфери.....	67
Погода і клімат.....	73
Вода в атмосфері.....	77
<b>Розділ IV. Гідросфера</b> .....	84
Властивості води.....	84
Світовий океан. Підземні води.....	90
Річки. Річкові системи і басейни. Яри і балки.....	96
Озера. Болота. Значення гідросфери. Охорона вод і суші океану.....	103
<b>Розділ V. План і карта</b> .....	108
<b>Розділ VI. Диференціація географічної оболонки</b> .....	116
Поняття про біосферу.....	120
Ґрунти та їх властивості.....	122

## ВСТУП

*Землезнавство* – розділ фізичної географії. Землезнавство як наука має свої об'єкт, предмет, методи дослідження та завдання. Об'єктом вивчення землезнавства є географічна оболонка Землі, предметом – її склад, структура (будова), розвиток і територіальний розподіл.

*Географічна оболонка* – це зовнішня оболонка Землі, яка утворена взаємодією геосфер – атмосфери, літосфери, гідросфери та біосфери. Деякі сфери входять до географічної оболонки повністю (гідросфера і біосфера), інші – частково (атмосфера та літосфера).

Геосфери перебувають у тісному контакті і постійно між собою взаємодіють. Як матеріальна система географічна оболонка має ряд характерних особливостей.

1. Вона складається із взаємодіючих і взаємопроникаючих одна в одну геосфер, кожній з яких відповідає один із станів речовини: літосфері – твердий, гідросфері – рідкий, атмосфері – газоподібний, біосфері – органічна речовина.

2. Взаємодія твердої, рідкої і газоподібної речовин у процесі розвитку Землі зумовили появу життя, розвиток нової оболонки – біосфери.

3. Природні процеси у географічній оболонці проходять за рахунок поглинання, перетворення та нагромадження енергії Сонця, сили земного тяжіння і внутрішнього тепла Землі. У географічній оболонці проходить взаємодія космічних і земних сил.

4. Взаємодія геосфер Землі в межах географічної оболонки проходить в результаті колообігу речовин – води, вуглецю, азоту та інших.

Отже, географічна оболонка – це область складних взаємопроникнення і взаємодії космічних і земних сил. Вона утворилася на певній стадії розвитку Землі і продовжує розвиватися, ускладнюватися у своїй структурі та складі в результаті взаємодії живої і неживої природи.

Географічна оболонка – тривимірне фізичне тіло. Верхня межа географічної оболонки відповідає тропопаузі – прикордонному шару між тропосферою і стратосферою, що відносяться до атмосфери – газової оболонки Землі, яка

суцільним шаром оточує її. На різних географічних широтах географічна оболонка піднімається в атмосферу на різну висоту. На екваторі вона становить 16 – 18 км, у полярних областях знижується до 8 – 10 км. Теоретично верхньою межею географічної оболонки є область поширення живих організмів на висоті 25 – 27 км, де спостерігається максимальна концентрація озону, який поглинає ультрафіолетове проміння Сонця і захищає Землю від згубного його впливу на живі організми.

Нижня межа географічної оболонки Землі у літосфері залягає на глибині 3 – 5 км, де у покладах нафти при бурінні зустрічаються сліди діяльності живих організмів та ще зустрічається вода у рідкому стані. Нижче докорінно змінюються склад і властивості гірських порід, відсутнє повітря. Гідросфера повністю входить до складу географічної оболонки.

До складу географічної оболонки входять такі матеріальні об'єкти:

- гірські породи із властивими їм формами рельєфу земної поверхні;
- повітряні маси атмосфери з їх властивостями і процесами, які зумовлюють клімат;
- поверхневі і підземні води;
- ґрунти;
- рослинний і тваринний світ.

Компоненти географічної оболонки поєднуються у закономірні і взаємозумовлені комплекси, які мають свої межі, особливості внутрішньої і зовнішньої будови. Вони називаються природними територіальними комплексами (геокомплексами або геосистемами). До складу геокомплексу входять ділянка земної кори з притаманним їй рельєфом, поверхневі та підземні води, ґрунти, біоценози, нижній шар атмосфери.

## РОЗДІЛ I. ЗЕМЛЯ І ВСЕСВІТ

### *Склад і будова Всесвіту. Галактика та місце в ній Сонячної системи*

Небесні тіла не входять до складу географічної оболонки, але здійснюють на неї значний вплив. Найбільший вплив здійснюють Сонце з іншими тілами Сонячної системи.

Сонце разом із планетами, які обертаються навколо нього, їх супутники, а також комети, астероїди утворюють Сонячну систему. Скупчення великої кількості зоряних систем, подібних до Сонячної, називається *Галактикою*. Розміри нашої Галактики величезні, але у Всесвіті вона не єдина. За межами Галактики виявлено величезну кількість позагалактичних туманностей, які також є галактиками. Найближче до нашої Галактики знаходиться галактика туманність Андромеди. Відстань до неї – 2 млн. світлових років (1 світловий рік – відстань, яку промінь світла проходить за один тропічний рік, рухаючись із швидкістю 300000 км/с; він становить 9 трильйонів 460 мільярдів 800 мільйонів км (365·24·60·60)с·300000 км/с). Інші галактики знаходяться на відстані мільярдів світлових років. Так, світло від деяких космічних об'єктів іде до Землі 18 млрд. років.

Сукупність галактик, подібних нашій і доступних для досліджень за допомогою оптичних і радіотелескопів, утворює *Метагалактику*. За сучасними даними у Метагалактиці нараховується близько 100 млрд. галактик, у кожній з яких є сотні мільярдів зірок різного розміру, температури, світності та густини. Метагалактика не є чимось постійним, незмінним, стабільним. Говорячи про будову Метагалактики, ми маємо на увазі її стан у певний момент часу, причому саме тоді, коли до Землі доходить світло від космічних об'єктів. Світло від найближчої до нас зорі (за винятком Сонця) Проксима  $\alpha$ -Центавра іде до Землі 4,25 земного року, а від Полярної зірки – 460 років.

У Метагалактиці відкриті загадкові тіла, природа яких до цього часу остаточно ще не з'ясована. До них відносяться квазари, пульсари, „чорні діри” та інші.

*Квазари*, маючи незначні розміри, які наближаються до розмірів Сонячної

системи, випромінюють колосальну енергію, яка у сто разів перевищує енергію найбільших галактик, що складаються із сотень мільярдів зірок.

*Пульсари* (нейтронні зорі) – джерело періодичних радіоімпульсів, які випромінюються строго періодично. За астрономічними мірками пульсари мають незначні розміри але світять як 100000 сонць. Найяскравіший з них має радіус 10 км, а об'єм у 300 тисяч млрд. разів менший, ніж об'єм Сонця.

*Чорні діри* – завершальний етап життя зірок, які мають значно більшу масу, ніж у Сонця. При вичерпанні ядерного палива у таких зорях відбувається гравітаційний колапс, при якому колосальна сила гравітації перетворює її у тіло незначного об'єму з величезною густиною. Сила гравітації захоплює все навколо, тому ні речовина, ні світло, ні радіохвилі не можуть покинути цю сферу.

При спостереженні збоку наша Галактика має вигляд сочевиці або спортивного диска. Якщо дивитися на неї з площини, вона має вигляд спіралі, у вітках якої знаходиться максимальна кількість зірок, а між ними – міжзоряна речовина. Галактика складається із 150 млрд. зірок з планетами і 100 млн. газопилових туманностей. Газопилові туманності є залишками матерії зірок, які припинили своє існування внаслідок того, що в них вигоріло ядерне паливо. Діаметр галактичної сочевиці близько 160 тис. світлових років. У центрі Галактики зорі розміщені щільніше, по її краях – рідше.

У зоряну безмісячну ніч на небі видно розмиту світлу смугу, яку називають Молочним Шляхом. *Молочний Шлях* – це видиме із Землі на небі світле кільце, а наша Галактика – просторова зоряна система. Тому ототожнювати Молочний Шлях і Галактику не можна, адже Молочний шлях є лише частиною Галактики.

Галактика обертається навколо свого центра. Сонячна система, яка знаходиться на відстані 30 тис. світлових років від центра Галактики, бере участь у цьому обертанні, рухаючись із швидкістю 250 км/с, і здійснює повний оберт за 200 млн. років (один галактичний рік).

Зорі, які входять до складу Галактики, неоднакові за розмірами і температурою. Серед них є зорі-гіганти, зорі середніх розмірів і зорі-карлики.

Гіганти – зорі, які переважають Сонце за розмірами та світністю. Серед зір є такі, які яскравіші за наше Сонце у 500000 разів, за розмірами – у сотні і тисячі разів більші. Так, зоря VV Цефея має такі розміри, що всередині у ній розмістилася б Сонячна система з орбітами планет до Юпітера включно! Зоря Денеб має об'єм у 64000 разів більший ніж Сонце, а Антарес у 1700 разів більший, ніж Денеб.

### *Сонячна система*

Сонце разом із планетами, які обертаються навколо нього, утворюють Сонячну систему. На нічному небі зорі не змінюють свого положення, а планети рухаються серед зір. Звідси і пішла назва планети від грецького „планетес” – блукаючий, тобто той, який змінює своє положення на небі.

З восьми планет, які входять до складу Сонячної системи, Меркурій, Венеру, Марс, Юпітер і Сатурн видно неозброєним оком, тому вони були відкриті ще у стародавньому світі і тоді ж одержали свої назви. Уран і Нептун були відкриті значно пізніше. У Сонячній системі є вісім планет, включаючи Землю, і всі вони світять відбитим сонячним світлом. Планети обертаються навколо Сонця в одному напрямку і приблизно в одній площині по еліптичних орбітах, які близькі до кола.

Крім планет до складу Сонячної системи входять малі планети – астероїди (їх зараз відомо близько 2500), які рухаються між орбітами Марса і Юпітера.

Меркурій, Венера, Земля і Марс – внутрішні планети земної групи. Вони мають незначні розміри і велику густину. Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун – зовнішні планети-гіганти. У них дуже великі розміри і незначна густина.

*Сонце* – найближча до Землі зоря. Воно має діаметр 1390000 кілометрів (у 109 разів більший, ніж діаметр Землі). Об'єм Сонця в 1300000 разів більший, ніж об'єм Землі, а маса більша у 332 тис. разів. Маса Сонця у 749 разів більша, ніж маса усіх планет Сонячної системи, хоча густина сонячної речовини у 4 рази менша, ніж земної (1,4 г/см<sup>3</sup>).

Середня відстань від Землі до Сонця становить 149,5 млн. км (округлено 150 млн. км). В астрономії цю відстань називають астрономічною одиницею.



Нею зручно користуватись при визначенні відстаней у Сонячній системі.

Температура на поверхні Сонця +6000 °С, а в його центрі – +20000000 °С. За кожну секунду на Сонці 564 млн. тонн водню в результаті термоядерної реакції перетворюються у 560 млн. тонн гелію; 4 млн. тонн сонячної речовини перетворюються в енергію за формулою Ейнштейна:

$$E = \Delta m C^2, \quad (1)$$

де  $\Delta m$  – дефект маси,  $C$  – швидкість світла.

Земля одержує лише одну двохмільярдну частину цієї енергії, але її цілком вистачає для забезпечення всіх процесів у географічній оболонці. Підраховано, що тепло із центра Сонця до його поверхні йде 1 млн. років.

Сонячна атмосфера складається з трьох частин: фотосфери, хромосфери та сонячної корони. За атмосферою Сонця найзручніше спостерігати під час повного сонячного затемнення. В цей час місячний диск повністю закриває собою диск Сонця.

Періодично на Сонці з'являються темні плями, температура яких на 1000 °С нижча, ніж на поверхні. Ще грандіозніше явище, ніж плями, являють собою протуберанці – своєрідні вибухи, які піднімаються на висоту сотень тисяч кілометрів.

Активність Сонця не завжди однакова. Кожні 11 років вона періодично змінюється, досягаючи то максимуму, то мінімуму. Відомі також 33- і 98-річні періоди сонячної активності.

*Місяць* – природний супутник Землі, який обертається навколо неї по орбіті, що має форму еліпса. Діаметр Місяця 3476 км, що у 4 рази менше, ніж діаметр Землі. Маса Місяця менша, ніж маса Землі, у 81,5 рази, а сила тяжіння – у 6 разів менша. Саме завдяки незначній силі тяжіння на Місяці відсутня атмосфера. Відсутність атмосфери і повільне обертання Місяця навколо своєї осі зумовлюють значний перепад добових температур: на освітленому боці Місяця температура його поверхні становить +140 °С, а на затемненому - 60 °С, тобто добовий перепад температур становить 300 °С.

Навколо Землі Місяць обертається назустріч добовому рухові зірок (на схід,

проти годинникової стрілки). Повне коло на небі навколо Землі відносно зір Місяць робить за 27 діб 7 годин 43 хвилини (27,32 земних доби). Це зоряний або *сидеричний місяць*.

Схему, що пояснює зміну фаз Місяця, показано на рисунку 1.

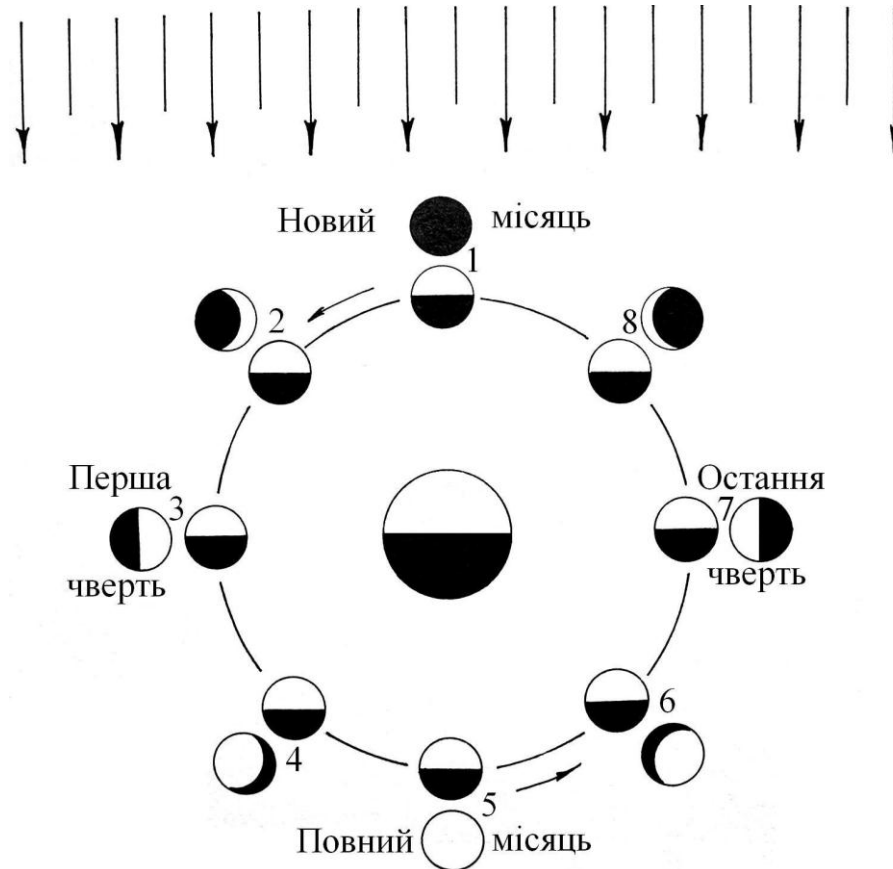


Рис. 1. Зміна фаз Місяця.

*Синодичний місяць* – це період обертання Місяця навколо Землі відносно Сонця (це проміжок часу між однаковими фазами Місяця). Синодичний місяць дорівнює 29,53 земних доби. За 27,32 доби Земля разом з Місяцем пройде по своїй орбіті відносно Сонця дугу  $360 \div 27,32 = 13^{\circ}12'$ . Отже, Місяцю потрібно ще близько 2 діб ( $27^{\circ}:13^{\circ}$ ), щоб зайняти попереднє положення відносно Землі і Сонця (рис. 2).

Найближча до Землі точка еліптичної місячної орбіти називається перигеєм, а найвіддаленіша – апогеєм. У перигеї відстань від Землі до Місяця 363000 км, в апогеї – 405000 км. Середня відстань до Місяця 384000 км.

Періоди обертання Місяця навколо Землі відносно зір (*сидеричний місяць*)

та навколо осі (місячна доба) збігаються, тому він завжди обернений до Землі однією стороною. Зменшення швидкості обертання Місяця навколо осі пояснюється рухом припливної хвилі на його поверхні, викликаной гравітацією Землі. Цей рух відбувається у напрямку, протилежному обертальному руху Місяця навколо осі, що зумовлює гальмування його обертання.

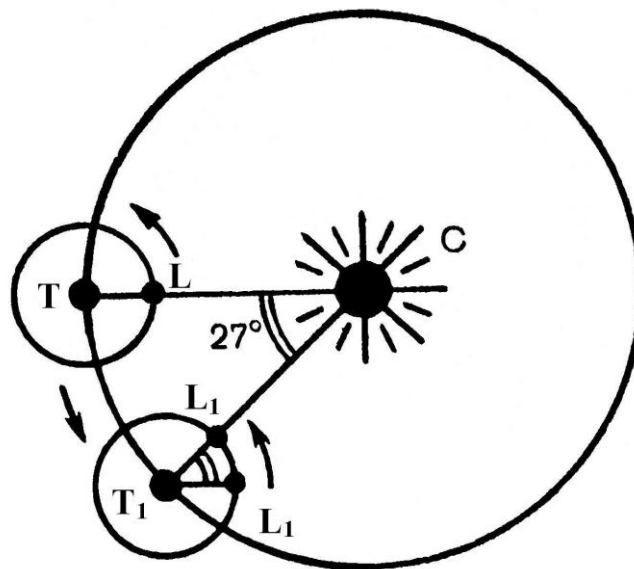


Рис. 2. Різниця між синодичним і сидеричним місяцями.

Місяць разом із Сонцем викликають на Землі припливи і відпливи (їх механізм буде розглянутий у параграфі „Рухи Землі”), які збільшують тривалість земної доби і зумовлюють зміну форми Землі.

## РОЗДІЛ II. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМЛІ ЯК ПЛАНЕТИ

### *Форма і розміри Землі*

У давнину люди вважали, що Земля має вигляд щита (спортивного диска) і що розміри її невеликі. Давні індуси зображували Землю, яка тримається у просторі на трьох слонах або черепахах. У давній Русі вважали, що Земля має вигляд перепічки, яка лежить на трьох китах.

Проте і в давнину окремі мудреці висловлювали здогади про те, що Земля має форму кулі. Першим цей здогад висловив знаменитий математик Піфагор (VII ст. до н. е.). Як математик він знав, що порівняно з іншими фігурами куля

має ідеальну властивість: при однакових об'ємах різних тіл площа поверхні кулі найменша. Піфагор був ідеалістом і вважав, що Землю створив Бог, тому як „плід творіння божих рук” Земля повинна бути ідеальним тілом, тобто кулею.

Давньогрецький філософ Аристотель (384 – 322 рр. до н. е.) кулястість Землі доводив тим, що її тінь, яка падає на Місяць під час його затемнення, має форму круга або його частини. Таку тінь може мати тільки кулясте тіло, значить Земля має форму кулі. По-друге, Аристотель кулястість Землі доводив тим, що при наближенні до берега корабель з'являється не відразу, а поступово, тобто спочатку видно високі щогли, згодом паруси, а вже потім – корпус корабля. Коли корабель відпливає, все відбувається у зворотному порядку.

З часом людство нагромадило нові докази кулястості Землі.

1. При сході Сонця його промені спочатку освітлюють хмари, високі предмети, а при заході Сонце ховається за горизонт, його вже не видно, а промені ще довго освітлюють хмари, літаки і т. д.

2. При збільшенні висоти спостереження над земною поверхнею розширюється дальність видимого горизонту, причому лінія горизонту завжди має форму кола, а сам горизонт – форму круга.

3. Різний вигляд зоряного неба на різних географічних широтах, тобто в північній півкулі на небі видно одні сузір'я, а у південній – зовсім інші.

4. Кругосвітні плавання стали яскравим доказом кулястості Землі. Першою здійснила кругосвітню подорож експедиція португальця Фернана Магеллана. 10 вересня 1519 року експедиція вирушила із Севільї (Іспанія) у західному напрямку, а 6 вересня 1522 року супутники Магеллана повернулись назад зі сходу.

5. Місяць, планети сонячної системи, саме Сонце мають кулясту форму, тому логічно вважати кулею і Землю.

6. Найпереконливішими доказами кулястості Землі є фотографії Землі, зроблені з космосу.

Таким чином, сучасна наука має вісім доказів кулястості Землі. Шість із

восьми доказів одночасно є і наслідками кулястості. Не є наслідками логічний доказ кулястості Землі, а також вигляд Землі та її фотографії з космосу.

Наведені докази свідчать про те, що Земля не плоска, але і не дають відповіді на питання, яку ж дійсно форму має Земля. До кінця 17 століття уявлення про кулястість Землі задовольняло науку. Але обставини змусили переглянути ці погляди.

У 1672 році французький фізик і астроном Жан Рішар переїхав із Парижа у Кайєнну (Південна Америка). Він відзначив, що маятниковий годинник на новому місці почав відставати на 2 хв. 28 с за добу. Це відставання намагалися пояснити збільшенням відцентрової сили обертального руху Землі навколо осі біля екватора, де кожний пункт за добу описує більше коло і тому має більшу лінійну швидкість обертального руху. А раз це дійсно так, притягання маятника до Землі зменшується, він робить меншу кількість коливань і годинник починає відставати. Детальні розрахунки, проведені у 1686 році Ньютоном і Гюйгенсом, показали, що лише відцентрової сили недостатньо для того, щоб годинник відставав на такий час. Вони прийшли до висновку, що зменшення сили тяжіння на екваторі зумовлене також більшою відстанню від екватора до центра Землі, ніж від полюса. А це значить, що Земля має форму не ідеальної кулі, а злегка сплюснена по осі обертання. Таку фігуру називають еліпсоїдом обертання або сфероїдом, тобто тілом, яке виникає від обертання еліпса навколо своєї малої осі (рис. 3).

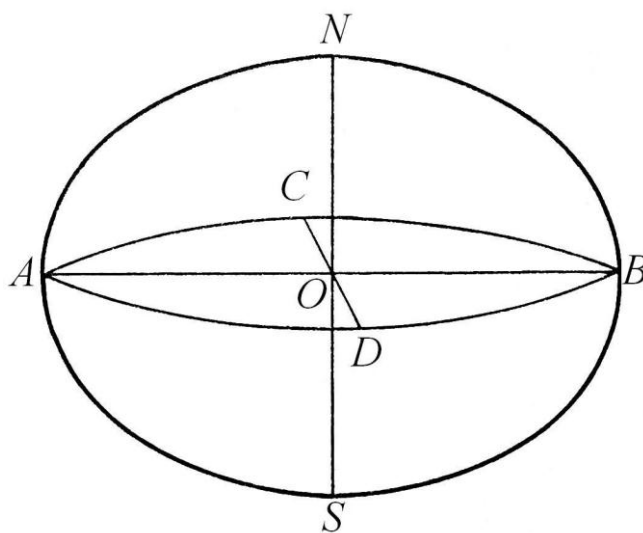


Рис. 3. Земля як еліпсоїд обертання.

У 1735 – 1736 рр. експедиції Французької академії наук провели вимірювання дуги меридіана довжиною  $1^\circ$  на півночі Фінляндії (Лапландія) і в Перу. Було встановлено, що біля екватора довжина дуги меридіана  $1^\circ$  становить 110868 м, а у приполярному районі – 112992 м. Звідси випливає безперечний висновок про те, що Земля дійсно сплюснута по осі обертання. Пізніші дослідження дали змогу уточнити довжину дуги меридіана  $1^\circ$  на різних географічних широтах, але висновок завжди був один і той же: Земля сплюснута по осі обертання.

Велика піввісь Землі (екваторіальний радіус) довша, ніж мала піввісь (полярний радіус) приблизно на 21 км. Тому полярна сплюснутість Землі становить  $1/298,24$  (як вона визначається, буде показано пізніше). Останніми дослідженнями встановлено, що Земля має ще й екваторіальну сплюснутість (один екваторіальний діаметр більший, ніж інший, перпендикулярний йому). Але ця сплюснутість ще менша – всього  $1/30000$ . Величини полярної та екваторіальної сплюснутості незначні, ними можна знехтувати і тому називати Землю кулею не буде великою помилкою.

Найновіші дослідження показали, що форма Землі не співпадає з геометричною фігурою сфероїда, тому фігуру Землі назвали геоїдом, під яким розуміють геометрично неправильне тіло. Еліпсоїд утворюється в результаті обертання еліпса навколо меншої осі. Якби форма Землі була правильна, то і фігура обертання була б еліпсоїдом. А оскільки поверхня Землі не збігається з поверхнею еліпсоїда, то її і назвали геоїдом. На материках еліпсоїд і геоїд не співпадають в різних місцях на неоднакову величину, але не більше, ніж на  $\pm 150$  м (табл.1). (Поверхня геоїда на материках відповідає поверхні океанів, уявно продовжених під ними у вигляді каналів).

Таблиця 1. Відхилення поверхні геоїда від поверхні сфероїда на різній довготі

Довгота	$0^\circ$	$30^\circ$ з. д	$60^\circ$	$70^\circ$	$90^\circ$	$120^\circ$	$120^\circ$ с. д.	$90^\circ$	$75^\circ$	$60^\circ$
Відхилення, м	+100	+28	-95	-140	-70	+45	-75	+9	0	+15

Дослідження, проведені при польотах космічних апаратів, дозволили встановити, що земний еліпсоїд не скрізь має однакові розміри. Так, північний полярний радіус на 30 м довший, ніж південний, тобто від центра Землі до північного полюса на 30 м далі, ніж до південного. Таку фігуру називають кардіоїдом.

Фігура геоїда дуже мало відрізняється від фігур кардіоїда, сфероїда і кулі. Якби з глобуса діаметром 30 см захотіли зробити земний еліпсоїд, то на полюсах довелося б зняти всього по 0,5 мм. Ось чому глобуси виготовляють у вигляді кулі.

Фігура Землі змінюється з часом. У давні геологічні часи у неї була більш неправильна форма, ніж тепер, але у зв'язку з обертанням навколо осі вона поступово наближається до форми сфероїда.

Перші роботи з вимірювання розмірів Землі були проведені ще в античному світі. Сучасник Аристотеля Дікеарх вперше виміряв розміри Землі, але його розрахунки розмірів Землі до нашого часу не збереглися. Відомо тільки, що довжина кола екватора була досить близькою до справжньої.

Перші розрахунки розмірів Землі, які дійшли до наших днів, належать давньогрецькому ученому Ератосфену і датуються 200 роком до нашої ери. Вважаючи Землю кулею, він правильно міркував, що коли на Землі виміряти довжину дуги меридіана величиною  $1^\circ$  і помножити її на 360, можна визначити довжину всього меридіана, тобто коло Землі.

Прийнявши, що Александрія (пони́ззя р. Нілу) і Сієна (нині Асуан на р. Ніл) лежать на одному меридіані, і знаючи за караванними підрахунками, що віддаль між ними становить 5000 єгипетських стадій або 800 км (одна стадія – 157,5 м; це шлях, який можна проїхати на верблюді за дві хвилини), Ератосфен визначив різницю широт цих міст. Він знав, що у Сієні Сонце стоїть у зеніті 22 червня (його видно опівдні із найглибшої криниці) і що треба визначити, під яким кутом падають сонячні промені в цей час у Александрії (або на скільки відхиляються промені від вертикалі). Величину цього кута Ератосфен виміряв кутоміром – скафісом. Це чаша у вигляді півкулі, з dna якої піднімається

стержень, що має довжину радіуса чаші. Під час літнього сонцестояння в Александрії тінь від стержня має довжину  $1/50$  довжини кола скафіса, що складає  $7^{\circ}12'$ . Це і є різниця широт між Сієною та Александрією (рис. 4).

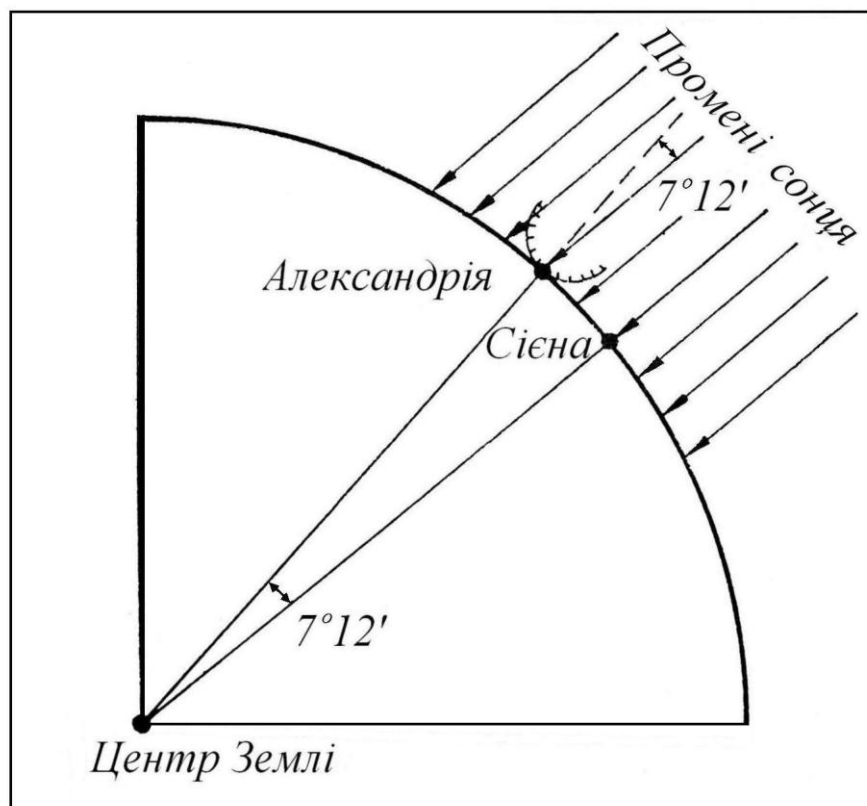


Рис. 4. Вимірювання розмірів Землі Ератосфеном.

Поділивши 5000 стадій на  $7^{\circ}12'$  і помноживши частку від ділення на 360, Ератосфен визначив довжину меридіана – 252000 стадій або 39690 км. Ця величина дуже близька до довжини меридіана за сучасними даними – 40009 км.

Геодезичними роботами, проведеними у 1946 році під керівництвом Ф. М. Красовського, встановлені точні розміри Землі. Розміри триосної фігури еліпсоїда визначаються розмірами основних елементів геометрично правильної фігури рівновеликого еліпсоїда. Ці розміри наближаються до розмірів геоїда, бо останній не набагато відрізняється від еліпсоїда. Крім того, для різних розрахунків значно зручніше користуватися розмірами математично правильної фігури. Основні розміри еліпсоїда Красовського такі:

- велика піввісь (а), екваторіальний радіус – 6378 км;



- мала піввісь (b), полярний радіус – 6357 км;
- екваторіальний діаметр (2a) – 12756 км;
- земна вісь (відстань між полюсами, полярний діаметр, 2b) – 12714 км;
- середній радіус Землі як рівновеликої фігури – 6371 км;
- довжина екватора – 40076 км;
- довжина меридіана – 40009 км;
- площа поверхні Землі – 510 млн. км<sup>2</sup>
- об'єм планети – 1083·10<sup>12</sup> км<sup>3</sup>;
- різниця між довжиною екваторіального і полярного радіусів (a - b) – 21 км;
- полярна сплюснутість Землі  $\alpha = \frac{a-b}{b} = \frac{1}{298,24}$ .

Сплюснутість інших планет значно більша: у Юпітера  $\alpha=1/15,4$ , у Сатурна  $\alpha=1/9,5$ , в Урана  $\alpha=1/14$ . Велика сплюснутість цих планет пояснюється тим, що швидкість їхнього обертання навколо осі майже у 2,5 рази більша, ніж у Землі.

Основне географічне значення кулястої форми Землі полягає у тому, що вона зумовлює зональний розподіл тепла на поверхні планети у широтному напрямку (від екватора до полюсів, кількість тепла, яке одержує Земля, зменшується), бо на кулясту поверхню планети паралельне проміння Сонця падає під різними кутами. Крім того, на різних географічних широтах сонячне проміння проходить у земній атмосфері різний шлях, тому у приполярних районах інтенсивніше розсіюється (рис. 5).

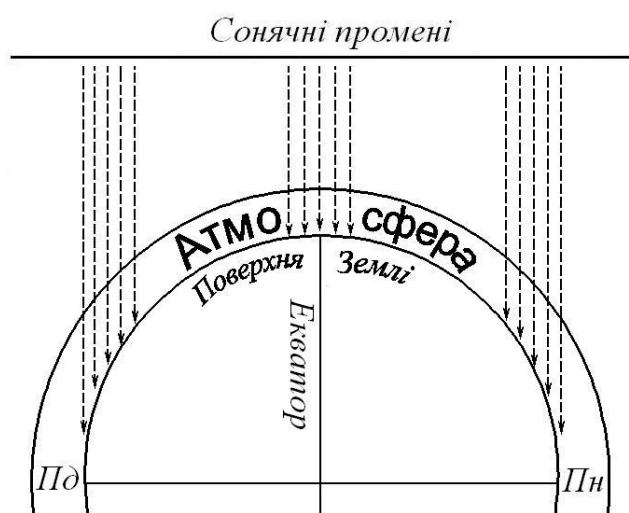


Рис. 5. Падіння сонячних променів біля екватора та полюсів.

Зональний розподіл тепла зумовлює, відповідно, розподіл багатьох явищ природи, прямо чи опосередковано пов'язаних із теплом, та зональну диференціацію географічної оболонки.

Багато явищ і процесів у географічній оболонці не були б зрозумілими без урахування сферичної форми Землі. Вплив кулястості проявляється в одночасному існуванні дня і ночі на освітленій та неосвітленій частинах планети, у різному характері погоди протягом доби. Протилежність рухів по обидва боки екватора теж пов'язана з кулястістю Землі. Внаслідок обертання Землі навколо осі у північній півкулі тіла, які рухаються від екватора до полюса, відхиляються вправо, а у південній півкулі – вліво. Це у свою чергу позначається на циркуляції атмосфери, океанічних течіях. І нарешті, куляста форма Землі зумовлює замкнутість географічної оболонки, що викликає зв'язок між процесами, які у ній відбуваються.

Географічне значення розмірів Землі полягає у тому, що ними визначається величина географічної оболонки, від чого залежать просторові масштаби процесів, які у ній відбуваються: циркуляція атмосфери, вод у Світовому океані. Від розмірів Землі та її густини залежить величина сили земного тяжіння, яка також впливає на процеси, що відбуваються у географічній оболонці, або й зумовлює їх. Завдяки своїм великим розмірам і масі Земля утримує потужну атмосферу, без якої були б неможливим сучасні властивості географічної оболонки.

Кулястість Землі впливає на дальність видимого горизонту при збільшенні висоти спостереження. Під горизонтом розуміють частину земної поверхні, яку бачить спостерігач на відкритій місцевості. Цю частину поверхні видно як круг, оточений небом. Оскільки Земля куляста, із збільшенням висоти розташування спостерігача розширюється його горизонт. На висоті ока дорослої людини дальність видимого горизонту становить 4,65 км, з висоти 100 м людина бачить на 38,3 км, з 10000 м дальність збільшується до 383 км. Взагалі ж, дальність видимого горизонту визначають за формулою

$$L = 3,83\sqrt{h}, \quad (2)$$

де  $L$  – дальність видимого горизонту (км),  $h$  – висота спостереження (м).

### **Питання для самоконтролю.**

1. Якими особливостями характеризується географічна оболонка?
2. Які матеріальні об'єкти входять до складу географічної оболонки?
3. Які межі географічної оболонки і чим вони визначаються?
4. Як називаються зоряні скупчення?
5. Які планети входять до складу Сонячної системи?
6. Яку форму має Земля? Які наслідки кулястості Землі?
7. Які географічні наслідки розмірів Землі?
8. Як змінюється форма Землі з часом?

### *Рухи Землі*

Землі властиві більше 10 різних рухів, з яких найважливіше географічне значення мають три: добове обертання навколо осі, річний рух навколо Сонця та обертання в системі Земля – Місяць навколо спільного центра.

Добове обертання Землі доказується логічними міркуваннями і прямими спостереженнями. Логічними доказами є:

1) обертання всіх планет Сонячної системи: якщо обертаються планети, логічно вважати, що обертається і Земля;

2) швидка зміна вигляду зоряного неба за незначний проміжок часу. Це може бути зумовлене або обертанням всіх тіл небесної сфери навколо Землі, або обертанням Землі навколо своєї осі. Для повного оберту всіх видимих світил за добу навколо Землі потрібні такі швидкості, які в природі невідомі, тому виходить, що Земля обертається навколо осі.

З прямих доказів обертання Землі навколо осі відомі також два: відхилення на схід тіл, що падають, та дослід з маятником Фуко.

Відхилення на схід тіл, що падають, пояснюється просто. Лінійна швидкість обертального руху тіл, розміщених на поверхні Землі, залежить від величини радіуса їх обертання. Чим далі від осі обертання перебуває тіло (чим вище воно над Землею), тим більша його лінійна швидкість обертання. Очевидно, що на вершині високої башти тіло матиме більшу швидкість, ніж біля її основи, бо

при обертанні Землі вершина башти описує більшу дугу, ніж основа. Тіло, яке падає з вершини башти, має більшу горизонтальну швидкість, ніж її основа, а тому падатиме не точно по прямій, а дещо відхилиться на схід, у напрямку обертання Землі. Найбільше відхилення спостерігається на екваторі, де лінійна швидкість обертального руху Землі становить 464 м/с; на полюсах, які в добовому русі Землі участі не беруть, відхилення тіл, що падають, відсутнє.

Досліди з відхиленням тіл, що падають, найкраще вдаються у глибоких шахтах, де виключається вплив руху повітря. Взагалі, це відхилення незначне – у шахті глибиною 160 м кинута кулька відхиляється на 27 міліметрів.

Переконливим доказом обертання Землі навколо осі є маятник Фуко, площина коливання якого не змінюється, якщо на нього не діють ніякі інші сили, крім сили земного тяжіння. У 1851 році французький фізик Фуко провів дослід, який демонструє обертання Землі навколо осі. У найвищому на той час приміщенні Парижа Пантеоні на тонкій сталевій дротині підвісили металеву кулю з гострим наконечником. Під маятником зробили дерев'яний поміст і насипали на нього пісок. Коли маятник вивели з рівноваги, побачили, що наконечник залишає на піску слід, причому після кожного нового коливання маятника лінія, яка проходить через центр коливання, відхиляється своїми кінцями вправо від попередньої лінії (якщо дивитися зверху), тобто маятник весь час ніби повертається за годинниковою стрілкою. Однак, площина коливання маятника залишається незмінною. Переміщення маятника тільки видиме, насправді під маятником повертається Земля разом із приміщенням, де він коливається. Кут видимого відхилення площини коливання маятника залежить від географічної широти місцевості. На полюсах маятник відхиляється за кожну годину на  $15^\circ$  і за добу робить повний оберт на  $360^\circ$  ( $360^\circ : 24 \text{ год.} = 15^\circ / \text{год.}$ ), бо тут площина горизонту (площина коливання маятника) перпендикулярна до земної осі. На екваторі площина горизонту паралельна земній осі і зовсім не обертається, а лише рухається у просторі паралельно їй, тому тут відхилення маятника відсутнє.

Величину відхилення маятника на різних широтах можна визначити за

формулою

$$\alpha = 15^\circ \cdot \sin \varphi \quad (3),$$

де  $\varphi$  – географічна широта місцевості.

Навколо осі Земля обертається в напрямку із заходу на схід і повний оберт робить за 23 год. 56 хв. 4,1 с. Період обертання Землі навколо осі називається *добою*. Уявна пряма лінія, навколо якої обертається Земля, називається *віссю*. Кожна точка земної поверхні протягом доби описує коло більшого або меншого радіуса, в залежності від її положення між екватором і полюсами. У добовому русі Землі лише дві точки на її поверхні нерухомі – Північний і Південний полюси.

Рух Землі навколо осі зумовлює зміну дня і ночі, що має також кліматичні наслідки. Зміна дня і ночі на Землі відбувається досить швидко, що виключає велику контрастність температурних умов між періодами нагрівання та охолодження. Такі кліматичні умови виявились оптимальними для появи, розвитку і поширення життя на Землі.

Сплюснутість Землі по осі обертання – це наслідок самого обертання. Кутова швидкість обертання Землі скрізь однакова –  $15^\circ$  за годину, в той час як лінійна швидкість на різних широтах неоднакова. На екваторі вона становить 464 м/с, на  $30^\circ$  широти вона зменшується до 402 м/с, на  $60^\circ$  – до 232 м/с. На полюсах ця швидкість дорівнює нулю. Обертання Землі навколо осі викликає появу відцентрової сили, яка залежить від лінійної швидкості (вона пропорційна квадрату швидкості). Звідси ясно, що найбільша ця сила на екваторі, а найменша на полюсах. Відцентрова сила обертального руху і надала Землі форму еліпсоїда обертання, поверхня якого біля полюсів ближча до центра Землі, ніж біля екватора. Відцентрова сила обертального руху і більша відстань до центра Землі зумовлюють те, що на екваторі сила тяжіння менша, ніж на полюсах. На екваторі будь-яке тіло легше, ніж на полюсі, на 1/200 частину. (Цим пояснюється відставання маятникового годинника на екваторі, яке спостерігав Рішар).

Наслідком обертання Землі навколо осі є те, що тіла, які рухаються від

екватора на північ, відхиляються вправо у північній півкулі, а ті, які рухаються на південь – відхиляються вліво у південній півкулі. Відхилення рухомих тіл відбувається за рахунок сили Коріоліса.

З обертанням Землі навколо осі пов'язані припливи і відпливи – явище періодичного колювання рівня океану, яке викликається силами тяжіння Сонця і Місяця. Більша з цих сил місячна, тому вона й визначає основні риси припливних явищ.

Механізм припливних явищ досить складний. Основна їх причина полягає у тому, що Земля і Місяць – єдина система в обертальному русі навколо спільного центра маси, який знаходиться на відстані 0,73 земного радіуса від центра Землі (на глибині 1720 км від поверхні). Як і на будь яке тіло, що обертається, на систему Земля – Місяць діють дві сили: тяжіння і відцентрова. Співвідношення цих сил на різних боках Землі різне. На оберненому до Місяця боці Землі сила його притягання більша, ніж відцентрова сила обертального руху, але вони обидві спрямовані в бік Місяця, тому і їх рівнодійна спрямована до Місяця. На боці Землі, протилежному Місяцю, відцентрова сила обертання більша, ніж сила притягання Місяця, тому їх рівнодійна спрямована від Місяця. Ці рівнодійні сили і є силами, які утворюють припливи. Вони викликають майже однакові відхилення рівня води на протилежних боках Землі, які лежать на лінії, що з'єднує центри Землі і Місяця. Відпливи спостерігаються на лінії, яка перпендикулярна лінії припливів, оскільки тут рівнодійна сил обертального руху і тяжіння спрямована до центра Землі. Протягом доби на поверхні Землі бувають два припливи і два відпливи.

У відкритому океані побачити припливну хвилю практично неможливо. На берегах океанів припливну хвилю видно дуже добре, особливо у затоках, які розширюються до океану. На східному узбережжі Північної Америки (затока Фанді) припливна хвиля сягає висоти 18 м. На західних узбережжях висота цієї хвилі буває нижчою, оскільки вона рухається із сходу на захід. Припливна хвиля спостерігається також і на суші, але тут вона має значно меншу висоту – всього до 40 см.

Припливна хвиля, рухаючись у напрямку, протилежному обертальному руху Землі, гальмує його. У зв'язку з цим Земля зменшує швидкість добового обертання і доба стає довшою. З причин лише водних припливів через кожні 40 тис. років доба стає довшою на 1 секунду. Мільярд років тому доба на Землі тривала всього 17 годин, а рік – 420 діб. Ще через мільярд років доба триватиме 31 годину, а рік скоротиться до 283 діб.

Внаслідок обертання Землі навколо осі та внаслідок її кулястості на різних меридіанах різний час. Якби Земля була плоскою і лише оберталася навколо осі, день і ніч починалися б скрізь одночасно. З обертанням Землі прямо пов'язані час місцевий, поясний і лінія зміни дат.

*Місцевий час* – це час меридіана, який проходить через дану географічну точку. Оскільки меридіан має протяжність від полюса до полюса, у всіх точках, через які він проходить, час однаковий. На схід або на захід від даного меридіана час відрізняється, причому, чим далі знаходяться точки, тим більша різниця в часі. Варто зазначити, що на схід від даного меридіана час буде „попереду”, а на захід – „позаду” часу меридіана. Тому місцевим часом користуватися незручно, бо пункти, які не лежать на одному меридіані, мали б свій час. Щоб уникнути цієї незручності, у XIX столітті було введено міжнародний *поясний час*, під яким розуміють час середнього меридіана даного 15° часового поясу. Вся земна куля розділена на 24 пояси згідно кількості годин у добі, тому кожний пояс охоплює 15° по довготі. Нумерація поясів встановлена із заходу на схід, починаючи від нульового, або гринвіцького меридіана. Час сусіднього поясу відрізняється на одну годину. Поясний час співпадає з місцевим лише на середньому меридіані кожного часового поясу. Різниця часу в межах поясу до уваги не береться.

*Лінія зміни дат* – умовна лінія, проведена в основному по 180 меридіану, щоб запобігти незручностям при кругосвітніх подорожах. Експедиція Магеллана прибула до Іспанії в п'ятницю, а за журнальним кораблем був лише четвер. Це було зумовлене тим, що експедиція рухалась на захід і через кожні 15° не переводила стрілки годинника на одну годину назад. З просуванням на

захід через кожні  $15^\circ$  довготи втрачається одна година, а при русі на схід набігає по одній годині на кожні  $15^\circ$ . Якщо об'їхати всю Землю, різниця становитиме цілу добу. Тому, щоб уникнути цього, у першому випадку на лінії зміни дат додають один день, у другому – той самий день рахують двічі, тобто всі, хто перетинає цю лінію зі сходу на захід додають одну добу, а з заходу на схід – рахують двічі один і той же день.

Лінія зміни дат проходить між Аляскою і Чукоткою. Тому, якщо в суботу з Аляски людина перетинає Берингову протоку і потрапляє на Чукотку, вона опиняється в неділі. Коли ж людина в понеділок повернеться на Аляску, там буде ще неділя.

Одночасно з рухом навколо своєї осі Земля обертається і навколо Сонця. Орбіта Землі має форму еліпса довжиною 936250000 км. Весь шлях по орбіті Земля проходить за 365,25 земних діб (365 діб 6 годин 9 хвилин 9,6 секунди).

Середня відстань від Землі до Сонця становить 149,5 млн. км. У зв'язку з тим, що земна орбіта має форму еліпса, в одному з фокусів якого знаходиться Сонце, Земля буває то ближче до Сонця, то віддаляється від нього. У найближчій до Сонця точці орбіти – *перигелії* – Земля наближається до Сонця на 147 млн. км і віддаляється у найвіддаленішій точці – *афелії* – на 152 млн. км. У перигелії Земля буває 2 січня, в афелії – 5 липня. Різниця віддалі від Землі до Сонця у афелії і перигелії становить 5 млн. км. З цієї причини у січні Земля одержує на 3,4 % сонячної радіації більше, а в липні на 3,4 % менше, ніж при середній віддалі від Землі до Сонця. Тому у південній півкулі в літній час сонячна радіація більша, ніж влітку у північній півкулі. Зате взимку північна півкуля одержує більше тепла, ніж південна.

Зміна пір року на Землі пов'язана з її рухом навколо Сонця. Але сам по собі цей рух і навіть зміна віддалі від Землі до Сонця не є причиною зміни пір року. Основна причина полягає в тому, що вісь обертання Землі нахилена до площини орбіти. Кут нахилу становить  $66^\circ 30'$ . Важливе значення має те, що у процесі обертання Землі навколо Сонця земна вісь не змінює свого положення відносно площини орбіти – в будь-якій точці орбіти вона залишається



паралельною сама собі (земна вісь завжди спрямована на Полярну зірку). Завдяки цьому висота Сонця на небосхилі відносно земного горизонту постійно змінюється. У результаті змінюються кут нахилу сонячних променів, які падають на поверхню, тривалість дня і хід температури. Лише на екваторі тривалість дня і ночі завжди однакова, хоча висота полуденного Сонця значно коливається.

У зв'язку з рухом Землі навколо Сонця на ній змінюються освітлення і нагрівання в півкулях, тому змінюються пори року. Щоб зрозуміти механізм зміни пір року, треба уявити положення Землі під час весняного й осіннього рівнодень та зимового і літнього сонцестоянь. Під час весняного та осіннього рівнодень (21 березня і 23 вересня відповідно) опівдні Сонце перебуває в площині земного екватора, тобто в zenіті. Сонячне проміння падає на екватор під прямим кутом. На північ і на південь від нього проміння падає під однаковими меншими кутами. На всій земній кулі (крім полюсів) день дорівнює ночі і триває 12 годин.

21 березня у північній півкулі починається астрономічна весна, а у південній – осінь. 23 вересня – початок астрономічної осені у північній півкулі і весни – у південній.

Під час літнього і зимового сонцестоянь Земля перебуває в іншому положенні відносно Сонця. У день літнього сонцестояння (22 червня) вісь Землі нахилена північним кінцем до Сонця і його проміння прямовисно падає на широті  $23^{\circ}30'$ . У цей час на всіх широтах північної півкулі Сонце займає найвище положення. Скрізь у північній півкулі день довший за ніч: він зростає від 12 годин на екваторі до 24 годин на паралелі  $66^{\circ}30'$  північної широти і до півроку на північному полюсі. 22 червня у північній півкулі початок астрономічного літа, а у південній – астрономічної зими.

22 грудня положення Землі протилежне. У день зимового сонцестояння до Сонця обернена південна півкуля і його промені падають прямовисно на Південний тропік  $-23^{\circ}30'$  південної широти. Як і під час літнього сонцестояння день дорівнює ночі тільки на екваторі, звідки збільшується до південного

полюса, а до північного зменшується. 22 грудня у південній півкулі початок астрономічного літа, а у північній – астрономічної зими.

Якби земна вісь не була нахилена, на Землі завжди і всюди було б рівнодення, а також не було б зміни пір року. Нахил земної осі визначає положення полярних кіл та ліній тропіків. Полярні кола визначають межі поширення полярних дня та ночі, а лінії тропіків – zenітального положення Сонця. Північний тропік – тропік Рака, Південний – тропік Козерога.

Північний полюс і простір навколо нього до  $66^{\circ}30'$  північної широти в день літнього сонцестояння освітлюються цілодобово. Ця паралель і є Північним полярним колом, на якому 22 червня полярний день триває одну добу. Південніше цієї межі цілодобових днів не буває. З наближенням до полюса тривалість полярного дня збільшується до 6 місяців.

Одним із наслідків руху Землі навколо Сонця по еліптичній орбіті є різна тривалість пір року. У різних точках орбіти рух Землі відбувається з неоднаковою швидкістю: у перигелії, коли у північній півкулі зима, швидкість руху зростає до 30,3 км/с, а в афелії, коли тут літо, швидкість руху падає до 29,3 км/с. Звідси цілком зрозуміло, що літо у північній півкулі – найдовша пора року, а зима – найкоротша. Зараз весна у північній півкулі триває 92,8 доби, літо – 93,6, осінь – 89,8, зима – 89 днів. Отже, тепла пора року (весна і літо) у північній півкулі триває 186,4 доби, холодна (осінь і зима) – 178,8 днів, різниця між ними – 7,6 доби. У південній півкулі навпаки – довша холодна пора року на ту саму кількість днів. Зате в той час, коли у південній півкулі літо, Земля буває ближче до Сонця, тому літо тут трохи тепліше, ніж у північній півкулі.

Тривалість теплої і холодної пір року змінюється через кожні 13 тисяч років. Зима у північній півкулі стає довшою, літо – коротшим.

Куляста форма Землі, постійний нахил її осі до площини орбіти та обертання Землі навколо Сонця зумовлюють існування на Землі п'яти поясів освітленості (світлових поясів).

*Тропічний пояс* лежить між Північним і Південним тропіками. У цьому поясі різниця між тривалістю дня і ночі невелика, а на екваторі день і ніч

протягом цілого року однакові. Площа цього поясу – 40 % поверхні Землі.

*Помірні пояси* лежать між тропіками і полярними колами. Тут Сонце ніколи не буває в зеніті, влітку день довший за ніч, причому, чим ближче до полярних кіл, тим день довший. Тут добре виражена зміна пір року. Площа помірних поясів – 50 % поверхні планети.

*Полярні пояси* освітленості лежать всередині полярних кіл і займають 10 % поверхні Землі. Сонце ніколи не буває високо над горизонтом. Влітку з наближенням до полюсів збільшується тривалість полярного дня, а взимку – полярної ночі.

### **Питання для самоконтролю.**

1. Які докази обертання Землі навколо осі відомі науці?
2. Які наслідки добового обертання Землі?
3. Який механізм припливних явищ та яке їх значення?
4. Що таке час місцевий, поясний, зимовий, літній?
5. З чим пов'язана зміна пір року на Землі?
6. Як називається проміжок часу, за який Земля обертається навколо Сонця?
7. Чим пояснюється різна тривалість теплої і холодної пір року?
8. Що таке пояси освітленості? Чим викликане їх існування?

### *Внутрішня будова Землі*

Внутрішня будова Землі пов'язана з розподілом корисних копалин, землетрусами, вулканічною діяльністю, внутрішнім теплом.

Наша планета складається з трьох основних сфер: атмосфери, гідросфери та земної кори, або літосфери. Вони відносяться до внутрішніх геосфер – концентричних суцільних і переривчастих пластів, які змінюють один одного по вертикалі. Багато вчених не вважають літосферу і земну кору одним і тим же, а вважають земну кору верхньою частиною літосфери.

*Літосфера* – верхня тверда оболонка Землі, яка має середню потужність 35 – 45 км, хоча в різних місцях її товщина коливається від 17 до 70 км на суші до 18 – 20, а іноді навіть до 5 км під дном океанів. У складі літосфери переважають вивержені породи (серед них – граніти), які становлять 95 % її

об'єму.

Літосферу поділяють на три типи: континентальний, океанічний і перехідний. Континентальний тип найпотужніший. Межа між земною корою і мантією називається поверхнею Мохо. Вона названа в честь сербського вченого Мохоровичича, який встановив її за зміною швидкості сейсмічних хвиль.

Літосфера займає порівняно незначну частину земної кулі – менше 1 % її об'єму. Вона має неоднорідну будову і включає три шари порід: осадові, граніти і базальти.

В окремих районах земної кулі верхній шар представлений осадовими породами максимальною потужністю 15 – 20 км. За ним ідуть шари кристалічних порід – гранітів і базальтів. Осадовий і гранітний шари переривчасті; перші перериваються переважно на суші, другі – на дні океанів. І лише базальтовий шар у земній корі суцільний.

У гранітах поздовжні сейсмічні хвилі рухаються з швидкістю 6 км/с, у базальтах – 6,5 км/с. Межа між гранітним і базальтовим шарами називається межею Конрада. На континентальних рівнинах потужність гранітного шару складає 10 – 12 км, у горах вона збільшується до 70 – 80 км; на дні океанів вона невелика або взагалі відсутня.

У складі земної кори переважають кисень, кремній і алюміній, тому її ще називають сіаллю (від Si – кремній та Al – алюміній). У зв'язку з переважанням легких речовин середня густина земної кори менша, ніж густина Землі в цілому.

Між земною корою і земним ядром лежать проміжна оболонка – мантія. У Землі вона поширюється на глибину 2900 км. Її об'єм складає понад 80 % об'єму земної кулі. Мантія складається з кількох концентричних шарів, кожен з яких більш-менш однорідний. Переважно ж її поділяють на верхню і нижню мантії. Верхня мантія проникає на глибину 1000 км. Вона має велику активність: у ній розташовані центри землетрусів, вулканів, горотворчих процесів. Частина верхньої мантії до глибини 250 – 300 км називається астеносферою. Внаслідок високої температури і порівняно невисокого тиску

в'язкість магми в астеносфері мала. У складі мантії переважають кремній, магній та залізо, тому її називають сімою (Si і Mg, тому і sima).

Ядро Землі відділене від мантії поверхнею Гутенберга. Радіус ядра становить 3470 км. На нього припадає 19 % об'єму Землі. Ядро, як і мантія, також має дві частини – зовнішнє та внутрішнє ядро. Зовнішнє ядро має потужність до 2200 км (від 2900 км до 5100 км). Внутрішнє ядро має радіус близько 1300 км. Вважають, що зовнішнє ядро рідке, а внутрішнє – тверде. Тиск у внутрішньому ядрі досягає 3 млн. атмосфер, тому, незважаючи на високу температуру (близько 4000°), речовина ядра не може бути рідкою і переходить у металізований стан (набирає властивостей металу). Високий тиск „видавлює” електрони із енергетичних рівнів, у ядрі з'являються вільні електрони, які і надають внутрішньому ядру металічних властивостей. Крім цього, високий тиск зумовлює високу густину ядерної речовини (до 13 г/см<sup>3</sup>), що викликає порівняно високу середню густину земної речовини (5,52 г/см<sup>3</sup>), незважаючи на те, що літосфера має незначну щільність.

Щоб зрозуміти природу багатьох явищ на поверхні Землі, треба знати внутрішній стан її надр і механізм процесів, які там проходять. Географічна оболонка є тільки плівкою на поверхні Землі. Її особливості прямо і опосередковано залежать від взаємодії з іншими глибинними геосферами і формуються під їх впливом. Кожна з внутрішніх геосфер по-різному впливає на природу Землі. Літосфера прямо впливає на неї, бо утворює материки і дно океанів. Рельєф материків здійснює безпосередній вплив на природу планети. Рельєф дна океанів, їх глибини значною мірою впливають на всі основні властивості вод – динаміку, температуру, хімізм, біологію, які у свою чергу впливають на хід процесів на Землі.

Нижня мантія – найспокійніша частина Землі, а верхня – найактивніша. У верхній мантії під впливом радіоактивного розігрівання виплавляються легкі складові частини, які піднімаються вгору і нарощують земну кору. На межі з корою утворюються і нагромаджуються руди металів, алмази, інші корисні копалини, які поступово вкорінюються у земну кору.

Ядро прямо істотно не впливає на природу Землі і на формування її поверхні. Але ядро є основним джерелом магнітного поля Землі, тому опосередковано впливає на фізичні властивості географічної оболонки і навіть визначає багато які з них, у першу чергу земний магнетизм.

Магнітні властивості Землі виявляються у дії магнітного поля навколо неї, яке простягається до висоти 80 – 90 тис. км. Напруження магнетизму на поверхні Землі мізерне, а в міру віддалення від неї різко зменшується. Величина магнітного поля Землі в сотні разів менша, ніж величина магнітного поля звичайного підковоподібного магніту. Це можна виявити за впливом на стрілку компаса звичайного магніту і магнітного поля Землі (у магнітному полі Землі стрілка обертається досить вільно, в той час як у полі магніту вона зупиняється нерухомо). Проте загальна енергія геомагнітного поля Землі досить значна, бо воно має величезні розміри, а розміри земного ядра, яке його формує, також досить великі. Сфера поширення магнітного поля називається магнітосферою.

Магнітні силові лінії змушують магнітну стрілку одним кінцем завжди показувати на північ, іншим – на південь. Магнітні силові лінії на поверхні Землі називаються магнітними меридіанами. Вони сходяться в магнітних полюсах. Магнітні полюси не збігаються з географічними, вони весь час дрейфують.

Магнітні та географічні полюси не співпадають, тому стрілка компаса показує напрям на магнітний полюс і орієнтується вздовж магнітного меридіана. При цьому виникає кут між магнітним і географічним меридіанами. Цей кут називають *магнітним схиленням*. Магнітне схилення буває східним та західним. Якщо стрілка відхиляється на схід від географічного меридіана, то схилення східне (його позначають знаком +), якщо ж стрілка відхиляється на захід – схилення західне (позначають знаком -).

До елементів земного магнетизму відноситься також *магнітний нахил* – кут, утворений магнітною стрілкою і горизонтальною площиною. Якщо підвісити магнітну стрілку на нитку, щоб вона могла вільно рухатися у горизонтальній і

вертикальній площині, то стрілка утворює кут з площиною горизонту. Цей кут тим більший, чим ближче до магнітних полюсів. На самих полюсах стрілка стає вертикально, причому на північному магнітному полюсі до Землі спрямований один кінець стрілки, а на південному – протилежний. На поверхні планети є лінія, де стрілка залишається завжди паралельною лінії горизонту. Ця лінія рівновіддалена від магнітних полюсів і називається магнітним екватором.

Магнітне схилення і магнітний нахил показують напрямок магнітних силових ліній. *Напруження земного магнетизму* показує силу земного магнетизму. Цю величину вимірюють у спеціальних одиницях – ерстедах або гаусах. Магнітне схилення, магнітний нахил та напруженість магнітного поля називаються елементами земного магнетизму.

На основі елементів земного магнетизму створюють магнітні карти, на які наносять ізокліни, ізогони та ізодинами. *Ізогони* – це лінії, які з'єднують пункти з однаковим магнітним схиленням, *ізокліни* – лінії, які з'єднують точки з однаковим магнітним нахилом, а *ізодинами* – точки з однаковим напруженням магнетизму.

На відміну від географічних, магнітні карти мають складніший характер, бо ізокліни, ізогони та ізодинами мають вигляд не прямих, а ліній з досить складною конфігурацією. Друга особливість цих карт полягає в тому, що вони мають непостійний характер, тому через кожні п'ять років створюються нові. Це пов'язано з тим, що магнітні полюси дрейфують, тобто змінюють своє положення. Північний полюс дрейфує із швидкістю 20,5 м за добу, а південний ще швидше – 30 м щоденно.

У деяких місцях Землі елементи земного магнетизму мають більші чи менші відхилення від звичайних величин. Такі місця називаються *магнітними аномаліями*. Якщо аномалія має незначні розміри, її називають місцевою. Найвідоміші місцеві магнітні аномалії – Курська та Криворізька, їх існування пояснюють заляганням значних покладів руд, які мають магнітні властивості, в першу чергу магнітного залізняку (магнетиту). Аномалії використовують для пошуків корисних копалин, переважно залізних і нікелевих руд.

Якщо магнітна аномалія має великі розміри, її називають геоаномалією. Точні причини геоаномалій остаточно не з'ясовані, але є підстави вважати, що вони пов'язані із глибинними надрами Землі, як і все магнітне поле.

У кожному пункті на Землі з часом відбуваються зміни магнітного поля. Ці зміни називаються віковим ходом. Віковий хід проявляється у тому, що магнітні полюси дрейфують, а напруження земного магнетизму збільшується чи зменшується. Відповідно до цього змінюється положення ізогон, ізоклін та ізодинам. Можна припустити, що віковий хід магнітного поля зумовлений внутрішньою будовою Землі.

Внутрішнє ядро, перебуваючи під тиском 3,5 млн. атмосфер, складається з металізованої твердої речовини. Це означає, що внаслідок високого тиску із зовнішніх електронних орбіт атомів „видавлюються” електрони, які вільно циркулюють у ядрі і цим самим надають ядру властивостей магніту, який і утворює магнітосферу Землі. Зовнішнє ядро Землі знаходиться у рідкому в'язкому стані, тому внутрішнє ядро може змінювати у ньому своє положення. Це викликає зміни у циркуляції вільних електронів і, як наслідок, дрейф магнітних полюсів, а значить і віковий хід магнітного поля.

Крім вікового ходу у магнітосфері фіксуються короткотривалі коливання (річні та добові) і пульсації з періодом від 5 до 100 секунд. Найбільші зміни магнітного поля називаються магнітними бурями. Під час магнітних бур компаси показують не зовсім правильний напрямок, порушуються радіозв'язок, робота телефонних ліній та телеграфу. Під час магнітних бур у людей, які мають підвищену чутливість, спостерігається погіршення самопочуття. Найчастіше магнітні бурі спостерігаються біля полюсів, з наближенням до екватора їх кількість знижується. Це пояснюється тим, що заряджені частинки – корпускули, які летять від Сонця, мають то більшу, то меншу щільність, що пов'язано з періодичною активністю Сонця. Біля полюсів, де виходять магнітні силові лінії, товщина магнітного поля найменша, а на екваторі – найбільша. Тому корпускули від екватора магнітним полем спрямовуються до полюсів, де їх потужні потоки і викликають магнітні бурі.



### Питання для самоконтролю.

1. З яких частин складається Земля?
2. Чим утворена літосфера Землі?
3. Яка частина Землі „найнеспокійніша”? Чому?
4. Чим можна пояснити порівняно високу густину земної речовини?
5. Чим викликане існування земного магнетизму?
6. Які елементи земного магнетизму вам відомі?
7. Чим зумовлені зміни земного магнетизму?
8. Чим зумовлений дрейф магнітних полюсів?

#### *Рельєф земної поверхні*

Сукупність різних нерівностей, які утворюються в результаті тривалого впливу на земну поверхню внутрішніх (ендогенних) і зовнішніх (екзогенних) сил, називається *рельєфом земної поверхні*. В залежності від перепаду висот розрізняють такі види рельєфу:

- нанорельєф, у якого перепад висот не перевищує декількох десятків сантиметрів;
- мікрорельєф – перепад висот до 10 метрів;
- мезорельєф – перепад висот до 100 метрів;
- макрорельєф – перепад висот до 1000 метрів;
- мегарельєф – перепад висот більше 1000 метрів.

Формування різних форм рельєфу проходить під впливом різних чинників і процесів, але за своїм походженням основні процеси рельєфоутворення поділяються на внутрішні (ендогенні), до яких відносяться розривні, складчасті й коливальні рухи земної кори, вулканічна діяльність і землетруси, та зовнішні (екзогенні) – дія вітру, снігу, льоду, текучих і підземних вод, вивітрювання. Внутрішні процеси в основному беруть участь у формуванні мега- і макрорельєфу, а зовнішні – нано-, мікро- та мезорельєфу.

Процеси рельєфоутворення, які утворюють величезну різноманітність видів рельєфу, зумовлюються в основному чотирма причинами, які називаються чинниками рельєфоутворення: внутрішньою енергією землі, силою земного

тяжіння, сонячною енергією та космічними впливами.

Внутрішня енергія Землі прямо пов'язана з тим, що надра Землі живляться власним внутрішнім теплом, походження якого остаточно ще не з'ясоване. Це проблема, розв'язання якої залежить від розв'язання проблеми походження Землі. Якщо виходити з гіпотези „гарячого” походження Землі (гіпотеза Канта і Лапласа), то внутрішнє тепло первинне або залишкове, яке Земля одержала у часи свого утворення. Гіпотеза „холодного” походження Землі пояснює її внутрішнє тепло як наслідок розігрівання надр.

Причин розігрівання планети є кілька. Одна з них – розпад радіоактивних елементів, причому вважається встановленим, що від їх розпаду Земля одержує тепла більше, ніж від Сонця (до Землі надходить лише одна двомільярдна частина тепла, випромінюваного Сонцем). Другою причиною розігрівання надр є гравітаційна енергія і енергія тиску. Чим більше стиснута речовина, тим вищу температуру вона має. Внутрішня енергія Землі викликає такі грізні явища, як тектонічні рухи земної кори, землетруси і вулканізм.

Сила земного тяжіння або гравітація – одна з важливих фізичних властивостей Землі. Вона діє на тіла, які розташовані близько до земної поверхні. Гравітація визначає основні особливості Землі як планети. Від неї залежать фігура Землі, існування атмосфери, її склад, будова, циркуляція води і повітря, переміщення продуктів вивітрювання і, отже, формування рельєфу, а також тектонічні рухи. Першопричиною колообігу речовин у літосфері, атмосфері та гідросфері є також гравітаційне поле Землі, а колообіг у свою чергу впливає на формування рельєфу.

Роль космічних впливів на формування рельєфу земної поверхні найменша, однак нехтувати ними не можна.

По-перше, вони проявляються у тяжінні Місяця і Сонця, в результаті чого виникають припливи і відпливи, роль яких у формуванні рельєфу цілком очевидна.

По-друге, земна атмосфера не може захистити поверхню Землі від падіння на неї великих космічних тіл (астероїдів, метеоритів, комет), які при зіткненні із

Землею утворюють на ній кратери різного діаметру і глибини та іноді викликають глобальні катастрофи. Одна з них – падіння 65 млн. років тому астероїда у води Мексиканської затоки, що стало причиною загибелі динозаврів.

По-третє, космічні впливи проявляються у дії космічних променів, які були відкриті німецьким вченим Віктором Гессом у 1912 році. Космічні промені складаються з високоенергетичних частинок, які постійним потоком линуць на нашу планету; частина їх затримується магнітним полем Землі, але значна частина проникає в стратосферу, де стикається з ядрами атомів азоту, кисню та водню. Разом із зарядженими частинками – корпускулами, які летять від Сонця, космічні промені викликають магнітні бурі, полярні сяйва, що, в свою чергу, викликає зміни у погоді, а значить і у рельєфі Землі.

Найважливішу роль у формуванні рельєфу земної поверхні відіграють внутрішня енергія Землі та теплова енергія Сонця. Роль сонячної енергії полягає в тому, що завдяки їй в атмосфері Землі появилася вільний молекулярний кисень (внаслідок процесу фотосинтезу), а це викликало окислювальні реакції на поверхні суші. Коливання температури протягом доби та у різні сезони є однією з причин вивітрювання, яке здійснює значний вплив на рельєф. Нагрівання води і суші викликає випаровування води, яка випадає на Землю у вигляді різних опадів (дощу, снігу, граду), що також є причиною формування рельєфу. Нерівномірність нагрівання різних ділянок суші зумовлює вітри, які змінюють рельєф. Вітри викликають морські та океанічні хвилі, які підмивають і руйнують береги.

Всі названі чинники зумовлюють велику різноманітність процесів рельєфоутворення, що і є причиною значної різноманітності форм рельєфу планети.

### *Тектонічні рухи земної кори*

Розвиток Землі в цілому та її літосфери зокрема породжує тектонічні процеси, які виявляються у рухах мас речовини на її поверхні та під нею. Переміщення мас кори змінює форму планети в цілому та її поверхню.

Поверхня земної кори знаходиться у постійному русі: у деяких місцях вона опускається, в інших піднімається. Такі рухи земної кори носять назву *тектонічних*. Тектонічні рухи проявляються у різних формах: коливальних, складчастих, розривних, магматичних, у формі землетрусів.

*Колівальні* або *радіальні* рухи зумовлюються вертикальними переміщеннями мас земної кори, діють на поверхні планети скрізь і постійно, але мають різні швидкості (переважно повільні, здебільшого частки міліметра за рік) і напрямок, який змінюється у часі (підняття – опускання). Сліди цих рухів найкраще помітні на берегах морів та океанів. Іноді на берегах морів вище сучасного їх рівня є тераси (уступи), утворені морськими хвилями. На цих терасах зустрічаються залишки морських організмів. Все це свідчить про підняття суші. На архіпелазі Шпіцберген такі тераси знаходяться на висоті 150 метрів над рівнем моря.

Ботнічна затока у Балтійському морі піднімається із швидкістю 2 см за рік (2 м за століття). Поступово піднімаються Скандинавський півострів, Ісландія, Гренландія. Опускаються території південної частини Англії, північної частини Італії. 40 % території Нідерландів знаходяться нижче рівня моря. Якщо радіальні рухи охоплюють значні території, їх називають *епейрогенічними*.

При піднятті суші море відступає – проходить *регресія*; при опусканні суші море наступає – проходить *трансгресія*.

*Складчасті дислокації* (горизонтальні або плікативні рухи) утворюють пластичні деформації верств порід, які згинаються в складки під впливом бічного (тангенціального) тиску і виявляються на поверхні складчастими горами.

Таким чином, складчасті рухи викликають найграндіозніше порушення земної кори, бо вони утворюють гори.

Пласти осадових порід залягають спокійно до того часу, поки на них не діє бічний (тангенціальний) рух або тиск. Якщо гірські породи еластичні, проходить їх переміщення (дислокація), вони тиснуть на осадові породи і виникають складки.

Найважливішими формами дислокацій є синкліналі або мульди, якщо згин порід спрямований донизу, і антикліналі або сідла, якщо згин пласта спрямований вгору. Синкліналі та антикліналі разом утворюють складки, які за формою бувають дуже різноманітними: прямі, косі, лежачі, віялоподібні, ізоклінальні, сундучні та інші.

Бувають випадки, коли під час складчастих рухів проходить розрив пластів порід і вони насуваються один на одного, утворюючи перекриття. Дуже великі перекриття, при яких пласти переміщуються на декілька кілометрів, називаються *шар'яжами*. Хоча за своєю суттю ці рухи відносяться до розривних, зовні вони проявляються слабо, тому їх розглядають як складчасті.

Якщо пласти гірських порід мають значну еластичність, перебуваючи на великій глибині при високих температурах, і зазнають бічного (тангенціального) тиску, утворюються складчасті гори. Складчастими молодими горами є Альпи, Гімалаї, Анди.

*Диз'юнктивні дислокації* (розривні рухи) утворюють порушення в первинному заляганні верств з їх розривом та виявляються у формі глибоких гір, грабенів, горстів, насувів, зсувів, скидів. Розривні рухи гірських порід проявляються там, де діючі сили перевищують міцність порід земної кори, і тоді утворюються тріщини. При цьому зміщення гірських порід може проходити по-різному. Якщо одна ділянка залишається на місці, а інша опускається, то утворюється *скид*. Якщо ж ділянка залишається на місці, а сусідня піднімається, то утворюється *підкид*.

Якщо ділянка земної поверхні залишається на попередньому рівні або піднімається, а сусідні ділянки опускаються, то підвищення, яке утворюється при цьому, називається *горстом*.

Якщо ділянка земної поверхні опускається, а сусідні з нею ділянки залишаються на місці, то виникає *грабен*.

Розривні тріщини іноді заповнюються водою, утворюючи глибокі озера витягнутої форми, наприклад Байкал (в азіатській частині Росії), Танганьїка (в Африці).

Земна поверхня не скрізь має однакову стійкість: є ділянки досить рухомі, які піддаються значним змінам, і є ділянки з досить стійкою земною поверхнею. Рухомі ділянки називаються геосинкліналями; стійкі ділянки земної поверхні називаються платформами.

*Геосинкліналі* – рухомі ділянки земної кори, які складені різноманітними осадовими, метаморфічними і вулканічними породами. Іноді породи інтенсивно зім'яті в складки горотворчими процесами. В геосинклінальних областях потужність осадових порід іноді сягає 15 – 18 км. Такі потужні пласти осадових порід нагромаджуються в місцях прогину земної кори. В геосинкліналях на великій глибині породи пластичні під впливом високої температури, тому при горотворчих процесах тут виникають складчасті гори.

Розвиток геосинкліналей проходить у декілька стадій:

1) стадія закладання – ембріональна, яка починається, тоді коли на дні моря чи океану прогинається певна ділянка, яка починає заповнюватись осадовими породами;

2) стадія нагромадження осадових порід; її називають стадією дозрівання, після якої геосинкліналь готова до гороутворення (орогенезу);

3) стадія гороутворення або орогенічна стадія, коли під впливом наростання бічного або тангенціального тиску і вертикального або радіального тиску виникають гори;

4) післяорогенічна стадія, коли проходять процеси руйнування гір. Геосинкліналі неодноразово зникають або виникають на тих самих або на нових місцях.

Зараз геосинкліналі існують у Тихому океані, у районах, які знаходяться біля берегів Азії, а також у Середземномор'ї. На території Євразії виділяються такі геосинкліналі: Урало-Тянь-Шанська, Верхоянська, Монголо-Охотська, Каледонська, Східно-Азіатська, Індійська, Альпійсько-Гімалайська. Відомі також Аппалацька і Кордільєрська (Америка), Сахарська (Африка), Антарктична і Арктична геосинкліналі.

*Платформи* – це великі ділянки земної кори, утворені давніми відкладами,

зміненими в нижній частині і непорушеними у верхній. Давні відклади у межах платформ можуть залягати на поверхні або на певній глибині, в останньому випадку вони прикриваються товщею молодших відкладів, переважно малопорушених і метаморфізованих. Ці молодші відклади утворюють покрівлю, що залягає на змінених породах. Змінені породи – це фундамент платформи.

Частина платформи, фундамент якої виходить на поверхню, називається щитом. Відомі такі щити як Балтійський, Український, Анабарський, Байкало-Алданський, Канадський. Іноді на щиті залягає невелика товща осадових порід (Український щит). Ділянки платформи, де фундамент виритий невеликою товщею осадових порід і тому недоступний для безпосереднього спостереження, називається підземним горстом (Воронезький підземний горст). Коли ж фундамент опущений на велику глибину, така ділянка платформи називається западиною (Передкарпатська, Дніпровсько-Донецька, Підмосковна западини).

На земній кулі відомі такі платформи: Канадська (Північноамериканська), Російська, Сибірська, Африканська, Антарктична, Китайська, Індо-Австралійська.

Платформи, як і геосинкліналі, мають свою історію розвитку. Спочатку на місці сучасних платформ ділянки земної кори мали велику рухомість і гнучкість, тобто мали стадію геосинклінального розвитку. Після процесів складкоутворення вони стали жорсткими. Гірські області – результат складчастих рухів – поступово руйнувались і вирівнювались. Вирівняні жорсткі брили опускались і піднімались. В періоди опускання на їх поверхні і відкладались товщі осадових порід, утворюючи западини. Внаслідок трансгресій платформи бували під водою.

Таким чином, платформи мають невелику рухомість, жорсткі, у той час як геосинкліналі, від яких беруть початок платформи, мають значну рухомість і пластичність.

У теорії геосинкліналей і платформ є недоліки, бо вона не відповідає на всі

питання тектонічних рухів. Останнім часом деякі вчені висувають теорію глобальної тектоніки плит. Ця теорія виходить з того, що літосфера складається з плит (блоків), до складу яких входять не лише континенти, а й суміжні частини дна океану. До складу плит входить і верхня мантія. Ці гігантські масиви пересуваються по поверхні розплавленої верхньої мантії (астеносфери). На межах плит, які стикаються, проходять досить активні процеси. Головним типом меж є серединно-океанічні хребти, де зустрічаються численні тріщини або розломи (рифтові зони), через які поступає розплавлена речовина мантії, розтікаючись по дну океану.

Другий тип меж між плитами – гори, які утворюються там, де одна плита насувається на іншу. Тут характерні вулкани і землетруси.

На земній поверхні є два пояси гірських пасом – Тихоокеанський і Середземноморський. Це найбільш рухомі частини земної кори; вони перебувають у стадії формування, що підтверджується землетрусами і вулканічними явищами. На земній поверхні відомі й давніші складчасті області. Вони не мають свого початкового вигляду, бо вивітрувалися й розмивалися протягом тривалого часу.

У геологічній історії земної кори виділяються такі найінтенсивніші орогенічні фази (епохи гороутворення) і відповідно до них розрізняють основні складчастості:

- гуронська (допалеозойська);
- каледонська;
- герцинська (варисційська);
- кіммерійська (мезозойська);
- альпійська.

*Гуронська* орогенічна фаза відбувалася до палеозойської ери, коли органічне життя існувало лише в морі. З цим орогенезом пов'язують утворення гір у Шотландії та у Північній Америці, в районі Великих озер. За час існування гуронські гірські кряжі найбільше зруйнувалися. На поверхні Землі залишилися лише їх сліди.



У каледонську орогенічну фазу сформувалися складчасті структури Скандинавських гір, Східної Гренландії, Шотландії і Уельсу, Кузнецького Алатау, Західного Саяну, північних дуг Тянь-Шаню. Каледонська орогенічна фаза проходила в нижньому палеозої, зокрема в кембрійському, ордовицькому і силурійському періодах. Гори-каледоніди в наш час дуже зруйновані.

*Герцинська (варисційська)* орогенічна фаза захопила Середню Європу – території Німеччини, Польщі, Чехії, Словаччини, Донбас, а також більшу частину Казахстану і Середньої Азії. З герцинською складчастістю пов'язане утворення Уралу, південних дуг Тянь-Шаню, Джунгарського Алатау, Алтаю. Ці гірські пасма утворилися в кінці палеозою (карбонівий або кам'яновугільний і пермський періоди).

З *кіммерійською (мезозойською)* орогенічною фазою пов'язане формування складчастих гірських споруд Північно-східного Сибіру і Далекого Сходу. Вона відбулася в мезозої. Більшість учених кіммерійську складчастість вважають не самостійною, а раннім проявом альпійської складчастості.

*Альпійська* орогенічна фаза припадає на палеогеновий і особливо неогеновий періоди кайнозойської ери. У цей період формуються Альпи, Апенніни, Карпати, Кавказ, Копетдаг, Памір, Гімалаї, Анди. Це в основному Тихоокеанський і Середземноморський гірський пояси.

*Землетруси і вулканізм. Зовнішні процеси, які змінюють поверхню Землі*

Людині здається, що земна кора перебуває у спокійному стані. Насправді ж це не так. Земна кора безперервно коливається. Вона зазнає вікових (епейрогенічних) коливань, повільних горотворчих процесів, а також раптових рухів, що відбуваються на наших очах. Такі раптові коливання земної кори називаються *землетрусами*. Основна причина землетрусів полягає у порушенні рівноваги в земній корі й утворення внаслідок цього напруження в її масах. Напруження виявляється в механічних рухах: поштовхах, розривах, терті, що у вигляді коливань передаються на поверхню Землі. За походженням землетруси бувають вулканічними, обвальними (в горах) і тектонічними. Останні проходять при розривах і зміщеннях в земній корі.

За інтенсивністю розрізняють такі землетруси: мікросейсмічні, що реєструються лише інструментами, макросейсмічні, що сприймаються органами чуття без інструментів, і мегасейсмічні, які спричиняють значні руйнування. Землетруси відбуваються постійно – сейсмографи реєструють їх щороку майже 100 тис., з яких близько 10 тис. відчувають люди. З цієї кількості налічується в середньому 114 сильних землетрусів, з них на суші 73 і на дні океану 41. Останні називаються моретрусами.

Землетруси завжди несли лихо людству – це катастрофи, більші за вулканічні. Від землетрусів гине не тільки майно, споруди, а й багато людей. Наприклад, у місті Мессіна (Сицилія) у 1908 р. загинуло понад 140 тис. чоловік, у Токіо в 1923 р. загинуло понад 200 тис. чоловік. В Ашгабаді (1949 р.) внаслідок сильного землетрусу загинуло 100 тис. жителів міста із 130 тис., які там мешкали. Останнім часом сильні землетруси відбулися у Мехіко (1985 р.) і в Сан-Франциско (1987 р.). Моретрус в Індійському океані у грудні 2004 р. викликав утворення хвилі цунамі, яка зумовила загибель майже 300 тис. людей. 23 березня 1977 року і 31 серпня 1986 року землетруси спостерігались і на території всієї України. Ось чому землетруси здавна привертали до себе увагу людей. Наука про них називається сейсмологією.

Землетрус виникає на певній глибині в обмеженій області земної кори, що називається осередком землетрусу, або гіпоцентром. На поверхні Землі над гіпоцентром лежить епіцентр (на продовженні радіуса Землі, який проходить через гіпоцентр). Гіпоцентр і епіцентр – це не точки; вони мають об'єм (гіпоцентр) і площу (епіцентр), часом вони витягнуті на певну віддаль. Відносно Землі вони такі малі, що для спрощення їх можна вважати точками. Глибина залягання гіпоцентру, як правило, не перевищує 50 км. Однак, відомі землетруси з глибиною гіпоцентру близько 800 км. Найменша виявлена глибина гіпоцентру – 1,5 км.

На Землі є області *сейсмічні*, де землетруси бувають часто, *ненесейсмічні*, де землетруси іноді бувають великої сили, *асейсмічні*, або *несейсмічні*, де землетруси не досягають великої сили або їх зовсім не буває.

Сейсмічні області поширені там, де земна кора найбільше дислокована, тобто там, де в рельєфі земної поверхні існують гірські пасма й западини. Такими є Середземноморський і Тихоокеанський гірські пояси з прилеглими до них океанічними западинами. На ці сейсмічні області припадає 70 % усіх землетрусів. У цих областях можна виділити такі ділянки, де землетруси у зв'язку з особливою геологічною будовою мають максимальну інтенсивність (Середня Азія, Японія).

Ненсейсмічні області знаходяться в основному там, де поширені каледонська й герцинська складчастості. Тут землетруси бувають значно рідше (Урал, Скандинавське узбережжя), а великої сили – зовсім рідко (Ісландія).

Асейсмічні, або несейсмічні, області відповідають платформам, де поширена допалеозойська складчастість; ці області найспокійніші, вони лише реагують на сейсмічність суміжних областей.

Крім того, що землетруси завдають величезних матеріальних збитків та викликають численні людські жертви, вони ще утворюють у земній корі та на її поверхні різні зрушення: скиди, тріщини, обвали, зсуви, грязьові потоки. На гірських схилах землетруси спричиняють обвали окремих брил і величезних мас пухкого матеріалу. Такі обвали загороджують річки, внаслідок чого виникають озера. Землетруси порушують режим ґрунтових вод, активізують зсуви, зумовлюють виділення з ґрунтових розколин води, зникнення давніх джерел, появу нових.

До землетрусів нетектонічного походження належать денудаційні, які виникають внаслідок завалювання підземних пустот, виробленими підземними водами у легкорозчинних породах (сіль, гіпс, вапняк) і від великих обвалів у горах, вулканічні та штучні, які викликаються діяльністю людини.

*Вулканізм* у широкому розумінні охоплює всі явища, пов'язані з підніманням магми у земну пору, а також її виливом на поверхню Землі. Розрізняють вулканізм *глибинний* або інтрузивний, коли магма з надр потрапляє в земну кору і залишається там на певній глибині, і вулканізм *ефузивний*, коли магма виливається на поверхню Землі. У цьому випадку її називають лавою.

*Вулканізм* у вузькому розумінні – це явища, пов’язані з виливами лави на земну поверхню. У результаті цих виливів часто утворюються конусоподібні гори – вулкани. В центрі конуса знаходиться жерло-канал, по якому виливається лава. Канал завжди закінчується лійкоподібним кратером.

За морфологічними ознаками вулкани бувають різних типів і форм. У вулканів *негативних* форм є лише канал і кратер, а вулканічний конус не утворюється. Під час виверження з кратера вириваються лише газий пара, без рідкої лави. Такі вулкани трапляються рідко. Прикладом є вулкан Мон-Пеле на острові Мартініка, під час виверження якого у 1902 р. виривались розжарені отруйні газий пара, що викликало смерть 30 тис. жителів міста Сен-П’єр.

*Верстуваті* вулкани мають усі елементи вулканічної гори. Їх ще називають вулканами везувіального типу, бо найхарактернішим їх представником є Везувій. Верстуваті вулкани мають високий конус, що складається з лави (застигла магма) і вулканічних шлаків. Крім твердих продуктів, ці вулкани виділяють газий парий лаву. Найвищий вулкан такого типу – Аконкагуа (6960 м) в Андах.

Під час виверження вулканів *гавайського* типу (*масивних*) виливається майже сама лава. Вона бідна на газий, не в’язка. Вулканічна гора має дуже пологі схили. Такі вулкани зустрічаються на Гавайських островах (Мауна-Лоа, Кілауеа). Весь процес виверження полягає у коливанні рівня лави в кратері.

Діаметр кратерів вулканів не залежить від висоти їх конуса (табл. 2).

Таблиця 2. Висота і діаметр кратерів вулканів різних типів.

<b>Вулкан</b>	<b>Висота, (м)</b>	<b>Діаметр кратера (м)</b>
Везувій	1277	570
Етна	3340	450
Мауна-Лоа	4170	4500
Ключевська Сопка	4750	675

Дуже великі кратери називаються кальдерами. Кальдера вулкана Ринггіт на о. Ява має діаметр 21 км, а озеро Кроноцьке на Камчатці, яке займає кратер давнього вулкана, має 28 км у ширину.

Всього на землі діючих вулканів більше 625, з них 70 підводних. Згаслих вулканів майже у сто разів більше.

У геологічному минулому вулканічна діяльність була значно активнішою, ніж тепер, причому різноманітність її була також значно більшою.

Більшість із нині діючих вулканів зосереджена на Малайському архіпелазі та у Північній Америці. У деяких областях діючих вулканів немає. Такими є Східна і Центральна Європа, Сибір, Скандинавія, Австралія.

У Європі діючі вулкани розташовані на узбережжі Середземного моря, переважно в Італії і Греції. Тут знаходяться Везувій, Етна, Стромболі, Вулкано. В Атлантичному океані діючі вулкани є на Азорських, Канарських, Антильських островах, Островах Зеленого мису та на Ісландії. В Африці відомі вулкани Кіліманджаро та Кенія. Вулкани Східної Азії в основному зосереджені на острівних дугах поблизу суші – Алеутській, Курильській, Японській, Філіппінській, а також на Камчатці, Зондських островах, островах Сулавесі, Яві, Суматрі, Тайвані. Вулкани Америки розташовані у гірській смузі Кордильєр і Анд. Вулкани на Землі в основному лежать в Тихоокеанському і Середземноморському гірських поясах, більшість їх – у першому.

Значення вулканів полягає у тому, що з ними та їх діяльністю пов'язане утворення різних корисних копалин – сірки, бору.

Взагалі ж, закономірність розповсюдження вулканів і землетрусів полягає у тому, що вони приурочені до геосинклінальних областей.

#### *Екзогенні процеси рельєфоутворення*

*Екзогенні процеси* належать до процесів зовнішньої динаміки. Вони зумовлюються теплотою, яку посиляє Сонце. Сонячна теплота викликає діяльність організмів, а також різноманітні рухи атмосфери, гідросфери, які впливають на гірські породи механічно й хімічно, руйнують їх, переносять і відкладають продукти руйнування, утворюючи різні осадові породи. Разом з

цим екзогенні процеси змінюють рельєф, розчленовують його в горизонтальному і вертикальному напрямках.

Розрізняють такі екзогенні процеси:

- вивітрювання;
- діяльність вітру;
- діяльність атмосферних вод;
- діяльність текучих вод;
- діяльність підземних вод;
- діяльність морів, озер;
- діяльність льоду.

Природний процес зміни гірських порід внаслідок дії повітря, води, льоду, коливань температури, життєдіяльності тварин, рослин і людини називається *вивітрюванням*.

У цьому єдиному процесі можуть переважати фізичні або хімічні явища. Тому розрізняють такі типи вивітрювання: фізичне або механічне, хімічне і органічне.

*Фізичне вивітрювання* полягає в руйнуванні породи без істотних змін її хімічного складу. Воно відбувається під впливом температури, води, пересування мінеральних мас – зсувів, обвалів, тектонічних зрушень.

Вплив температури має найбільше значення. З її підвищенням гірські породи розширюються, із зниженням – звужуються. Оскільки порода складається з різних мінералів, які мають неоднаковий коефіцієнт об'ємного і лінійного розширення, то внаслідок регулярних змін температури в породі порушується зв'язок між складовими елементами і вона розпадається на уламки. Особливо інтенсивно розпадаються породи на уламки в умовах значного коливання температур дня і ночі.

Вплив води виявляється у морозному вивітрюванні, яке полягає в тому, що вода, перетворюючись на лід у тріщинах, розширює їх внаслідок збільшення об'єму льоду відносно об'єму води.

Фізичне вивітрювання відбувається також внаслідок впливу рослин.

Коріння рослин проходить у вузькі щілини й тріщини породи, розширює їх, внаслідок чого порода розпадається. Відмерле коріння, набухаючи після дощів, діє так само.

*Хімічне вивітрювання* проходить при участі води, в якій розчинені гази, солі, кислоти. Вода діє на гірські породи, а це в свою чергу викликає утворення нових гірських порід і мінералів. Хімічне вивітрювання спостерігається всюди. Цей процес особливо інтенсивно проходить у вапняках, доломітах, гіпсах. Є такі типи хімічного вивітрювання:

- розчинення;
- гідратація;
- окислення;
- карбонатизація;
- каолінізація.

*Органічне вивітрювання* гірських порід відбувається під впливом рослин, тварин, і, зокрема, мікроорганізмів – бактерій, грибів, водоростей. Рослини діють на породи хімічно, бо виділяють корінням органічні кислоти, і механічно, бо коріння розпушує породи. І все ж основну роль в органічному вивітрюванні виконують мікроорганізми.

Ґрунт – це результат впливу мікроорганізмів на гірську породу, з якої він утворився.

До наслідків вивітрювання належать: руйнування старих й утворення нових гірських порід і мінералів, утворення ґрунтів, посилення пересування мас мінеральної речовини на земній поверхні, утворення різних форм рельєфу, який у свою чергу впливає на хід процесів у географічній оболонці.

Продукти вивітрювання гірських порід, що залишаються на місці утворення, називаються елювієм, а продукти, які перенесені атмосферними водами, силою тяжіння, льодовиками, називаються делювієм.

Основним чинником, що зумовлює рухи атмосфери – вітри, є барометричний тиск. Вітер здатний виконувати велику роботу. Він руйнує, переносить і відкладає тверді частинки. В залежності від швидкості вітру

переносяться неоднакові частинки – чим більша його швидкість, тим крупніші частинки переносяться. В полярних країнах вітер, переносячи дрібні частинки, руйнує скелі, утворюючи еолові мережива. У пустелях рельєфоутворююча роль вітру найефективніша. Тут він захоплює дрібні мінеральні частинки і переносить їх на велику відстань. Така робота вітру називається *розвіюванням* або *дефляцією*. За допомогою дрібних частинок, а часом і більших уламків вітер обточує і стирає площини гірських порід, окремих скель, „вигризаючи” на їх поверхні борозни, заглибини. Така руйнівна робота вітру називається *коразією*. Завдяки дефляції і коразії утворюються еолові стовпи, гриби, піраміди, столи, хиткі скелі і т.д.

Вітер не лише руйнує, але і створює позитивні елементи рельєфу, найпоширенішими представниками яких у піщаних пустинях є бархани. Бархани мають серпоподібну форму, причому навітряна сторона їх полога ( $5 - 12^\circ$ ), а підвітряна крута ( $25 - 35^\circ$ ). Бархани здатні пересуватись на значні відстані.

Дюни – це нагромадження піску на берегах. Вони не мають постійної форми. Крім берегів, вони зустрічаються у місцях скупчення піску, що розвіюється.

### *Форми рельєфу земної поверхні*

Екзогенні та ендегенні процеси, які діють на поверхню Землі, викликають утворення великої різноманітності форм рельєфу. Рельєфоутворююча роль ендегенних сил на різних ділянках Землі проявляється з різною силою (в одних місцях відсутні або слабкі, в інших дуже сильні), а екзогенні сили діють скрізь і повсюди. У минулі геологічні епохи дія ендегенних сил була значно сильнішою, тому у місцях, де раніше утворились гори, зараз проходить їх руйнування. Тому рельєф земної поверхні слід розглядати як результат взаємодії внутрішніх і зовнішніх сил, причому на суші зустрічаються дуже різноманітні форми рельєфу, від гір, висотою більше 8 км, до елементів, які знаходяться нижче рівня океану на 395 м. Рельєфоутворююча роль різних екзогенних чинників у різних місцях Землі неоднакова: у деяких місцях



бувають відсутні вода, лід, в інших є всі екзогенні чинники.

Земна куля має площу 510 млн. км<sup>2</sup>, з яких 361 млн. км<sup>2</sup> або 71 % припадає на Світовий океан, а 149 млн. км<sup>2</sup> або 29 % – на сушу. Хоча площа води переважає площу суші у 2,5 рази, об'єм води (1 млрд. 500 млн. км<sup>3</sup>) у 800 разів менший, ніж об'єм усієї Землі. Це пов'язано з тим, що середня глибина Світового океану становить близько 4000 м або лише 1/1600 радіуса Землі.

У півкулях суша і вода розташовані нерівномірно. У північній півкулі суша займає 39 % площі, а вода – 61 %, а у південній на сушу припадає лише 19 % площі, а на воду 81 %. Такий розподіл води і суші по півкулях викликає те, що клімат у південній півкулі у цілому рівномірніший, океанічніший, ніж у північній.

Суша складається з окремих материків (континентів) і островів. Розрізняють шість материків, які мають такі площі:

- Євразія (Європа – 10, Азія – 43,4) – 53,4 млн. км<sup>2</sup>;
- Африка – 30,3 млн. км<sup>2</sup>;
- Північна Америка – 24,3 млн. км<sup>2</sup>;
- Південна Америка – 17,8 млн. км<sup>2</sup>;
- Антарктида – 14,1 млн. км<sup>2</sup>;
- Австралія і Океанія – 8,6 млн. км<sup>2</sup>.

*Материки* – це природно-геологічні монолітні частини суші; *частини світу* – соціально-історичні поняття, тобто території, які мають свою історію (відкриття, вивчення, освоєння і т. д.). Частих світу також шість:

- Європа;
- Азія;
- Африка;
- Америка;
- Антарктида;
- Австралія і Океанія.

Кожен материк має середню висоту над рівнем моря. Найвищою вважається частина материка Євразії – Азія – 950 м; Північна Америка має висоту 700 м

над рівнем моря, Африка – 650 м, Південна Америка – 580 м, Австралія – 350 м, Європа – 320 м. Антарктида, яка не має постійного населення, разом із льодовиками має висоту 2330 м над рівнем моря.

Крім материків на Землі розрізняють великі ділянки водної поверхні, які називаються океанами. Усіх океанів чотири. Найбільшим за площею є Тихий океан – 178,8 млн. км<sup>2</sup>. За ним у порядку зменшення площі ідуть океани: Атлантичний – 91,7 млн. км<sup>2</sup>, Індійський – 76,2 млн. км<sup>2</sup>, Північний Льодовитий – 14,7 млн. км<sup>2</sup>. Межами між океанами є материки і меридіани, які проходять через крайні точки цих материків, зокрема, через південні миси.

Водна поверхня у всіх океанів гладенька, рівна, а океанічне дно має свій рельєф. Рельєф океанічного дна складається з трьох частин.

*Материкова мілина (шельф або літораль)* – мілководна частина з глибинами від 0 до 200 метрів. Ширина літоралі у різних місцях океану різна і може коливатись від декількох кілометрів до сотень кілометрів. На материковому шельфі добувають нафту і газ, для чого встановлюють бурові платформи і бурять свердловини.

*Материковий схил (батіаль)* – область океанічного дна з глибинами від 200 до 2500 м.

*Власне океанічне дно (ложе або абісаль)* має найбільшу площу і глибина його коливається від 2500 до 6000 – 7000 м; середня глибина абісалі – 4000 м.

Найбільші глибини (западини, жолоби) мають глибину більшу 7000 м. Вони знаходяться не у центрі океану, а біля материків, наприклад Маріанська западина і западина Пуерто-Рико. Дно океанів має посередині підвищення, яке називається підводним серединним океанічним хребтом, довжина якого становить близько 60000 км.

*Гіпсографічна (або гіпсометрична) крива* дає наочне уявлення про вертикальне розчленування рельєфу Землі та про співвідношення площ різних ступенів висот і глибин. За гіпсометричними картами обчислюють площі суші, зайнятої різними висотами, за батиметричними – площі, зайняті різними глибинами.

Для побудови гіпсографічної кривої треба знати площі, зайняті різними глибинами і висотами на поверхні Землі.

На гіпсографічній кривій переважають на суші висоти до 1000 м, а в океані – глибини від 3000 до 6000 м.

Питання походження материків і океанів до кінця не з'ясоване. Існують різні гіпотези з цього питання. Одна з них – гіпотеза вченого В. В. Білоусова. Суть гіпотези полягає у тому, що суша існує вічно, з часу утворення земної кори. До палеозойської ери океанів не було, а були лише внутріконтинентальні моря. Океани утворились за рахунок зміни земної кори, перетворенням граніту у базальт (базифікація).

Так само, як океанічне дно має свої особливості рельєфу, так і на поверхні Землі є свої основні елементи рельєфу. Для суші – це гори і рівнини.

*Гора* – це підвищення, яке має вершину, схили, лінію підшви і яке піднімається над місцевістю більш ніж на 200 м; підвищення до 200 м називається *пагорбом*.

*Гірські хребти* – це лінійно витягнуті форми рельєфу, які мають яскраво виражений гребінь і схили. Коли гірські хребти з'єднуються один з одним, утворюються гірські ланцюги. Чергуючись, гірські ланцюги і гірські хребти утворюють гірські вузли. Великі ділянки земної поверхні, які складаються із гірських хребтів і високих рівнин, називаються нагір'ям. До елементів гірських областей належать також перевали, передгір'я, плоскогір'я. До гірських хребтів та вузлів приурочені максимальні вершини. Плоскогір'я – обмежені уступами великі ділянки суші, які мають плоскі вершини.

За висотою гори поділяються на низькі (не вище 800 м), середні (800 – 2000 м), високі і дуже високі (більше 2000 м над рівнем моря).

На земній кулі основними гірськими ланцюгами є Альпійський, Тихоокеанський (Кордильєри, Анди), Атлантико-Європейський і Африкано-Австралійський.

Для кожного хребта характерні свої гори (орографічні одиниці) з найвищими вершинами. В Альпійському ланцюгу найбільші такі гори і

найвищі вершини у кожному відповідно: Альпи (Монблан 4807 м), Карпати (Герлаховські Штіт 2567 м, Говерла 2061 м), Кримські гори (Роман-Кош 1545 м), Кавказькі гори (Ельбрус 5633 м, Казбек 5047 м), Памір (Пік Комунізму 7495 м), Гіндукуш (Тірічмір 7690 м), Каракорум (Годвін Дустен 8620 м), Куньлунь (Улугмузтаг 7723 м), Гімалаї (Джомолунгма 8848 м).

У Тихоокеанському ланцюгу найбільші Аляскінський хребет (Мак-Кінлі, 6193 м), Анди (Аконкагуа, 6960 м). В Атлантико-Європейському ланцюгу найбільші гори – Аппалачі (Мітчел, 2307 м) та Уральські (Народна, 1894 м).

За походженням гори бувають ерозійні, вулканічні і тектонічні. *Ерозійні гори* утворюються у випадку розмивання місцевості з легкорозчинними гірськими породами, а залишається лише ділянка з більш стійкими до розчинення породами. Така ділянка суші називається останцем; його висота повинна бути більшою 200 м.

*Вулканічні гори* утворюються внаслідок впливу магми і застигання її на поверхні.

*Тектонічні гори* поділяються на складчасті молоді гори (Альпійський та Тихоокеанський ланцюги), складчасто-брилові, більш давні гори (Грампіанські, Скандинавські, Кембрійські, Арденни, Уральські) та острівні різні за віком у вигляді ізольованих піднять (Хібіни, Кієба).

Складчасті гори складаються з однієї або багатьох складок. Вони мають велику висоту і гостроконечні вершини. Складчасто-брилові гори не мають гострих вершин, вони характеризуються скидами і розломами.

*Рівнини* – це мегаформи рельєфу, які мають великі площі і незначний перепад висот. Поверхня рівнин рівна або слабо-хвиляста, звичайно злегка нахилена в якомусь напрямку. За характером поверхні рівнини бувають плоскі, хвилясті, горбисті.

Залежно від спрямованості новітніх рухів земної кори та дії екзогенних процесів рівнини поділяються на три типи: *денудаційні* – утворені багатівіковими підняттями окремих ділянок; *цокольні* або *пластові* – знаходяться на місці розвитку чохла платформи з пластами, які залягають

майже горизонтально, та *аккумулятивні*, які сформувались у результаті багатовікових опускань земної кори. Ці рівнини називаються ще алювіальними, бо вони утворюються у результаті аккумулятивної діяльності рік, які стікають з гір, наприклад, Індо-Гангська, та флювіогляціальними або воднольодовиковими, які утворились біля країв давніх льодовиків, наприклад Поліська.

Усі без винятку рівнини у результаті новітніх рухів земної кори диференціювались на окремі ділянки з такими морфоструктурами: низовинами, височинами, плато, кряжами.

*Низовини* займають частину рівнини, що залягає нижче від рівня моря, або піднімаються над ним не вище за 200 м.

*Височини* – ділянки рівнини, що піднімаються не вище за 500 м над рівнем моря.

*Кряжі* – витягнуті форми рельєфу, що відповідають поодиноким периферійним складкам.

*Плато* – плоскі підвищені ділянки рівнини з крутими схилами; шари осадових порід залягають тут майже горизонтально.

Четвертинний (або антропогеновий) період – це останній період кайнозойської ери. Він триває ось уже близько півтора мільйони років. За четвертинний період суша північної півкулі неодноразово вкривалась льодовиками. Внаслідок дії на земну поверхню материкових льодовиків утворилась давньольодовикова особливість рельєфу рівнин. Розрізняють два типи такого рельєфу – екзараційний та аккумулятивний.

*Екзараційний* тип рельєфу приурочений до районів, що були центрами зародження льодовиків. До нього належать усі від'ємні форми рельєфу – озерні котловини, баранячі лоби.

*Акумулятивний* тип рельєфу – це друмлини, ози, ками.

*Баранячі лоби* – це окремі пагорби, які утворилися з виступів скель, якими рухався льодовик. Льодовик поступово згладжував ці виступи і вони перетворювались у куполоподібні пагорби, які мають гладенькі, похилі схили з

боку льодовика, який рухався, і більш круті на протилежному боці.

*Ози* – це довгі вали, які нагадують залізничний насип і лежать у напрямку руху древнього льодовика. Висота оз 30 – 40 м, ширина в основі від декількох до 50 – 100 м; іноді ширина оз сягає 1 – 2 км, а довжина 30 – 40 км. Ози – звивисті вали, які утворились в результаті відкладання піску, гальки, гравію потоками талих вод, які протікали по льодових тунелях.

*Ками* – пагорби неправильної форми, які складені піском і валунами. Висота їх від 5 до 70 м, ширина в основі 100 – 2000 м. Вважають, що ками утворились на місці озер, які були на поверхні льодовика і які заповнилися моренним матеріалом.

*Друмліни* – це продовгуваті пагорби, які видовжені у напрямку руху льодовика. Довжина цих пагорбів коливається в межах 400 – 1000 м при ширині 150 – 200 м і висоті 10 – 40 м. Друмліни складаються з глини і валунів.

#### *Мінерали і гірські породи*

*Мінерал* є продуктом хімічних процесів та фізичних явищ, що відбуваються у земній корі. Це природне тіло, однорідне за хімічним складом і фізичними властивостями. Кожний мінерал має певний хімічний склад і характерну для нього внутрішню будову. Ці особливості зумовлюють його зовнішні (фізичні) властивості. У переважній більшості мінерали тверді, хоча можуть бути і рідкими (нафта, ртуть, вода) і газоподібними (вуглекислий газ, сірководень та ін.). У кожного мінералу є певний комплекс фізичних властивостей, але тільки деякі з них мають переважне значення для даного мінералу. За зовнішніми ознаками можна розпізнати мінерал і приблизно визначити його хімічний склад.

Всі мінерали поділяються на кристалічні і некристалічні або аморфні. Різниця між ними визначається внутрішньою будовою, тобто розташуванням молекул або атомів, з яких складається мінерал. У мінералів аморфної будови молекули або атоми розташовані неупорядковано, хаотично, як у рідині. Більшість мінералів мають кристалічну будову. Основними фізичними властивостями мінералів є оптичні (колір, риска, блиск, прозорість,

побіжалість) та механічні (злом, спайність, твердість, питома маса, плавкість). Окремі мінерали можуть мати радіоактивність та магнітність.

*Колір мінералу* – перша ознака, яка кидається у вічі при розгляді мінералу. Мінерали мають різний колір. У деяких мінералів колір є постійною ознакою; наприклад, у піриту колір латунно-жовтий, у малахіту – зелений, у лазуриту – синій. Але є мінерали, в яких колір буває різний: польові шпати бувають білі, жовті, червоні, зелені, темно-сірі. Таке забарвлення мінералів пояснюється наявністю різних домішок.

*Колір порошку* або *риска* і колір мінералу не завжди однакові. Така особливість деяких мінералів є важливою ознакою для їх визначення. Щоб дістати порошок мінералу, треба цим мінералом провести риску на білій шорсткій поверхні фарфору, не вкритій поливою (бісквіт).

Коли твердість мінералу менша від твердості фарфору, він залишає на пластинці риску. Мінерали, які мають твердість більшу, ніж у фарфору, на колір rischi не досліджуються.

*Блиск* зумовлюється тим, що поверхня мінералу відбиває світло. Розрізняють такі види блиску:

- *металевий* – яскравий блиск, який спостерігається на свіжому зломі мінералу (внаслідок окислення мінерали, що мають металевий блиск, вкриваються матовою кіркою); металевий блиск властивий золоту, піриту, свинцевому блиску, магнетиту;
- *напівметалевий* або *металоподібний* – тьмяніший блиск, ніж попередній, як у графіту;
- *скляний* – нагадує блиск поверхні скла; цей блиск спостерігається у гірського кришталю, кам'яної солі, кальциту;
- *перламутровий* – мінерал переливається веселковими кольорами внаслідок відбивання світла внутрішніми площинами мінералу (слюда);
- *жирний* – поверхня наче змазана жиром, як у тальку, нефеліну;
- *шовковистий* – характерний для тих мінералів, які мають волокнисту будову, наприклад азбест, волокнистий гіпс;

– *алмазний* – схожий на скляний, але яскравіший, наче іскриться (алмаз, цинкова обманка).

*Злом* характеризується тією поверхнею, яка виникає при розламуванні або при подрібненні мінералу. Розрізняють зломи раковистий (кварц), залозистий (гіпс), землистий (каолін, глина), рівний (кальцит, магнетит), зернистий (мармур, апатит).

*Спайність* – здатність мінералів розколюватись в одному або у кількох напрямках на дрібні пластинки з рівними поверхнями. Є такі види спайності:

- *цілком досконала* – слюда;
- *досконала* – топаз, польовий шпат, кам'яна сіль;
- *середня (явна)* – флюорит, рогова обманка;
- *недосконала* – апатит, олівін;
- *зовсім недосконала* – кварцит, пірит.

*Твердість* – здатність мінералу протидіяти дряпанню, тиску, стиранню іншими мінералами. Для визначення твердості німецький вчений Моос розробив шкалу твердості, у якій мінерали розміщені у порядку зростання твердості: кожний наступний мінерал твердіший за попередній на одиницю. На першому місці знаходиться тальк (твердість одиниця), на десятому алмаз (твердість десять). Але це не значить, що алмаз твердіший, ніж тальк, у десять разів, бо це відносна шкала: насправді алмаз твердіший, ніж тальк, у п'ять мільйонів разів.

За твердістю мінерали ділять на групи:

- *м'які*, які дряпаються нігтем (тальк, графіт);
- *середньої твердості* – ніготь не дряпає мінерал, а мінерал не дряпає скло (кальцит, халькопірит, ангідрит);
- *тверді* – дряпають скло, але не дряпають гірський кришталь (польові шпати, кварц);
- *дуже тверді*, які дряпають гірський кришталь (алмаз, корунд, топаз).

За *питомою масою* всі мінерали ділять на групи:

- *легкі* – питома маса ( $\rho$ ) менша  $2,5 \text{ г/см}^3$  (нафта, вода, вугілля, сірка, гіпс,



- галіт);
- *середньої густини* ( $\rho \leq 4$ ): кварц, польовий шпат, слюда, апатит, алмаз і т. д.;
- *важкі* –  $\rho \leq 10$ : барит, магнітний залізняк, галеніт, кіновар, мідь;
- *дуже важкі* –  $\rho > 10$ : срібло, свинець, ртуть, золото, платина, іридій, паладій.

Відомо більше 2500 мінералів, з яких 40 – 50 є породоутворюючими. Якщо врахувати, що багато мінералів мають по декілька різновидностей, загальна їх кількість зростає до 4000. Мінерали можна класифікувати за різними ознаками: за значенням, походженням, географічним розповсюдженням і т. д. Найпоширеніша класифікація – хімічна, за якою всі мінерали об'єднують у десять класів:

- самородні елементи (алмаз, графіт, сірка, золото, срібло, мідь, платина);
- сульфіди (галеніт або свинцевий блиск, сфалерит або цинкова обманка, кіновар, пірит, халькопірит);
- хлориди (кам'яна сіль, сильвін, карналіт, флюорит);
- карбонати (кальцій, магнетит, доломіт, сидерит, малахіт, азурит);
- сульфати (гіпс, мірабіліт або глауберова сіль);
- фосфати або солі фосфорної кислоти (apatит, фосфорит);
- окисли або оксиди і гідроксиди: кварц, халцедон, опал, залізний блиск, гематит (червоний залізняк), магнетит (магнітний залізняк), лімоніт (бурий залізняк), корунд;
- силікати (олівін, топаз, рогова обманка, слюда, тальк, каолініт, ортоклаз);
- нітрати (натрієва або чилійська і калієва селітри);
- органічні сполуки (асфальт, озокерит, бурштин).

*Гірські породи* – скупчення природних агрегатів, які складаються з одного або декількох мінералів. Гірські породи, що складаються з одного мінералу, називаються *мономінеральними*, а ті, що складаються з двох і більшої кількості мінералів – *полімінеральними*. Наприклад, вапняк – мономінеральна порода, бо

складається з одного мінералу – кальциту, граніт – полімінеральна порода, бо складається з кварцу, слюди, польового шпату. Мінерали у складі породи мають неоднакове значення. Одні з них характерні для породи і обов'язково беруть участь в її складі, інші – випадкові. Перші називаються породотвірними, другі – акцесорними (випадковими) мінералами.

Кожна гірська порода виникла внаслідок певних геологічних процесів. За походженням усі гірські породи поділяються на три групи: *магматичні*, *осадові* і *метаморфічні*. Ці групи відрізняються умовами залягання в земній корі, хімічним і мінералогічним складом, структурою та наявністю корисних копалин. Внаслідок безперервних процесів усі породи змінюються іншими. Майже 75 % земної поверхні вкрито осадовими породами і лише 25 % – магматичними й метаморфічними. Всього відомо близько 1000 видів гірських порід, що зумовлено тим, що вони утворюються лише у строго визначених фізико-хімічних умовах, пов'язаних з конкретними фазами геологічних процесів, причому у таких умовах зустрічається обмежене число породоутворюючих мінералів.

Підняті з надр у земну кору або вилиті на її поверхню розплавлені маси застигають і утворюють магматичні гірські породи. Якщо вулканічні явища відбуваються на певній глибині, то породи, що утворюються тут при повільному застиганні та під великим тиском, називаються глибинними або *інтрузивними* (плутонічними). Коли ж лава виливається на поверхню, то породи, що з неї утворюються, називаються виливними або *ефузивними* чи вулканічними.

Осадові породи утворюються внаслідок дії на земну кору різних екзогенних процесів. Вони є продуктами вивітрювання різних порід у поверхневих частинах земної кори при невисоких температурі і тиску, а також продуктами, що випадають з води і повітря. Ці продукти зазнають дальших змін при тих самих умовах температури й тиску. Осадові породи утворюються також у зв'язку з життєдіяльністю живих організмів. Потужність осадових порід у місцях прогинання земної кори (геосинкліналі) 15 – 20 км. На осадові породи

припадає 5 % маси земної кори. За походженням осадові породи діляться на механічні, хімічні, органогенні.

До механічних належать крупноуламкові ( $d > 2$  мм) брили, щебінь, жорства (необкатані уламки), валуни, галька, гравій (обкатані); середньоуламкові ( $d = 2 - 0,05$  мм) піски; дрібноуламкові або пилюваті ( $d = 0,05 - 0,01$  мм) лес, супіски, суглинки; дрібноуламкові або тонкодисперсні ( $d < 0,01$  мм) глинисті породи.

Хімічні і органогенні породи утворюються у водних басейнах. До них належать вапняки, торф, кам'яне вугілля, нафта.

Метаморфічні породи утворюються із магматичних і осадових шляхом їх глибокої зміни і перетворення під впливом високої температури і тиску в надрах Землі. Процес утворення метаморфічних порід називається метаморфізмом. Метаморфізм є контактовий, динамометаморфізм і регіональний.

При *контактовому* метаморфізмі існуючі гірські породи зазнають впливу високих температур при контакті з магмою, яка занурилась у земну кору. *Динамометаморфізм* зумовлюється високим тиском і пов'язаним з ним переміщенням гірських порід на глибину, а також горотворчими процесами. *Регіональний* метаморфізм проходить на великих площах у геосинклінальних областях, коли товщі осадових порід занурюються на великі глибини, де зазнають впливу високої температури (більше 1000 °C) і високого тиску. До метаморфічних порід належать гнейс, мармур, кварцит.

Магматичні гірські породи відрізняються не лише за будовою і мінералогічним складом, а й за хімічним складом. Хімічна класифікація магматичних порід базується на вмісті у них діоксиду кремнію ( $\text{SiO}_2$ ). Залежно від ступеня насичення діоксидом кремнію магматичні породи поділяються на *ультраосновні*, в яких вміст  $\text{SiO}_2 < 40$  % (дуніт, перидотит), *основні* – з вмістом  $\text{SiO}_2$  від 40 до 55 % (габро, базальт), *середні*, у яких вміст  $\text{SiO}_2$  від 55 до 65 % (сієніт, діорит), *кислі* – породи, які мають вміст  $\text{SiO}_2$  більше 65 % (граніт, ліпарит).

## РОЗДІЛ III. Атмосфера

### *Склад і будова атмосфери*

Повітряна або газова оболонка, яка оточує Землю суцільною кулею, називається *атмосферою*. Разом із Землею атмосфера рухається навколо осі, тому ми її не відчуваємо. Маса всієї атмосфери становить близько 1/1000000 маси Землі, але значення її величезне. Атмосфера виступає як екран, який захищає Землю від згубної дії ультрафіолетового випромінювання, космічного проміння і космічного пилу. Вона перетворює сонячну енергію і космічні промені, захищає поверхню Землі від охолодження. Якби не було атмосфери, середня температура на Землі була б не +14, а -23 °С, тобто на 37° нижчою, ніж є насправді, а добові коливання температури перевищували б 200°. Велике значення атмосфери як чинника кліматоутворення. Вона підтримує життя на Землі. Без атмосфери Земля була б мертвим космічним тілом, подібним до Місяця. Атмосфера – практично невичерпне джерело мінеральної сировини: з неї добувають азот, кисень, аргон та інші гази.

Атмосфера – механічна суміш газів. Нижня частина атмосфери має певний і сталий склад. У кожній одиниці об'єму повітря міститься 78,08 % азоту, 20,95 % кисню, 0,93 % аргону, 0,032 % вуглекислого газу; неон, гелій, криптон, ксенон, озон, радон, аміак, водень утримуються у мізерній кількості. Кількість у повітрі водяної пари та пилу різного походження нестала.

Кожна із складових частин повітря виконує у географічній оболонці свої функції. Кисень у природі має виняткове значення. Він необхідний для дихання і, отже, для життя. У повітря кисень постачається в основному рослинами. Входить до складу жирів, білків, вуглеводів.

Азот теж входить до складу білків і також бере участь у диханні рослин, тварин і людини. В атмосфері він відіграє роль розріджувача кисню і цим регулює окислення, цим самим впливаючи на хід біологічних процесів. Крім вивільнення азоту із сполук бактеріями, його джерелом у повітрі може бути аміак.

Нижньою межею атмосфери є поверхня суші і океанів. Вираженої верхньої

межі атмосфера не має, вона поступово переходить у міжпланетний простір. Крайньою верхньою межею атмосфери вважається висота 3000 км, де густина повітря і міжпланетного простору вирівнюється. Теоретично окремі частини повітря утримуються на висоті 42000 км над екватором і 28000 км над полюсами, але утримує їх там не стільки земне тяжіння, скільки магнітне поле.

За рядом особливостей в атмосфері виділяють п'ять концентричних шарів (сфер): тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу (іоносферу) та екзосферу (рис. 6). Межі між сферами виражені нечітко: сфери поступово переходять одна в одну, утворюючи перехідні сфери: тропопаузу, стратопаузу, мезопаузу, термопаузу.

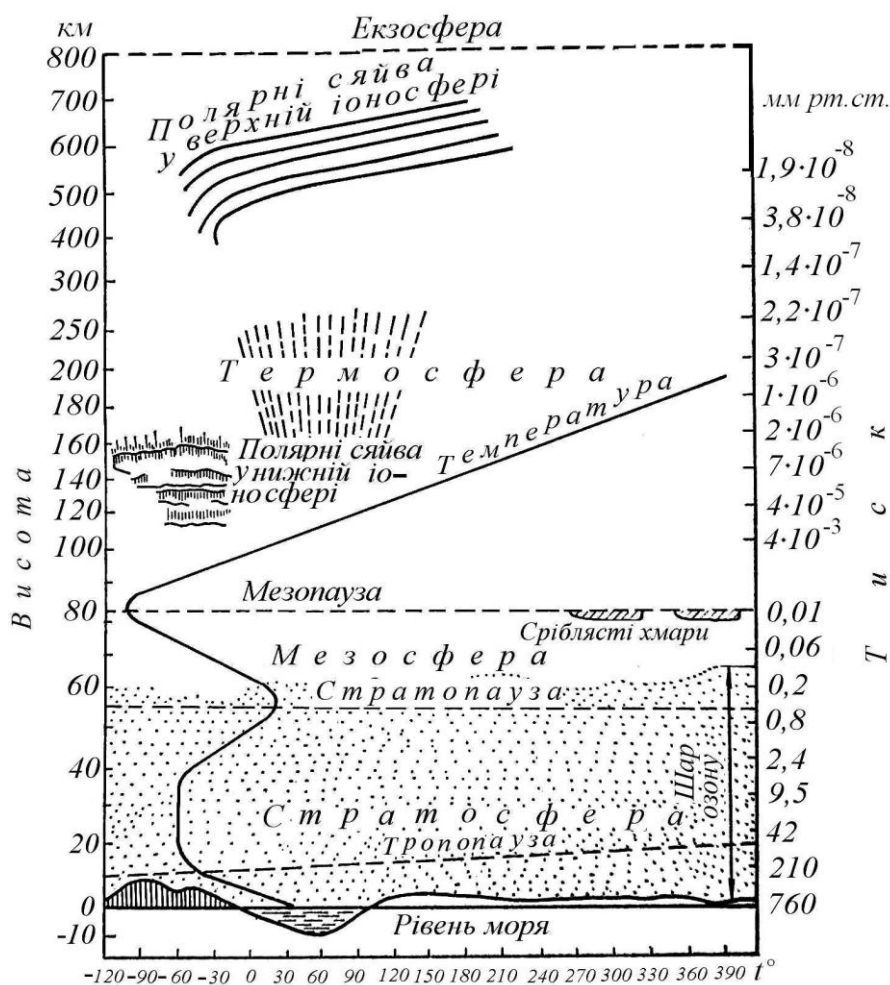


Рис. 6. Вертикальний розріз атмосфери.

*Тропосфера* – найнижчий і найгустіший шар атмосфери, що безпосередньо прилягає до Землі. У ньому зосереджено понад 79 % усієї маси атмосфери.

Висота її над полюсами близько 8 км, над помірними широтами 10 – 12 км, над екватором 16 – 18 км. Такий розподіл висот тропосфери зумовлений термічними особливостями полюсів і екватора та обертанням Землі навколо осі. Температура від земної поверхні до тропопаузи знижується у середньому на 0,6 °С на кожні 100 м (у сухому повітрі на 1 °С, у вологому на 0,5 °С). Внаслідок цього температура повітря змінюється від +14° – середньої на рівні моря до -56 °С на межі тропосфери. Для тропосфери характерне постійне перемішування повітря (горизонтальні і вертикальні рухи), звідси – її сталість її складу. Тут зосереджується переважна більшість водяної пари, відбувається її конденсація, утворення хмар, випадання опадів і всі інші атмосферні процеси, з якими пов'язане формування погоди і клімату.

*Стратосфера* відділяється від тропосфери тропопаузою, близько 1 – 2 км завтовшки. Цей безхмарний або малохмарний шар повітря простягається у середньому від 11 – 12 до 25 км. Важливою особливістю стратосфери є ізотермія з температурою близько -56 °С. Склад повітря у стратосфері такий, як і у тропосфері. Стратосфера – більш розріджений шар повітря, ніж тропосфера, проте внаслідок газообміну з тропосферою в ньому є водяна пара та формуються перламутрові хмари. У стратосфері спостерігаються потужні горизонтальні рухи повітря швидкістю 300 км/год, а також вертикальні (рис. 6).

*Мезосфера* – шар дуже розрідженого повітря на висоті від 25 до 80 км над поверхнею Землі. Він відділяється від стратосфери стратопаузою (разом із стратосферою становить 20 % маси атмосфери). У межах 25 – 50 км у мезосфері з висотою температура підвищується від -56 до +10 °С, але вище до межі термосфери вона знижується до -107 °С. Важливою особливістю мезосфери є шар озону, найбільша концентрація якого на висоті 25 – 27 км. Озон сильно поглинає коротке ультрафіолетове проміння і служить екраном, що захищає організми на Землі від згубного на них впливу ультрафіолетового проміння. У мезосфері відомі сріблясті хмари та горизонтальні рухи повітря великих швидкостей (до 100 м/с).

*Термосфера (іоносфера)* – величезна за об'ємом хоч і мізерна за масою

(0,5 %) та складна за будовою частина атмосфери. Вона лежить у межах від 80 до 800 – 1000 км над поверхнею Землі. Гази тут дуже розріджені, а тому молекули їх рухаються як у газу, нагрітого до кількох сотень градусів. Температура у термосфері з висотою в цілому підвищується. У межах перших 10 км (від 80 до 90 км) лежить холодний ізотермічний шар з температурою  $-107^{\circ}$  (як і на межі мезосфери), далі температура зростає до висоти 250 км, але вище залишається майже незмінною. На висотах 250 – 300 км температури коливаються від  $+750 - 1000^{\circ}$  до  $+2750^{\circ}$  – залежно від активності Сонця та зміни дня і ночі.

Повітря у термосфері складається переважно із азоту та кисню. На висоті понад 100 км кисень розкладається на атоми, а на висоті 300 км на атоми розкладається і азот, але співвідношення між ними не таке, як біля Землі (78 % : 21 %): на висоті 200 км азоту близько 45 %, кисню – 55 %. Вище за 600 – 1000 км атмосфера складається з атомарного кисню, а найвищі шари – з гелію і водню. У термосфері частинки іонізовані, тому вона поглинає рентгенівське проміння Сонця і відвертає його згубний вплив на життя. Іонізоване повітря відбиває довгі радіохвилі, чим забезпечується навколотемний радіозв'язок (так званий шар Хівісайда), але пропускає короткі і ультракороткі хвилі, а це забезпечує радіозв'язок з космічними станціями, супутниками. У термосфері виникають полярні саява.

*Екзосфера* – зовнішній шар атмосфери, який знаходиться на висоті більше 800 – 1000 км. У ній повітря настільки розріджене, що його частинки можуть не стикатись, а ті з них, що досягають критичних швидкостей, відлітають у міжпланетний простір. Тому екзосферу інакше називають сферою розсіювання.

Першоджерелом теплового стану нижньої атмосфери і земної поверхні є сонячна радіація – сукупність променевої енергії Сонця, яку воно випромінює у вигляді теплових (інфрачервоних), світлових (видимих), ультрафіолетових (короткохвильових) та інших видів променів. Сонце випромінює величезну кількість енергії, але до землі доходить лише одна двомільярдна частина цієї енергії.

## *Нагрівання атмосфери*

На Землю сонячна енергія проникає через атмосферу, тому розрізняють енергію пряму і розсіяну. Якби не було атмосфери, на Землю проникала б лише пряма енергія. Пряма енергія – це промені, які проникають прямо на Землю без зміни свого напрямку. Частина сонячних променів розсіюється, завдяки заломленню, відбиванню від молекул повітря, крапель води, земної поверхні.

Нагрівання Землі здійснюється у першу чергу прямою радіацією, хоча розсіяна радіація також бере участь у цьому, особливо у місцях, де часто буває хмарна погода. Вся сонячна радіація – пряма і розсіяна, яка проникає на Землю, становить сумарну радіацію. Сумарна радіація – це загальна кількість тепла у джоулях, яка поступає на поверхню суші і океану від Сонця на одиницю площі за одиницю часу.

У різних місцях України сумарна радіація неоднакова:

- північні і північно-східні райони – 39,8 – 40,6 кДж/см<sup>2</sup>/рік;
- Південний берег Криму – 56,0 – 56,1 кДж/см<sup>2</sup>/рік.

Розсіяна радіація зумовлює денне світло, яке освітлює предмети, на які не падає пряме світло; вона зумовлює колір неба, бо найінтенсивніше розсіюються фіолетові і сині промені; колір неба в космосі – темний, бо там розріджена атмосфера. Чим більше у повітрі вологи, пилу, тим сильніше розсівається сонячна радіація. У середньому розсіюється до 25 % сумарної радіації.

Інтенсивність радіації залежить від довжини шляху сонячних променів у атмосфері (рис. 7).

Шлях променів в атмосфері залежить від висоти Сонця над горизонтом. Із зменшенням кута падіння променів збільшується їх шлях в атмосфері і тому зменшується інтенсивність радіації.

Кулястість Землі зумовлює те, що в один і той самий час Сонце посилає промені на Землю під різними кутами, тому вона у різних місцях одержує неоднакову кількість енергії.

Добовий і річний рух Землі також зумовлюють нерівномірність нагрівання її атмосфери.



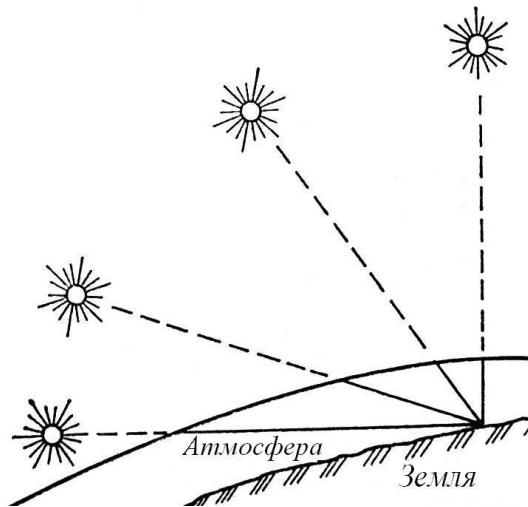


Рис. 7. Шлях сонячних променів у атмосфері при різній висоті Сонця над горизонтом.

21 березня і 23 вересня – дні весняного і осіннього рівнодень: Сонце опівдні перебуває у зеніті над екватором, а до полюсів кут падіння зменшується. Внаслідок того, що орбіта Землі має форму еліпса, планета буває то ближче до Сонця, то далі від нього, тому і одержує різну кількість енергії. Найближче до Сонця Земля знаходиться 2 січня, найдалше – 5 липня, але тепла пора року (літо та осінь) у Північній півкулі триває 186 днів, а у Південній – 179 днів.

Крім розсіювання, сонячна радіація відбивається від поверхні Землі. У різних місцях Землі відбивається неоднакова кількість енергії. Інтенсивність відбиття залежить від кольору та характеру поверхні, від якої відбиваються промені, вологості і т. д. Відношення кількості відбитої енергії до загальної кількості енергії, яка падає на цю поверхню, називається *альбедо*. Альбедо вимірюється або у процентах, або у десятих частинах. Альбедо ніколи не може бути рівним 1 (100 %), тобто ніколи не відбивається абсолютно вся радіація, яка падає на поверхню.

Для свіжого снігу альбедо становить 0,9 (90 %); для пустелі – 0,09 – 0,34 (9 – 34 %); для хвойного лісу – 0,06 – 0,19 (6 – 19 %). Альбедо Землі у цілому становить 0,35 (35 %).

Для характеристики сонячної радіації, яка надходить до Землі, використовують радіаційний (або тепловий) баланс. Радіаційний баланс – це

сумарна радіація, яка надходить до земної поверхні, мінус відбита радіація, що потоками відходить у міжпланетний простір, тобто різниця між приходом і витратою сонячної радіації. Радіаційний баланс – це залишкова радіація, кількість променистої енергії Сонця, яка перетворюється на земній поверхні в теплову та інші види енергії. Радіаційний баланс є енергетичною основою існування і розвитку всієї органічної природи. Він зумовлює загальну циркуляцію атмосфери, водний режим суші, морські течії та всі інші фізико-географічні процеси на поверхні Землі. У середньому радіаційний баланс Землі становить 0, тобто географічна оболонка не нагромаджує тепла.

Нагрівання суші і води проходить неоднаково. Суша і море мають різну теплоємність (у води вона більша), а також альбедо – у води лише 5 %, а у суші від 26 % до 90 % (сніг). Тому тверді породи швидко нагріваються, але швидко й охолоджуються, а вода навпаки – повільно нагрівається, але повільно й охолоджується. Особливості нагрівання води і суші полягають у тому, що суша нагрівається лише з поверхні, а вода – на певну глибину (внаслідок прозорості). Крім того вода перемішується і проходить її нагрівання.

Внаслідок великої теплоємності вода нагромаджує більше тепла і випромінює його більш рівномірно, ніж суша, тому в середньому поверхня моря тепліша, ніж суші, а коливання температури води не бувають такими різкими, як коливання температури гірських порід.

Повітря нагрівається в основному від поверхні Землі, тому розподіл температур повітря у географічній оболонці та їх коливання залежать від умов нагрівання різних частин її поверхні. Важливу роль у нагріванні повітря відіграє характер підстилаючої поверхні (суша чи вода). Неоднакова теплоємність і альбедо зумовлюють те, що навіть при однаковій радіації, за однакових умов рельєфу різні точки земної поверхні дістають різну кількість тепла. Усе разом зумовлює не тільки різне нагрівання повітря на Землі, а й різний річний і добовий хід його температур – зміна протягом року, доби (у кліматології під температурами повітря розуміють температури в тіні на рівні 2 м від поверхні Землі).

Нагріте від поверхні повітря стає легшим і піднімається вгору. З підняттям тиск падає, тому повітря розширюється, на що витрачається енергія, а отже, воно швидко охолоджується. Тому з підняттям температура повітря, як правило, знижується. Висота в метрах, на яку треба піднятися, щоб температура повітря знизилась на 1 °С, називається термічним ступенем. Для атмосфери в середньому термічний ступінь становить 150 – 200 м.

Явище, коли температура повітря внизу нижча, ніж на деякій висоті, називається температурною *інверсією*. Температурна інверсія часто спостерігається взимку, коли повітря охолоджується від поверхні Землі, а також у горах, коли важке холодне повітря опускається вниз, а тепле залишається вгорі. З температурною інверсією пов'язане таке несприятливе метеорологічне явище як ожеледь. При температурній інверсії хмари на певній висоті мають вищу температуру, ніж земна поверхня. Краплі дощу, попадаючи на охолоджену поверхню, перетворюються в лід, який і називається ожеледдю.

Нерівномірне нагрівання земної поверхні на різних географічних широтах зумовлює існування на Землі теплових поясів. Виділяють сім теплових поясів:

- *теплий* або *жаркий* з ізотермою +20 °С, вона проходить біля 30° пн. і пд. широти;
- два *помірних*, які лежать між ізотермами +20 °С і +10 °С влітку;
- два *холодних*, які лежать між ізотермами +10 °С і 0 °С;
- два пояси *вічного морозу*, в яких влітку середня температура найтеплішого місяця нижче 0 °С.

#### *Типи атмосфери. Циркуляція атмосфери*

У зв'язку з тим, що повітря має масу (в середньому 1 м<sup>3</sup> повітря важить 1,29 кг), воно створює тиск. На рівні моря на кожний квадратний метр поверхні повітря тисне з силою 10333 кг, що відповідає стовпу води такої самої площі висотою 10,3 м, або стовпу ртуті площею 1м<sup>2</sup> висотою 760 мм. Це значить, що стовп повітря висотою до 3000 км (верхня межа атмосфери), стовп води висотою 10,3 м і стовп ртуті висотою 76 см мають однакову масу.

Тиск атмосфери вимірюють висотою ртутного стовпа в міліметрах або в

Паскалях (Паскаль – це тиск  $1\text{Н/м}^2$ ).  $1\text{ мм рт. ст.} = 133\text{ Па}$ .  $100\text{ Па} = 1\text{ гПа}$ .

Атмосферний тиск вимірюють ртутним або металевим барометрами. Металевий барометр називається анероїдом – тобто безрідинним. Зміну атмосферного тиску протягом доби або іншого проміжку часу фіксують за допомогою приладів-самописців – барографів.

Тиск повітря залежить від температури. Як відомо, при нагріванні повітря стає легшим, бо збільшується його об'єм, а це в свою чергу веде до того, що тиск зменшується. При зниженні температури повітря стискується, тобто стає важчим, тому і тиск зростає. Ось чому на одній і тій самій точці взимку, коли повітря найважче, спостерігається найвищі значення атмосферного тиску.

Атмосферний тиск залежить також і від руху повітря. Рух повітря, в свою чергу, залежить від температури, тому нерівномірність нагрівання підстилаючої поверхні у різних місцях веде до різного нагрівання повітря. Тепле повітря піднімається і у місця, де виникає розрідження, рухається повітря з районів, де воно густіше.

На зміну атмосферного тиску впливає висота: з підняттям атмосферний тиск знижується. Аналогічно термічному ступеню існує барометричний ступінь, під яким розуміють висоту, на яку необхідно піднятися, щоб атмосферний тиск знизився на одиницю (на  $1\text{ гПа}$ ). У нижньому шарі атмосфери барометричний ступінь дорівнює  $14,5\text{ м}$ , а в середньому для атмосфери –  $8\text{ м}$ . Знаючи барометричний ступінь і різницю тисків на вершині гори і на її підшві, можна знайти її приблизну висоту (барометричний ступінь помножений на різницю тисків).

Швидкість вітру залежить від баричного градієнта. *Баричний градієнт* – це різниця тиску між двома точками, які знаходяться одна від одної на відстані одного градуса дуги меридіану (тобто, на відстані  $111\text{ км}$ ) у тому напрямку, в якому тиск знижується. Величина баричного градієнта, як правило, незначна – на кожні  $111\text{ км}$  тиск змінюється не більше як на  $1\text{ гПа}$ , лише іноді на  $2 - 3\text{ гПа}$  ( $2 - 3\text{ мм рт. ст.}$ ).

Над землею атмосферний тиск постійно змінюється, але є місця, де він залишається постійним або цілий рік, або протягом тривалого часу. Місця з підвищеним і зниженим тиском називаються *центрами дії атмосфери*. У зв'язку з цим виділяють *баричні максимуми* і *баричні мінімуми*. Розподіл атмосферного тиску у просторі над поверхнею Землі і зміна його в часі називається *баричним полем*. Наочно баричне поле зображується *ізобарами* – лініями, які на карті з'єднують пункти з однаковим тиском.

У субтропіках протягом року виражені підвищені тиски. Влітку повітря над материками дуже нагрівається і тиск тут стає зниженим, порівнюючи з холодними районами, особливо з океанічними. Тому у субтропічних районах океанів цілий рік знаходяться баричні максимуми: Північноатлантичний або Азорський, Північнотихоокеанський або Гавайський, Південноатлантичний, Південнотихоокеанський і Південноіндійський. Існує також Антарктичний максимум завдяки низьким температурам над материком.

Крім постійних існують і сезонні або зворотні центри дії атмосфери, в яких взимку тиск високий, а літом низький. Це Східносибірський, Австралійський і Південноафриканський максимуми взимку, а влітку – мінімуми. Постійні баричні мінімуми – Ісландський і Алеутський.

На 60 – 65 паралелях обох півкуль знаходяться зони зниженого тиску; особливо добре вони виражені між Антарктидою і південними частинами Австралії, Африки і Америки.

Повітря рухається із місць з високим атмосферним тиском у місця з низьким тиском. Різниця у тисках виникає завдяки нерівномірному розподілу температур повітря, а це, у свою чергу, залежить від характеру підстилаючої поверхні. Рух повітря у горизонтальному напрямку називають *вітром*.

Вітер характеризується швидкістю, силою і напрямком. Швидкість вітру вимірюють у метрах за секунду (м/с) або у балах. Зараз для оцінки сили вітру використовують міжнародну 17-бальну шкалу Бофорта, прийняту у 1806 році, яка спочатку була 12-бальною, оскільки сучасні прилади дозволяють визначати швидкість вітру, яка перевищує 200 км/год. (таблиця 3).

Таблиця 3. Міжнародна шкала вітрів за Бофортом.

Бал	Назва вітру	Швидкість вітру, м/с
0	Штиль	0 – 0,5
1	Тихий	0,6 – 1,7
2	Легкий	1,8 – 3,3
3	Слабкий	3,4 – 5,2
4	Помірний	5,3 – 7,4
5	Свіжий	7,5 – 9,6
6	Сильний	9,7 – 12,4
7	Міцний	12,5 – 15,2
8	Дуже міцний	15,3 – 18,2
9	Шторм	18,3 – 21,5
10	Сильний шторм	21,6 – 25,1
11	Жорстокий шторм	25,2 – 29
12	Ураган	30 і більше
13	–	37,2 – 41,4
14	–	41,5 – 46,1
15	–	46,2 – 50,8
16	–	50,9 – 55,6
17	–	більше 55,7

Швидкість вітру залежить від різниці тиску повітря між двома місцевостями, тобто, чим більший баричний градієнт, тим більша швидкість вітру. На швидкість вітру впливають тертя і густина (щільність) повітря. Чим менша густина повітря, тим швидкість вітру більша. Максимальна швидкість вітру біля Землі спостерігається о 13 – 14 год., мінімальна – вночі. Найбільша середньорічна швидкість повітря спостерігається на узбережжі Антарктиди – 22 м/с, а іноді може досягати 100 м/с.

Сила вітру визначається тиском, який створює рухоме повітря на предмети. Вимірюють її в Ньютонах на  $1\text{ м}^2$  ( $\text{Н/м}^2$ ). Сила вітру залежить від швидкості: чим більша швидкість, тим більша сила вітру.

Напрямок вітру визначається положенням тієї точки горизонту, від якої він дме. Для позначення напрямку вітру горизонт ділять на 16 румбів (румб – напрямок до точки видимого горизонту відносно сторін світу). Напрямок вітру залежить від напрямку баричного градієнта, відхиляючої сили обертання Землі, тертя і відцентрової сили.

В області зниженого тиску (баричний мінімум) рух повітря здійснюється вздовж ізобар проти годинникової стрілки у північній півкулі і за стрілкою – у південній. В області підвищеного тиску (баричний максимум) повітря може рухатись вздовж ізобар, але вже у зворотному напрямку: у південній півкулі – проти годинникової стрілки, а у північній – за стрілкою.

За напрямком вітру можна судити про розподіл областей підвищеного і зниженого тиску. Якщо стати спиною до вітру, то у північній півкулі найнижчий тиск буде зліва і дещо попереду, а найвищий – справа і дещо ззаду.

Крім румбів напрямок вітру визначають азимутом – курсом між напрямком вітру і північним напрямком.

Напрямок і швидкість вітру визначають флюгером та анемометром. Наочну уяву про режим вітру за багато років, сезон, місяць дають векторні діаграми, які називаються *розами вітрів*. Від центра діаграми розходяться лінії, які відповідають основним і проміжним сторонам горизонту. На лінії відкладають відрізки повторюваності вітрів. Кінці відрізків з'єднуються, в результаті одержують фігуру, яка і називається розою вітрів.

Неоднорідність і різний ступінь нагрівання підстилаючої поверхні викликає виникнення місцевих вітрів. Найпоширенішими є бризи, фени, суховії.

*Бризи* – берегові вітри, які змінюють напрямок протягом доби два рази: вдень вони дмуть із водної поверхні на сушу (морський бриз), вночі – із суші на море (береговий бриз). За силою денний бриз переважає нічний. Виникнення бризів пов'язане з тим, що вдень повітря над водою має нижчу температуру, ніж над сушею. У зв'язку з цим, вдень над водою повітря важче, тому тут тиск вищий, – вітер дме з води на сушу. Вночі повітря над сушею стає важчим, бо охолоджується швидше, ніж над водою, тиск стає більшим і вітер дме із суші на море.

*Фени* спостерігаються у горах. Це теплі сухі вітри, які дмуть по схилу гори. Утворюються фени в умовах значної різниці тиску на протилежних схилах гір. Якщо на лівому схилі гори тиск підвищений, а температура повітря +10 °С, то повітря піднімається в гору і через кожні 100 м знижує свою температуру на

0,6 °C, віддаючи і вологу. На висоті 3 км температура знизиться на 18 °C, тобто знизиться до -8 °C. З вершини по протилежному схилу холодне повітря побіжить вниз, через кожні 100 м підвищуючи температуру на 1 °C (сухе повітря). Біля підшви температура повітря буде +22 °C. Цей потік сухого повітря з високою температурою і буде феном. Весною фени викликають швидке танення снігу, підйом рівня річок або викликають снігові лавини.

*Суховії* – сухі і жаркі вітри, в яких вологість повітря знижується до 10 %. Вони викликають „захват” рослин, який полягає в тому, що рослини втрачають воду і висихають на корені.

Крім вітрів, які мають непостійний напрямок, в атмосфері існує загальна її циркуляція, під якою розуміють систему повітряних течій, в результаті якої здійснюється обмін великих мас повітря в горизонтальному і вертикальному напрямках. Циркуляція атмосфери відіграє величезну роль у тепло- і водообігах, у формуванні погоди і клімату.

Першопричина циркуляції – нерівномірність нагрівання земної поверхні сонячними променями, яка зв’язана з кулястістю Землі і її річним рухом, та неоднаковим характером підстилаючої поверхні. Наслідком нерівномірного нагрівання є різниця тиску, яка і викликає рух повітря.

Зональний розподіл тепла приводить до того, що баричний градієнт найчастіше направлений таким чином, що виникає західний перенос атмосфери: у помірних широтах в усій тропосфері спостерігається західний перенос, у полярних і тропічних областях у верхній частині тропосфери західний перенос, а в нижній – східний, який характерний також для всієї тропосфери екваторіальної зони.

У тропічних широтах (смуга між 20° – 40° північної і південної широти) протягом року високий тиск, а в екваторіальних широтах (вздовж екватора до 10° північної і південної широти) знижений тиск, тому постійні потоки повітря будуть направлені від тропіків до екватора. Ці постійні вітри називаються *пасатами*, тобто здійснюється пасатна циркуляція. Однак пасати проявляються лише у тропосфері до висоти 1 – 2 км. На півдні Північної Америки їх немає,



так само як і на півночі Австралії.

На відміну від пасатів, які мають постійний напрямок (у північній півкулі північно-східний, а у південній – південно-східний), *мусони* аналогічні бризам, але мають триваліший період дії: вони змінюють свій напрям у залежності від зміни пір року. Мусони охоплюють значні площі, але у них невелика вертикальна потужність. Мусони викликаються зміною атмосферного тиску і спостерігаються над континентами та океанами. Мусони бувають екваторіальними (тропічними) і позатропічними.

Тропічні мусони виникають у зв'язку з відмінністю температур північної і південної півкуль протягом року. У січні, коли на північ від екватора стоїть зима, холодні маси повітря рухаються у південну півкулю, а у липні – із південної півкулі у північну.

Мусони здійснюють обмін повітря між півкулями. Зона їх дії лежить між 20° північної широти і 15° південної широти. До неї належать Внутрішня Африка, над якою проходить обмін повітря між територіями, які лежать на південь і на північ екватора, середні частини Тихого і Атлантичного океанів і північна частина Індійського океану.

До загальної циркуляції атмосфери належать області зниженого і підвищеного тиску – *циклони* і *антициклони*. У циклоні баричний градієнт направлений до центру, а в антициклоні – від центру, з циклоном пов'язана хмарна погода, а з антициклоном – безхмарна.

Позатропічні мусони утворюються у тому випадку, коли є великий контраст температур між сушею і морем та відбувається взаємодія баричних мінімумів і максимумів. У таких випадках зимою вітер дме з суші на море, а літом – з моря на сушу. Такі мусони характерні для Східної і Південно-Східної Азії, а також для Аляски.

### *Погода і клімат*

*Погода* – це фізичний стан нижнього шару атмосфери у тому чи іншому місці у даний момент часу, який характеризується метеорологічними елементами – температурою, тиском, вологістю, напрямком і швидкістю вітру,

хмарністю, видом та інтенсивністю опадів, а також звуковими й електричними явищами. Всі метеорологічні елементи тісно взаємозв'язані між собою. Зміна температури викликає зміну тиску, вологості, хмарності та інших явищ. Зміна погоди у часі і просторі – характерна її особливість. Досить часто протягом доби вона змінюється декілька разів.

Причин зміни погоди багато, але у першу чергу мінливість її залежить від того, що всі явища проходять у рухливій, газоподібній атмосфері. По-друге, погода – це результат складної взаємодії сонячної радіації та циркуляції атмосфери з підстилаючою поверхнею.

Нерівномірність нагрівання залежить від географічної широти місця, а також різноманітності підстилаючої поверхні: південні схили гір і підвищень нагріваються сильніше, ніж північні, вода нагрівається повільніше, ніж суша і т. д. Різкі зміни погоди найчастіше викликаються зміною повітряних мас.

*Повітряна маса* – величезний рухомий об'єм повітря з певними фізичними властивостями: температурою, густиною, вологістю, прозорістю.

Нижні шари атмосфери, стикаючись із підстилаючою поверхнею, набувають деяких її властивостей. Над теплою поверхнею формуються теплі повітряні маси, над холодною поверхнею – холодні. Крім того, у нижніх шарах атмосфери є водяна пара.

У залежності від того, де маси повітря формуються, їх поділяють на арктичні, помірні, тропічні, екваторіальні. Крім того, кожна з них поділяється на морську і континентальну.

Над холодними просторами Арктики формується *арктична повітряна маса* – холодна, суха, з великою прозорістю і густиною.

У помірні широти поступають і арктичні і тропічні маси, з яких формується повітря помірних широт, яке ще називають *бореальним*. Якщо формування повітряної маси проходить над океаном, то повітряна маса називається *морською*. Зимом ця повітряна маса дуже волога і тепла, а літом прохолодна. У тропічних широтах в умовах підвищеного атмосферного тиску та надлишку сонячної радіації формується *тропічна повітряна маса*. Ця маса має низьку

відносну вологість, вона щільна, з високими температурами. Якщо вона виникає над океаном (зокрема, в Азорському максимумі) її називають морською, вона трохи вологіша; якщо формується над материками – континентальна, яка має низьку відносну вологість, високі температури і високий ступінь запиленості.

В екваторіальному поясі в умовах зниженого тиску і високої вологості формується *екваторіальна повітряна маса*. Оскільки екваторіальний пояс на материках вкритий лісами, які випаровують води не менше, ніж океан, морська і континентальна повітряні маси відрізняються слабо.

Україна розташована у помірному поясі, тому тут переважає морська помірна повітряна маса.

Межі поділу різнорідних повітряних мас називають *кліматичними фронтами*, а лінії перетину фронтів з поверхнею земної кулі – *лініями фронтів*.

Між арктичними і помірними масами повітря проходить арктичний фронт, між помірними і тропічними – фронт помірних широт (полярний фронт). Тропічне повітря відділяється від екваторіального тропічним фронтом.

*Теплі маси* – це маси, які надходять у даний район і починають охолоджуватись, нагріваючи поверхню і повітря, тобто приносять потепління. Холодні маси приносять похолодання.

Теплі і холодні маси повітря постійно взаємодіють між собою, утворюючи атмосферні фронти. Якщо тепла маса повітря наступає на холодну, то утворюється теплий фронт. А якщо холодне повітря, як більш важке підтікає під тепле і витісняє його, то це холодний фронт. Якщо виникає холодний фронт, утворюються хмари і випадають опади – сніг або дощ.

*Циклони* – вихрові атмосферні збурення, пов'язані із зниженим тиском, а *антициклони* – з підвищеним. В антициклонах переважає сонячна суха і тепла погода влітку і холодна взимку. У центрі антициклону вітру або немає, або він слабкий, а на периферії може бути значним. Діаметр циклонів 1000 – 3000 км. Характерна особливість їх розвитку – натікання теплого повітря на холодне, його піднімання. Тепле повітря піднімається, охолоджується, тому виникають

хмари, можуть випадати опади, причому, не такі значні, як при холодному фронті.

Під *кліматом* розуміють багаторічний режим погоди, який залежить від географічних умов даної місцевості. Формування клімату залежить від багатьох чинників, перш за все від географічної широти місцевості. Широта місцевості визначає кут падіння сонячних променів, а значить кількість тепла, яке надходить від Сонця. Кількість тепла залежить від характеру підстилаючої поверхні та від розподілу суші і води. На формування клімату впливають рельєф, океанічні течії і ґрунтово-рослинний покрив.

З давніх часів люди намагались знайти основні закономірності розподілу кліматів Землі. Тепло на земній поверхні розподіляється зонально, тому і клімати на Землі розподілені зонально.

На основі типів повітряних мас, їх формування і зміни при переміщенні під впливом підстилаючої поверхні вчений Б. П. Алісов розробив класифікацію кліматів земної кулі. У залежності від цих чинників він виділив такі кліматичні пояси:

- екваторіальний;
- два тропічних;
- два помірних;
- два полярних (арктичний і антарктичний);
- два субекваторіальні;
- два субтропічні;
- два субполярні (субарктичний і субантарктичний).

Клімат має значний, якщо не вирішальний, вплив на розвиток географічної оболонки. Він впливає на річки, рослинність, тваринний світ і ґрунти. В областях, де земна поверхня отримує багато тепла і вологи, ростуть вологі вічнозелені ліси. Області, які знаходяться біля тропіків, тепла одержують майже стільки ж, скільки і на екваторі, а вологи значно менше, тому вони покриті бідною пустинною рослинністю. Значна частина Євразії вкрита хвойними лісами, які пристосувались до холодного клімату: тривалої зими,

короткого літа з помірними температурами.

Кліматичні умови впливають на формування різних типів річок за живленням, різних типів ґрунтів. У залежності від клімату розвиваються галузі сільського господарства.

В історії розвитку землі клімат постійно змінювався. Цей процес триває і зараз. У давні епохи в Арктиці і Антарктиці клімат був теплим, вологим, про що свідчать поклади вугілля.

### *Вода в атмосфері*

В атмосфері завжди є певна кількість води. Вона поступає в атмосферу в результаті випаровування з поверхні Світового океану, морів, озер, боліт, річок. Випаровується вона також з поверхні суші, снігового покриву і льодовиків. У величезній кількості випаровують воду рослини: поверхня лісу може випарувати води не менше, ніж поверхня водоймища. Одночасно в атмосфері міститься близько 519 тис. км<sup>3</sup> води у вигляді водяної пари, що відповідає шару води в один метр на всій поверхні Землі або 1,25 метра на поверхні океану.

Вміст пари в атмосфері залежить від температури. Чим вища температура повітря, тим більше води у ньому утримується. Кількість водяної пари, яка утримується в повітрі, не безмежна. Наступає певна межа, коли повітря стає насиченим водяною парою, причому зміна температури приводить до зміни кількості пари, при якій відбувається насичення. Температура, при якій повітря переходить до насичення, називається точкою роси.

Пружність водяної пари в повітрі вимірюють у гектопаскалях або в мм рт. ст. Максимальна пружність водяної пари при -40 °С дорівнює 0,1 гПа; при -20 °С – 1,3 гПа; при 0 °С – 6,1 гПа; при +10 °С – 12,3 гПа; при + 20 °С – 23,4 гПа; при + 40 °С – 73,7 гПа, тобто в діапазоні температур від - 40 °С до + 40 °С кількість водяної пари у повітрі збільшується в 737 разів.

Чим більше в атмосфері водяної пари, тим більша її пружність. Кількість водяної пари, яка міститься у повітрі при даній температурі, називають *абсолютною вологістю (a)*. Практично вона виражається у грамах водяної пари на 1 м<sup>3</sup>, чисельно рівна парціальному тиску пари в гПа або мм і визначається за

допомогою психрометрів.

Для характеристики вмісту вологи в атмосфері користуються *відносною вологістю* ( $r$ ) яка є відношенням абсолютної вологи ( $a$ ) до пружності водяної пари, яка насичує повітря при даній температурі ( $A$ ). Вона виражається у %:

$$r = \frac{a}{A} \cdot 100\% \quad (4).$$

Якщо в  $1 \text{ м}^3$  повітря при температурі  $15 \text{ }^\circ\text{C}$  міститься  $10,9 \text{ г}$  водяної пари, а повне насичення (точка роси) настає при  $12,3 \text{ г/м}^3$ , то відносна вологість буде:

$$r = \frac{10,9}{12,3} \cdot 100\% = 84,5\% \quad (5).$$

Якщо повітря досягає повного насичення водяною парою, відносна вологість дорівнює  $100 \%$ . Відносна вологість повітря перебуває в оберненій залежності від температури: чим вища температура, тим нижча відносна вологість повітря. У зв'язку з цим протягом доби спостерігається максимум відносної вологості перед сходом Сонця і мінімум її – після обіду, а у північній півкулі зимою відносна вологість найбільша, влітку найменша. Протягом року у найхолодніший день спостерігається найвища відносна вологість, а у найтепліший – найнижча. У полярних країнах відносна вологість висока, бо там низькі температури, а у тропічних країнах з високою температурою – найнижча. В екваторіальному поясі відносна вологість також висока бо високого значення досягає абсолютна вологість. На березі Білого моря річна відносна вологість перевищує  $80 \%$ , а у Сахарі вона становить лише  $25 \%$ .

Перетворення водяної пари у рідину називається *конденсацією*, а перехід пари у твердий стан – *сублімацією*. І конденсація, і сублімація відбуваються при зниженні температури.

Конденсація пари починається з настанням точки роси (рис. 8), тобто тоді, коли повітря повністю насичується водяною парою і не може утримувати її у завислому стані. Стан насичення може наступати при позитивних температурах (водяна пара переходить у рідину – утворюється роса), і при негативних – тоді

проходить сублімація і пара перетворюється в іній або паморозь, причому сублімація може проходити і тоді, коли відносна вологість нижча 100 %.

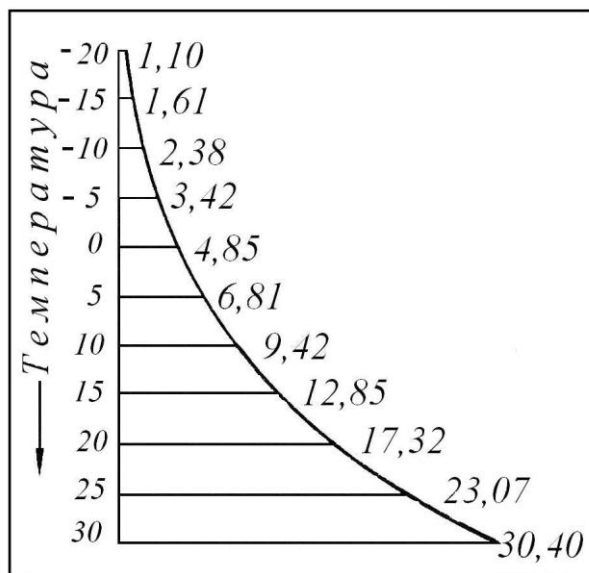


Рис. 8. Маса водяної пари (г/м<sup>3</sup>), при якій настає насичення повітря при різних температурах.

Біля земної поверхні і в атмосфері конденсація проходить неоднаково, причому конденсація в атмосфері має більше значення. Коли конденсація проходить при контакті повітря з поверхнею твердих предметів, які мають нижчу температуру, ніж повітря, проходить утворення роси, інею або паморозі.

*Роса* – найпоширеніший вид конденсації. Вона утворюється при охолодженні повітря, коли воно втрачає можливість утримувати вологу у вигляді пари. Стикаючись з холодними предметами (трава, гілки, листя), повітря охолоджується ще сильніше і пара конденсується у вигляді крапель роси. Особливо значні роси утворюються в серпні, бо наступають прохолодні ночі. При холодному повітрі і сильному вітрі роса не випадає. Роса не випадає також і тоді, коли немає значного коливання температур між днем і ніччю. Це особливо часто спостерігається перед дощем і невинпадання роси може бути провісником дощової погоди.

*Іній* утворюється у тих випадках, коли сублімація проходить при температурах нижчих за 0 °С; при цьому на холодних предметах осідають

кристали льоду, які міцно тримаються.

*Паморозь* буває під час сильних морозів, коли у повітрі багато дрібних кристалів льоду і вони осідають на предмети у вигляді нальоту, який легко струшується.

При інверсіях температури, коли нижчі шари атмосфери холодніші ніж верхні, з яких іде дощ, спостерігається *ожеледь*. Краплі дощу, попадаючи з верхніх теплих шарів повітря на охолодженні мінусовими температурами предмети, замерзають, покриваючи їх шаром льоду.

У вільній атмосфері конденсація проходить не так, як на поверхні, бо там не завжди є можливість конденсації. Конденсація у атмосфері приводить до утворення туману і хмар.

З підняттям угору повітря охолоджується і наближається до точки роси, але конденсація проходить лише тоді, коли в повітрі, є ядра конденсації – тверді частинки пилу або диму розміром 0,02 мм, або заряджені частинки – іони.

*Туман* – це скупчення продуктів конденсації у вигляді дрібних крапель води, які підвішені у повітрі безпосередньо над землею. Тумани так знижують видимість, що навіть яскраві предмети стають невидимими. За причинами, які їх викликають, тумани поділяються на радіаційні і адвентивні.

*Радіаційні тумани* найчастіше утворюються над низинами, болотами, у місцях, які багаті рослинністю, над річками. Досить часто тумани виникають над великими містами. Дрібні краплі води утворюються на крупних твердих частинках, які викидаються з труб фабрик і заводів. Часто ці частинки або ядра конденсації є отруйними хімічними сполуками, які діють на дихальну систему людини. Такі отруйні тумани називають смогами. Смоги особливо характерні для Великобританії. У 1952 р. в Лондоні протягом 5 діб від смогу загинуло 4000 жителів і 10000 жителів одержали значні дози отруєння. Спостерігаються смоги і в інших великих містах – Нью-Йорку, Токію, Лос-Анджелесі, Чикаго, Москві.

*Адвентивні тумани* утворюються тоді, коли зустрічаються маси повітря з різною температурою і проходить конденсація. Якщо конденсація здійснюється



на значній висоті, то утворюються хмари. При утворенні хмар проходить і сублімація.

Хмари складаються з найдрібніших краплин води і кристалів льоду, в окремих випадках із тих і інших разом. Елементи хмар такі дрібні, що можуть підтримуватися в атмосфері при незначних висхідних потоках повітря (розміри частинок менші 0,001 – 0,0001 мм).

Форми хмар дуже різноманітні. З метою вивчення їх класифікують в окремі групи. У сучасній класифікації враховуються висота і форма хмар. За висотою всі хмари ділять на чотири родини:

- хмари нижнього ярусу – від 200 до 2000 м;
- хмари середнього ярусу – від 2000 до 6000 м;
- хмари верхнього ярусу – більше 6000 м;
- хмари вертикального розвитку – від 500 до 9000 м.

Кожній родині відповідають окремі роди або форми хмар. Їх виділяють десять.

*Верхньому ярусу* відповідають 3 роди форм хмар: перисті, перисто-шаруваті, перисто-купчасті. Всі три роди хмар складаються з кристаликів льоду, вони білого кольору, перисті, мають шовковий блиск. Перисті хмари – ознака непогоди, яка наближається.

*Середньому ярусу* відповідають два роди: висококупчасті, які складаються з крапель води і знаходяться на висоті 2 – 6 км, і високошаруваті, які складаються з крапель води і кристалів льоду.

*Нижньому ярусу* відповідають три роди хмар: шаруваті, які складаються лише з крапель води, шарувато-дощові, які складаються з крапель води і кристалів льоду і шарувато-купчасті, які складаються з крапель води.

Хмарам *вертикального розвитку* відповідають купчасті хмари, які знаходяться на висоті від 0,5 до 5 км, тобто потужність їх до 5 км, і складаються з крапель води, а також купчасто-дощові хмари на висоті 1 – 9 км, які складаються з крапель води і кристалів льоду. Останні хмари – джерело снігів взимку і сильних злив і граду – влітку.

Хмарність неба вимірюють окомірним методом і оцінюють десятибальною шкалою від 0 до 10 балів. 0 означає повну відсутність хмар, 1 бал – хмарами покрита десята частина неба і т. д.

Хмарність на Землі розподіляється зонально. В екваторіальних областях хмарність становить більше 7 балів, у тропічному – лише 1 – 2. В Асуані середня річна хмарність 0,4 бала – це найсонячніше місце на Землі. Найбільша хмарність спостерігається на березі Білого моря – 8,8 бала. До полюсів хмарність дещо знижується.

Під *атмосферними опадами* розуміють воду в твердому або рідкому стані, яка випала із хмар у вигляді дощу, снігу, граду. Не з усіх хмар випадають опади, а тільки із високошаруватих, шарувато-дощових і купчасто-дощових. Хмарні елементи дуже малі, а для утворення опадів необхідне збільшення їх до таких розмірів, щоб вони могли подолати силу висхідних потоків і випасти на поверхню Землі. Дощі бувають облогові (йдуть декілька годин або навіть діб), і зливні – значний короткочасний дощ. Укрупнення хмарних елементів проходить тоді, коли хмари складаються з крапель води, кристалів льоду і переохолодженої води. Тоді процес укрупнення проходить швидко. Утворюються крупні краплини або кристали, які під дією сили тяжіння випадають із хмар.

*Снігова крупа* – кулясті снігові грудочки діаметром від 2 до 5 мм білого кольору, досить м'які. Вона утворюється тоді, коли сніжинки з верхньої частини хмар опускаються в шар, де дуже багато дрібних переохолоджених крапель, швидко ростуть, перетворюються у крупу і падають на Землю.

*Град* – особлива форма льодових опадів, які випадають у теплу пору року при грозах із купчасто-дощових хмар. Кожна градинка складається із непрозорої снігової серцевини – ядра, яке вкрите концентричними оболонками. Величина градин коливається від горошини до курячого яйця. Крупинки льоду в хмарах попадають у висхідні потоки і піднімаються вгору, а потім падають. Коли градинка знаходиться у верхній частині хмари, яка складається з кристалів льоду, ріст її проходить спокійно, а коли вона падає вниз, в область

переохолодженої води, вона швидко вкривається льодяною оболонкою. Град найчастіше спостерігається у гірських областях, хоча буває і на рівнинах. Він завдає значних збитків.

Кількість опадів, які випали, вимірюють дощоміром або опадоміром.

Дощомір – металеве відро циліндричної форми, висотою 40 см з площею дна 500 см<sup>2</sup>. У відрі є діафрагма, яка перешкоджає випаровуванню, і носик для виливання рідини у мірну склянку. Крупу, сніг, град попередньо розтоплюють. Дощомір захищають спеціальними пристосуваннями. Встановлюють його на висоті 2 м, як і термометр.

Опадомір Третьякова має аналогічну будову, але площа дна 200 см<sup>2</sup>, а захист від завихрень складається із 16 пластин.

Запас води у снігу визначають за товщиною снігового покриву і за його щільністю.

Максимум опадів припадає на екваторіальну зону у межах 17° – 20° північної і південної широти, бо тут найвищі температури і найбільше випаровування. Кількість опадів складає 1 – 2 тис. мм. Там, де пасати сходяться з горами, кількість опадів збільшується до 5 – 7 тис. мм, а на схилах гори Камерун – 9 тис. мм. У Черапунджі (Індія) опадів випадає у середньому 11650 мм, а рекорд – 23 тис. мм.

Найсухіші області спостерігаються у межах 20° – 32° північної і південної широт, де дмуть пасатні вітри. Тут знаходяться Лівійська пустиня, пустиня Атакама (Чилі).

З 32° до 60° північної і південної широт кількість опадів збільшується, але не так, як в екваторіальній зоні.

Відношення кількості опадів, які випали за певний період, до величини випаровування за такий самий період називається *коефіцієнтом зволоження*. У пустинях коефіцієнт зволоження становить лише 0,1, тобто випаровується вологи більше, ніж випадає. В тундрі опадів випадає менше, ніж у пустині, але коефіцієнт зволоження дорівнює 1,5, бо тут дуже незначне випаровування.

## РОЗДІЛ IV. Гідросфера

### *Властивості води*

*Гідросфера* – це вся хімічно не зв'язана вода на Землі у рідкому і твердому стані (пара атмосфери – складова повітря). Вода – найпоширеніший на Землі мінерал, що є космічною особливістю планети. Об'єм води на Землі остаточно не визначено; однак реально встановлено об'єм розвіданих запасів води – 1500 млн. км<sup>3</sup>. Більша частина її зосереджена в океанах (94 %). У земній корі міститься 4 % всіх запасів води; льодовики Антарктиди, Арктики і льодовики гір містять 1,65 % запасів води планети. Із загальних запасів води на Землі на прісну воду припадає близько 2 %, вся інша вода – солоня.

Вода – незвичайна речовина на Землі, якій властиві ряд аномалій. Хімічно чиста вода (H<sub>2</sub>O) – єдиний мінерал, який у природних умовах існує одночасно в трьох фазах – твердій, рідкій і газоподібній.

Молекула води складається з двох атомів водню і одного атома кисню. Але в склад молекули можуть входити різні ізотопи кисню і водню. Можливих комбінацій поєднання ізотопів водню і кисню у молекулі існує 18. Не всі вони ще одержані і властивості їх ще не відомі. Якщо ж у молекулі води водень замінити більш важким його ізотопом – дейтерієм, то одержують так звану „важку воду”, яка є мертвою. Така вода не угамовує спрагу, вона не вбирається коренями рослин. Кожна тонна океанічної води містить 165 г важкої води, причому у фіордах Норвегії вміст її значно більший. Важку воду використовують у ядерних реакторах для сповільнення нейтронів, а також для приготування матеріалу для атомної зброї.

Вода має властивість проникати скрізь, а розчини її завдяки осмотичному тиску – і через органічні перегородки – оболонки клітин, кровоносних судин, травного тракту. У зв'язку з рухливістю вода діє і як транспортний засіб: з нею переміщуються величезні маси речовин у надрах і на поверхні Землі.

Усі тіла при переході з рідкого стану в твердий ущільнюються, а лід стає легшим. Ця властивість води має виключне значення. Лід через меншу питому масу лишається на поверхні і, маючи погану теплопровідність, перешкоджає

промерзанню водної товщі і загибелі в ній живих організмів. Так само й сніг захищає ґрунт від глибокого промерзання.

Найбільшу густину прісна вода має при 4 °С. Але температура найбільшої густини залежить від солоності: чим солоність більша, тим нижча температура найбільшої густини морської води. Замерзання її також залежить від солоності: чим вона більша, тим температура її замерзання нижча (табл. 4).

Таблиця 4. Залежність точки замерзання води і її найбільшої густини від солоності.

Температура	Прісна вода	Солоність				
		16 ‰	20 ‰	24,7 ‰	30 ‰	40 ‰
Точки замерзання	0°	-0,5°	-1,1°	-1,33°	-1,6°	-2,2°
Найбільшої густини	+4°	+1,9°	-0,3°	-1,33°	-2,5°	-4,5°

З таблиці видно, що температура найбільшої густини зменшується при збільшенні солоності повільніше, ніж температура замерзання, і тільки при солоності 24,7 ‰ вони збігаються. При подальшому збільшенні солоності температура найбільшої густини води завжди нижча, ніж температура замерзання. Це означає, що така вода, охолоджуючись, стає гущішою і опускається, а на поверхню піднімається вода тепліша. З цієї причини глибокі озера високої солоності промерзають до дна.

При замерзанні вода розширюється і її об'єм збільшується на 10 %. При цьому вона розширюється з такою силою, що розривається навіть металева посудина. Лід при низьких температурах зменшується в об'ємі. Цим пояснюється наявність тріщин у льоду на озерах у суворих кліматичних умовах (на Байкалі).

Вода має найбільшу теплоємність з усіх відомих у природі тіл, за винятком водню і рідкого аміаку. При цьому теплоємність води з підвищенням температури спочатку зменшується і досягає мінімуму при 30 °С, а потім знову зростає. Теплоємність льоду вдвоє менша від теплоємності води.

Теплопровідність чистої води дуже мала, тому нагрівання води у водоймах відбувається в основному переміщенням.

Поверхневий натяг води найбільший серед усіх інших рідин. Плівка на поверхні води відіграє роль в утворенні хвиль; поверхневий натяг зумовлює капілярні властивості води – здатність підніматись у порах породи.

Вода – універсальний розчинник. У природі немає чистої води. Майже все, що потрапляє у воду, розчиняється в ній (за винятком жирів і деяких мінералів). Тому будь-яка вода, не тільки морська, а й річкова і навіть дощова, – фактично розчин різних солей. Як розчинник, вода сприяє обміну речовин між середовищем і організмами та забезпечує існування їх. Чиста вода шкідлива для організмів, а з певною мінералізацією сприятлива для життя. Не випадково склад солей крові близький до складу солей морської води, у якій зародилося життя. Організм людини містить близько 65 % води. Деякі жителі морів на 95 – 98 % складаються з води (медузи).

До аномалій води належать також висока температура кипіння (100 °С) і низька температура замерзання (0 °С), бо теоретично розраховано, що вода повинна мати нижчу температуру кипіння (біля 85 °С) і вищу температуру замерзання.

У питанні про походження води немає єдиної точки зору. Утворення води на Землі пов'язане з походженням планети. Вода входила до складу речовини, з якої формувалася Земля. Метеорити містять фізично зв'язану воду. У процесі розвитку планети вода поступово виділялася з надр і збільшувала гідросферу.

Існує гіпотеза, що вода утворюється у верхній мантії і виводиться на поверхню Землі вулканічною діяльністю. Сучасні вулкани викидають щорічно 40 – 50 млн. тонн води.

Вода утворювалася, можливо, і завдяки процесам дегідратації. Можливе утворення молекул води в атмосфері на висоті 80 – 100 км за рахунок потоків космічного випромінювання з атомів О і Н, проте приріст гідросфери при цьому мізерний. Вода з космосу надходить і з метеоритами, в яких її близько 0,5 %. Згідно з думкою академіка О. Ю. Шмідта вся вода Землі має лише

космічне походження – вона була занесена в період формування Землі у вигляді космічного льоду.

Мабуть, гідросфера на Землі утворилась всіма переліченими шляхами і, мабуть, не менше як 3 млрд. років тому. Вважають, що в нашу геологічну епоху об'єм води на Землі повільно збільшується, завдяки процесам дегазації магми. Проте процес цей не безмежний у часі, бо вичерпні кисень і водень.

Швидкому збільшенню об'єму гідросфери протидіють процеси фотосинтезу, в ході яких розкладається вода на кисень і водень, а також дифузія атомів водню у космос.

Протягом історії розвитку Землі змінювалась і площа гідросфери. Причин цього в основному дві: тектонічні рухи, які змінювали місткість океанічних улоговин або вертикальні рухи суші, а також зміни агрегатного стану певної частини води (евстатичні коливання рівня океану).

*Колообіг* – це процес обертання води у географічній оболонці, який зв'язує всі природні води. Основним енергетичними чинниками, що його зумовлюють, є сонячна радіація і сила земного тяжіння. Завдяки колообігу вода на Землі безперервно переміщується в просторі та здійснюється обмін речовин і енергії у природі. Материка дістають воду, що живить рослини і тварин, завдяки колообігу існують річки й озера, льодовики, підземні води та вода у повітрі. Колообіг – це сукупність процесів випаровування з океанів і суші (відповідно 86,5 % і 13,5 %), перенесення водяної пари над океанами і вглиб материків, конденсації її і випадання опадів та стоку вод з материків.

Випарувана з поверхні Землі вода врешті-решт повертається назад, замикаючи колообіг. Але залежно від просторів, які він охоплює, та складності розрізняють малий колообіг (внутрішньоматериковий) і великий.

Малий колообіг відбувається за схемою океан (випаровування) – атмосфера (конденсація) – океан (опад). Внутрішньоматериковий відбувається за такою ж самою схемою, тільки на суші: суша (випаровування, транспірація) – атмосфера (конденсація) – суша (опад). Великий колообіг ускладнений переходом води на материк, де вона проходить кілька етапів до повернення в

океан. Він відбувається за схемою: океан – атмосфера – суша – океан. Опали, що випали на сушу, частково, стікають по поверхні, частково, просочуючись у ґрунт, утворюють підземний стік, частину води з ґрунту забирають рослини, однак в результаті транспірації вона знову потрапляє в атмосферу. Ці процеси збалансовані на суші і в океанах. За певний тривалий час уся вода, яка випала на сушу у вигляді атмосферних опадів, випаровується і стікає в океан, замикаючи коло.

У малому колообігу бере участь більша кількість води (412 тис. км<sup>3</sup>), ніж у великому (107 тис. км<sup>3</sup>). Над океаном випадає менше вологи, ніж випаровується. Ця різниця (36 тис. км<sup>3</sup>) у вигляді річкового стоку щорічно стікає в океан. Отже, кількість випаровування і опадів однакова тільки для Землі в цілому. На суші опади перевищують випаровування. Середня річна кількість опадів і випаровування для Землі в цілому становлять 700 – 750 мм, випаровування – 450 – 500 мм, стік – 250 мм.

На випаровування з поверхні Землі 577 тис. км<sup>3</sup> води (над океаном випаровується шар води 1,24 м) витрачається майже 1/4 частина всієї сонячної енергії, яка надходить на Землю за рік. Затрачена на випаровування енергія вивільняється при конденсації пари в атмосфері. Отже колообіг води супроводжується перерозподілом теплової енергії на Землі та зв'язує водний баланс із тепловим.

Значення колообігу води на Землі полягає ще у зволоженні ґрунтів; з ним пов'язаний і поділ гідросфери на океаносферу і води суші.

Складний і довгий шлях води в колообігу змінює її хімічні і фізичні властивості. З поверхні океану випаровується в атмосферу хімічно чиста вода, а в океани і моря вода повертається з різними домішками, якими вона збагачується в атмосфері і на поверхні суші. Це приводить до зміни властивостей океанічної води.

Вода – цінний природний ресурс. Вона відіграє виключно важливу роль в процесах обміну речовин, які є основою органічного життя. Величезне



значення вода має в промисловому і сільськогосподарському виробництві. Загальновідома необхідність води для побутових потреб людей.

Вода – складова частина організму людини, тварин і рослин. Для багатьох живих організмів вода – середовище життя.

Здійснюючи колообіг у природі, вода бере участь у формуванні поверхні Землі. Вона руйнує, розчиняє і трансформує різні неорганічні речовини, сприяє відкладанню осадових порід і утворенню ґрунту.

Вода здійснює вплив на формування клімату і погоди, бо вирівнює річні і добові коливання температури.

Вода – джерело дешевої електроенергії. Моря і ріки використовуються як шляхи сполучення. З водоймами тісно пов'язане рибне господарство.

Для життя людство щорічно витрачає небагато води, близько  $4 \text{ км}^3$ . Багато води використовується для потреб промисловості – близько  $800 \text{ км}^3$ : для виробництва 1 т сталі витрачається  $300 \text{ м}^3$  води, 1 т хімічного волокна –  $2000 \text{ м}^3$ .

Ще більше води використовує сільське господарство – лише на зрошення необхідно близько  $2500 \text{ км}^3$  води за рік. Адже гектар зрошувальної землі кожної секунди „випиває” у середньому 1 л води. Для одержання однієї тонни пшениці необхідно  $1500 \text{ м}^3$  води, а однієї тонни бавовни –  $10000 \text{ м}^3$ .

Багато води витрачається на побутові потреби населення. Зараз у середньому по країні кожна людина витрачає більше 160 л води, хоча у різних районах цифри використання води коливаються в більший чи нижчий рівень у значних межах. Застосовують воду і з лікувальною метою.

Вода – велике багатство світу, це саме життя. Але запаси прісної води на нашій планеті далеко не безмежні, особливо прісної, яка придатна для всіх видів використання. Об'єм прісної води на планеті становить  $32,2 \text{ млн. км}^3$ , з них  $24,8 \text{ млн. км}^3$  або 77 % міститься у льодовиках Антарктиди, Арктики і гір.

Тому не випадково в наш час про воду говорять більш тривожно і наполегливо. Дефіцит чистої води для багатьох районів земної кулі став значною проблемою. Порівняно з величезною масою солоних вод запаси

прісної води, яка доступна і придатна для всіх видів використання, дуже незначні. Сучасний рівень промисловості, сільського господарства й побутові потреби людей вимагають величезної кількості прісної води і виникає диспропорція між використанням води і її доступними запасами. Для ліквідації дефіциту прісної води необхідно раціонально використовувати і охороняти наявні її запаси.

### *Світовий океан. Підземні води*

Безперервний водний простір на поверхні земної кулі називають Світовим океаном. Водна поверхня вкриває 3/4 площі планети. Між окремими частинами цієї безперервної поверхні води існує вільний обмін. Океани та їх моря з'єднані між собою за принципом сполучених посудин. За безперервність і спільність багатьох рис усі разом океани, за пропозицією Ю. М. Шокальського, названо Світовим океаном.

Проте за рядом особливостей Світовий океан не одноманітний і являє собою складне утворення. Океаносфера поділяється материками на океани, яких є чотири і які мають різну площу:

Тихий або Великий океан – 178684000 км<sup>2</sup>;

Атлантичний – 91655000 км<sup>2</sup>;

Індійський – 76175000 км<sup>2</sup>;

Північний Льодовитий – 14699000 км<sup>2</sup>.

Межі між океанами там, де немає материків, умовні з причин вільного переміщення вод. Межами між ними є материки і меридіани крайніх точок цих материків. Меридіан мису Горн (Південна Америка) служить межею між Тихим і Атлантичним океанами; меридіан мису Голчастий – межею між Атлантичним і Індійським океанами; меридіан мису Південний (на о. Тасманія) – межею між Індійським і Тихим океанами.

Кожний океан поділяється на моря, затоки й протоки. В основі їх поділу лежать гідрологічні особливості, ступінь відокремленості.

*Моря* – частини океанів, що вдаються в сушу або відокремлені від океану островами чи підводними височинами. Їх можна класифікувати за

розташуванням відносно суші або за ступенем відокремленості від океану і за особливостями гідрологічного режиму. За цими ознаками розрізняють такі типи морів: середземні, які розташовані в геосинклінальних областях між різними материками (Середземне, Червоне, Карибське моря); внутрішні, які лежать всередині материків (Балтійське, Біле, Чорне, Мармурове); напівзамкнуті, (Берингове, Північне, Охотське, Жовте, Андаманське, Японське); відкриті (Баренцове, Карське, Лаптевих, Росса); міжострівні (Яванське, Целебеське).

*Затоки* – частини океанів або морів, що вдаються в сушу. Залежно від походження, будови берегів, форми і розмірів їх називають бухтами, фіордами, губами, лиманами, лагунами. Різкої межі між морями і затоками провести не можна, тому що деякі затоки можна називати морями і навпаки.

*Протоки* – відносно вузькі частини Світового океану, що сполучають дві сусідні водойми (або частини океану, які розділяють материки або острови). Найширшою і найглибшою є протока Дрейка, найдовшою є Мозамбікська протока.

Поряд із загальними властивостями, які характерні для води, океанічна вода має свої властивості і склад.

Найважливіша особливість океанічної води – солоність. Із солей, які розчинені у морській воді, переважають хлориди – 88,7 %; 10,7 % припадає на сульфати, 0,37 % – на карбонати; 0,8 % – інші солі. Смак океанічної води гірко-солоний; солоні вода від NaCl, гірка – від MgSO<sub>4</sub> і MgCl<sub>2</sub>. В океаносфері зосереджено 48·10<sup>15</sup> тонн солей (всього у гідросфері – 5·10<sup>16</sup> тонн). Сіллю океанів можна вкрити сушу шаром 153 м завтовшки.

Солоність океанічної води вимірюється у проміле (‰). Ця величина показує, скільки грамів солі міститься в 1л води. Середня солоність океанічної води – 35 ‰, хоча у різних частинах океану солоність неоднакова. Вона залежить від співвідношення опадів і випаровування. В екваторіальному поясі поверхневі шари води дещо опріснені (менше 35 ‰), що пояснюється переважанням опадів над випаровуванням. У субтропічних і тропічних широтах солоність підвищена і досягає максимуму у відкритому океані. Тут

переважає випаровування над опадами, що підсилює концентрацію солей до 36,9 – 37,9 ‰.

Середня солоність окремих океанів різна. Найбільша вона в Атлантичному океані – 35,4‰, найменша у Північному Льодовитому океані – 32 ‰, в якого дуже мале випаровування і значний вплив прісних вод сибірських рік.

*Горизонтальні течії* Світового океану – це здебільшого постійні рухи великих мас води у певному напрямку смугами різної ширини потужністю у вертикальному напрямку в кілька сотень метрів. Є поверхневі і підповерхневі течії, які можуть викликатись тертям вітру об поверхню води (так звані фрикційні течії); є стічні (компенсаційні) течії, що виникають від різниці рівнів у зв'язку із нагоном води; іноді течії, зумовлені різницею густини води, яка пов'язана з різною температурою води. Основними є фрикційні течії, серед яких розрізняють тимчасові, викликані тимчасовими вітрами, і дрейфові, зумовлені постійними або переважаючими вітрами. Найбільше значення у циркуляції вод Світового океану мають дрейфові течії, які поділяються на „вимушені” (зумовлені вітром) і „вільні”, в яких вода рухається за інерцією.

Напрямок, конфігурація і швидкість морських течій дуже відрізняються. Вони залежать від різних чинників: напрямку і сили вітру, положення і обрисів материків, рельєфу дна. Звичайно, швидкість цих течій близько 3 км/год., хоча може досягати 6 км/год. і навіть 9 км/год.

Морські течії діляться на теплі, холодні і нейтральні, які відрізняються між собою температурами води і напрямком. Течії з напрямком від екватора – теплі, до екватора – холодні, нейтральні мають напрям уздовж паралелей. Проте холодні течії називаються так не тому, що несуть воду низької температури, а тому що її температура нижча, ніж температура навколишньої води. Так, вода холодної Перуанської течії біля Галапагоських островів має 22 °С, але це холодна течія, бо температура її води на 5 – 6° нижча від температури навколишніх вод. Вода теплої течії Гольфстрім, що заходить у Північний Льодовитий океан з Атлантичного, має подекуди температуру 2 °С, але це тепла течія, бо її температури вищі за температури навколишньої води.

Початком всіх поверхневих течій в Світовому океані служать пасати, які безперервно дмуть із швидкістю 30 – 40 км/год. із сходу на захід. Ці пасати утворюють дві паралельні Пасатних течії – Північну і Південну. Вони добре виражені в Атлантичному і Тихому океанах. В Індійському океані постійною є тільки Південна Пасатна течія. Північна тут заміщується Мусонною, напрямом якої змінюється відповідно до пір року.

Між Пасатними течіями у протилежному їм напрямку, з заходу на схід, проходить Міжпасатна (Екваторіальна) протитечія, яка за походженням є стічно-компенсаційною. В Атлантичному океані вона не постійно виражена.

Пасатні течії, доходячи до материків, роздвоюються і змінюють напрямок. В Атлантичному Південна Пасатна течія ділиться на дві: Бразильську і Гвіанську. Гвіанська течія сполучається з Північною Пасатною, що йде до Флориди. Її лівий край частково заходить у Мексиканську затоку. В ній нагромаджується вода, яка й дає початок Гольфстріму, який виходить з Флоридської протоки. У помірних широтах північної півкулі, на 40 – 50° пн. ш. води Гольфстріму утворюють Північноатлантичну течію, якій часто зберігають назву Гольфстрім. У цьому розумінні Гольфстрім є потужною течією, яка простягається від Мексиканської затоки до Шпіцбергена.

Значення течій дуже велике. Морські течії беруть участь у міграції (переселенні) рослин і тварин.

Крім цього, течії беруть участь у формуванні клімату. Гольфстрім робить клімат Європи м'яким і вологим. Холодні течії біля теплих берегів служать причиною сухого, пустинного клімату (Мавританія, Наміб і Атакама).

Життя у Світовому океані представлене найрізноманітнішими формами – від найдревніших до найсучасніших. Розміри живих організмів дуже різноманітні: від найдрібніших, видимих лише в мікроскоп, до найбільших, які мають довжину до 30 м, а масу до 150 тонн.

За пристосованістю до життя в океані живі організми поділяються на:

*бентос* – рослини і тварини, які живуть на дні морів і океанів, ведуть малорухливий спосіб життя;

*планктон* – організми, які не здатні активно рухатись, але й не прикріплені; основна маса планктону – одноклітинні водорості і бактерії, рачки, медузи; *нектон* – сукупність організмів, здатних до активного плавання на значні віддалі (риби і морські ссавці).

Різноманітність рослинного світу океану незначна – всього 10 тис. видів, у той час як на суші – 500 тис. видів. З них – 30 видів квіткових рослин, всі інші – водорості: діатомові, синьо-зелені, бурі, червоні. Рослини проникають на глибину лише до 200 м, куди попадає сонячне світло.

Різноманітність тварин у водах океану значно більша – 150 тис. видів. Тварини живуть у всій товщі води і поділяються на пелагічних і бентосних.

Тварини морів і океанів мають важливе значення у народному господарстві (рибний, крабовий, тюленячий промисел, добування молюсків, ракоподібних і т. д.).

Біологічні і геологічні ресурси океану величезні, але основною продукцією є риба, яка дає 85 % всього того, що добувають в океані.

За рік океан продукує 23 млрд. тонн риби, але щорічний світовий вилов становить лише 100 млн. тонн і переважно невеликої кількості видів. Урожай водоростей використовують на 0,05 %.

Океанічна вода містить майже всю періодичну систему елементів у розчиненому стані. Добування з води урану може мати промислове значення, а золота – ні. З води добувають сіль, йод, магній, бром, можна добувати залізо-марганцеві конкреції. Світовий океан – невичерпне джерело енергії у вигляді припливів і відпливів.

*Підземними* називаються води, які знаходяться у товщі гірських порід земної кори. Походження підземних вод подвійне. Вони утворюються в результаті просочування у ґрунт атмосферної вологи (вадозні води), або в результаті конденсації водяної пари, яка поступає з великих глибин у верхні, більш холодні шари (ювенільна вода, тобто така, яка вперше появилась).

За способом утворення підземні води поділяються на ґрунтові і міжпластові. Верхні шари підземних вод називаються ґрунтовими. Це

атмосферна волога, яка просочується через ґрунт до водонепроникного горизонту. Ґрунтові води утворюють перший від поверхні водоносний горизонт, що тримається на першому від поверхні водотривкому шарі, режим якого підлягає зовнішнім фізико-географічним умовам. Рівень ґрунтових вод у загальних рисах повторює рельєф поверхні.

У певних геологічних умовах, тобто при наявності в земній корі глибших водотривких пластів, можуть утворитися глибші горизонти води. Такі горизонти води називають міжпластовими. Рівень цих вод не залежить від рельєфу поверхні. Але там, де їх перетинають яри, на схилах останніх виходять джерела, і дзеркало знижується у напрямку джерел. Такі міжпластові води також можна назвати ґрунтовими. Це вже другий, третій і т. д. водоносний горизонти. Нижні горизонти ґрунтових вод (міжпластових) менше, ніж верхній, залежать від метеорологічних змін і тим менше, чим глибше залягають.

Є ще так звані пластові води. Це підземні води, які розподіляються серед пластів осадових порід. Пластові води, що залягають під тиском між водонепроникними пластами називаються артезіанськими. Це води напірні. Напір залежить від того, що водонепроникний пласт залягає нижче вільного рівня підземної води. Внаслідок цього у водоносному пласті утворюється гідростатичний тиск, здатний піднімати воду вгору.

Вихід ґрунтових вод на денну поверхню називається джерелом. Джерела бувають низхідні – водоносний горизонт виходить на поверхню, і висхідні – водоносний горизонт виклинює близько до поверхні.

Температура джерел здебільшого відповідає середній річній температурі даного місця. Тому влітку вода здається холодною, а взимку – теплою. Джерела з теплою водою називаються термами. Є різновидність теплих джерел – гейзери.

Підземні води, які збагачені на солі, називаються мінеральними водами. Вони є:

- вуглекислі;
- сірководневі;

– азотні.

Підземні води виконують рельєфоутворюючу роль (зсуви), беруть участь у живленні рік, заболочуванні території.

### *Річки. Річкові системи і басейни. Яри і балки*

*Річкою* називається природний водний потік, який постійно, або більшу частину року протікає у видовжених зниженнях земної кори у розробленому руслі. У залежності від величини водні потоки поділяються на струмки, річечки і річки. Річки несуть води в озера, моря і океани. Річка, яка впадає в одну з таких водойм називається головною річкою, а ті, що впадають у неї, або в інші річки називаються притоками. Живлення річок буває підземним, поверхневим і змішаним. Поверхнєве – живлення водами дощів, снігів, льодовиків, які тануть. Дощове живлення мають всі річки тропічного і частково помірною клімату, який відзначається відсутністю стійких морозів узимку. Снігове живлення у річок помірною і холодного клімату, в умовах якого протягом довгої зими нагромаджується сніг, який при таненні весною дає основну масу стоку. Льодовики і гірські сніги, на відміну від рівнинних, тануть переважно влітку, тому річки, які живляться за рахунок цих вод, найбільш повноводні саме влітку.

Підземні води, які живлять річки, виходять на дні русла річки або на схилах долини із водоносних горизонтів. Цими водами річки живляться взимку після замерзання. Грунтові води дають 1/3 всього стоку річок України. Звичайно, річки помірною клімату мають змішане живлення, тобто дощове, снігове і підземне, причому кожний вид живлення проявляється по-різному у різні пори року. Рівнинні річки взимку живляться переважно підземними водами, навесні сніговими, а влітку дощовими водами.

Від характеру живлення залежить режим річок, тобто рівень води у них. Найбільший підйом води на території нашої країни спостерігається весною, під час танення снігу. Річки виходять з берегів, заливаючи величезні простори, часто завдаючи народному господарству збитків. У період весняних розливів стікає більше половини річного об'єму води. В місцях, де більше опадів



випадає літом, річки мають літній розлив. Наприклад, Амур має два розливи: менш потужний – весняний і більш сильний – у кінці літа, під час мусонних дощів. Річки Середньої Азії і Кавказу мають також літній розлив, але причина його в тому, що літом посилено тануть льодовики і сніг у горах. Літній розлив у річок Крайньої Півночі, бо там влітку тоне сніг.

Спостереження за рівнем річок дозволили виділити періоди найвищої і найнижчої води. Вони називаються повенями (водопіллям), паводками і меженем.

*Повінь* – підйом води, який щорічно повторюється в один і той самий сезон. Весною при таненні снігу протягом 2 – 3 місяців у річках утримується високий рівень води. У цей час і проходять розливи річок.

*Паводок* – короткочасний неперіодичний підйом води в річках. Наприклад, при тривалих дощах деякі річки рівнинної території України виходять з берегів, затоплюючи великі площі. Паводки бувають на гірських річках при жаркій погоді, коли сніг і льодовики інтенсивно тануть.

Висота підйому води під час повені неоднакова (у гірських країнах – вище, на рівнинах – нижче) і залежить від інтенсивності танення снігу, випадання дощів, лісистості території і характеру льодоходу. На великих сибірських річках під час утворення льодових заторів підйом води досягає 15 – 20 м.

*Межень* – найнижчий рівень води у річці. У цей час річка живиться в основному ґрунтовими водами. В Україні межень спостерігається у кінці літа, коли вода випаровується із значною силою або проникає в ґрунт, а також у кінці зими, коли немає поверхневого живлення.

Річки постійно виконують роботу, яка проявляється в ерозії, перенесенні і акумуляції матеріалу.

Під *ерозією* розуміють руйнування гірських порід. Розрізняють два види річкової ерозії – глибинну і бічну. Глибинна ерозія направлена на поглиблення русла, причому ця робота здійснюється річкою постійно. Глибинна ерозія не може йти нижче рівня води у місці впадіння в іншу річку, озеро, море. Цей рівень називають *базисом ерозії*. Кінцевим базисом ерозії для всіх річок є

рівень Світового океану. Зміна рівня океану, моря, озера відбивається на роботі річок. При зниженні базису ерозії річка дуже еродує, поглиблює русло, а при підвищенні цей процес сповільнюється, йде інтенсивне відкладання матеріалу.

Бічна ерозія направлена на руйнування берегів. Вона зумовлює розширення русла річки і ніколи не припиняється. На згинах русла завдяки інерції і відцентровій силі вода притискається до берега і підмиває його, це сприяє появі вигинів річки або меандр.

Зруйнований матеріал річка переносить і відкладає. Відкладання починається при сповільненні течії. Спочатку відкладається крупніший матеріал (камінь, галька, крупний пісок), потім дрібніший пісок і мул. Маса частинок, які переносяться, залежить від швидкості течії: чим більша швидкість течії, тим більша маса частин, які переносяться. При швидкості 0,15 м/с вода переносить дрібний пісок, при 1,5 м/с – крупну гальку, при швидкості 11 – 12 м/с – камені об'ємом до 5 м<sup>3</sup>. Селеві потоки переносять камені масою у декілька тонн.

Ерозія і акумуляція тісно зв'язані між собою. Якби не було ерозії в одних місцях, то не було б і його відкладання в інших.

Відклади постійних і тимчасових водних потоків, які складаються з уламків, що мають неоднакову обкатаність, називаються алювієм. У гирлах річок акумуляція приводить до утворення дельт.

Типовий потік, або річка, складається з трьох частин – верхньої, середньої і нижньої. У верхній частині переважає винос матеріалу, у середній – перенесення, у нижній – намивання. Потік завжди намагається виробити повздовжній профіль, який являє собою правильну криву, обернену ввігнутістю донизу, причому ця крива у нижній частині майже горизонтальна а у верхній круто піднімається до верхів'я (рис. 9).

Вироблений поздовжній профіль – це такий граничний схил, по якому найвільніше вода і стікає, і переносить матеріал. Цей профіль остаточно пов'язаний з базисом ерозії. Але базис ерозії змінюється – то знижується, то підвищується. Коли базис ерозії знижується, русло починає заглиблюватись до

нового рівня, причому заглиблення пересувається вгору – від пониззя до верхів'я. Коли ж базис ерозії піднімається, у руслі нагромаджується матеріал.

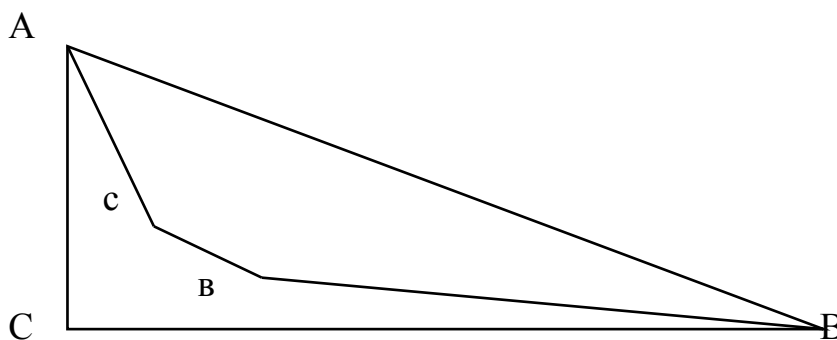


Рис. 9. Поздовжній профіль річки.

У молодих річок у поздовжньому профілі є ділянки, на яких спостерігаються *пороги* (місця із швидкою течією і виходом каміння на поверхню води), *водоспади* (ділянки, де вода падає з вертикальних уступів). Водоспади зустрічаються на багатьох гірських річках і на рівнинних, де тверді породи виходять на поверхню.

Найбільший водоспад світу – Вікторія на річці Замбезі. Вода падає з висоти 120 м при ширині 1800 м. Води Ніагарського водоспаду падають з висоти 51 м, ширина потоку 1237 м. Багато гірських водоспадів ще вищі, найвищий водоспад – Анхель на Оріноко у Венесуелі. Його вода падає з висоти 1054 м.

Кожна річка має витік, русло і гирло. Заглиблення, в якому знаходиться русло, називається *долиною*, а частина долини, яка заливається під час повені, – *заплавою*. Заплава вкрита *алювієм* – відкладами піску, глини, мулу іноді з гравієм або галькою. У морфології річкових долин часто можна спостерігати вирівняні ділянки різних висот, причому вони відмежовані одна від одної уступом. Такі вирівняні ділянки називають *терасами*. Вони утворюються внаслідок посиленої глибинної і бічної ерозії. Глибинна ерозія зумовлюється зниженням базису ерозії або тектонічним піднесенням області живлення річок. Ерозія може посилитись і внаслідок зволоження клімату.

Тераси рахують знизу до гори: перша надзаплавна, друга надзаплавна і т. д. Найвища тераса найдавніша. Тераси відмежовуються уступами. Межа між берегом і водою називається *урізом*.

*Дельтою* називають трикутну форму нагромадження річкових відкладів, яка висувається своєю основою від гирла річки в бік моря. Назва походить від грецької літери  $\Delta$  (дельта), на яку схожа у плані форма нагромадження відкладів.

У гирлі швидкість течії зменшується, внаслідок цього посилюється нагромадження відкладів. Останнє пояснюється ще й тим, що солоня вода коагулює й осаджує колоїди, які у прісній воді перебувають у завислому стані.

Дельти мають економічне значення: на них формуються родючі ґрунти; рукави дельти використовуються в рибному господарстві, деякі види морських риб викидають тут ікру.

Дельти утворюються не в усіх річок. Дніпро, Південний Буг їх не мають, у Дунаю вона дуже велика. На ній знаходиться Дунайський біосферний заповідник.

Річки, які протікають по певній території, утворюють річкову систему, що включає головну річку і її притоки. Річкова система характеризується ступенем видовженості всіх своїх річок, площею басейну, звивистістю і густотою річкової сітки.

Під *басейном річки* розуміють площу, з якої вона одержує живлення. Межі між окремими басейнами називаються вододілами. Вони часто проходять підвищеннями, іноді – заболоченими рівнинами.

*Звивистість* – відношення довжини річки до прямої, яка з'єднає витік і гирло.

*Щільність річкової сітки* – відношення сумарної довжини всіх річок даної головної річки до площі басейну ( $\text{км}/\text{км}^2$ ), тобто вона показує, яка довжина рік припадає на  $1 \text{ км}^2$  площі.

У залежності від кліматичних умов, рельєфу, географічного розташування виділяють такі основні типи водного режиму річок.

1. Помірний континентальний – змішаний тип живлення.
2. Помірний напівпустельний (казахстанський) – переважає поверхнєве живлення.
3. Помірний пустельний – короткотривалі потоки талої води у пустелях помірних широт.
4. Помірний мусонний (далекосхідний) – переважає літнє живлення за рахунок мусонних дощів.
5. Вічномерзлотний тип (східносибірський) – переважає поверхнєве живлення.
6. Полярний тип – короткотривалі потоки талої води.
7. Озерний тип – річки цього типу живляться водою озер, з яких беруть початок.
8. Гірський тип, який поділяється на два підтипи – альпійський і середньоазійський.

Річки України відносяться переважно до помірного континентального типу, хоча зустрічаються і річки гірського типу. Деякі річки, які починаються у горах, у верхній частині течії є річками гірського типу, а у рівнинній частині – помірного континентального.

В Україні кількість річок наближається до 73 тис. Їх загальна довжина складає майже 243 тис. км. За своєю довжиною річки України розподіляються так:

*найменші річки* довжиною до 10 км – 68796; довжиною від 10 до 25 км – 3020;

*малі річки* довжиною від 25 до 100 км – 968;

*середні річки* довжиною від 101 до 500 км – 123;

*великі річки* довжиною більше 500 км – 14.

Найбільшими річками України є Дніпро, Дунай, Дністер, Південний Буг, Сіверський Донець.

Довжина Дніпра складає 2201 км (в межах України 981 км), площа басейну – 504 тис. км<sup>2</sup> ( в межах України – 286 тис. км<sup>2</sup>). Падіння Дніпра – 253 м.

Дунай має довжину 2850 км, площу басейну – 817 тис. км<sup>2</sup> (в межах України 64 тис. км<sup>2</sup>). Падіння Дунаю – 1145 м.

Дністер має довжину 1162 км, площу басейну 72,1 тис. км<sup>2</sup>. Падіння Дністра 889 м.

Південний Буг має довжину 806 км, площа басейну 63,7 тис. км<sup>2</sup>, падіння – 321 м.

Сіверський Донець має довжину 1053 км, площа басейну – 98,9 тис. км<sup>2</sup>, падіння 190 м.

Значення річок величезне. Вони використовуються людьми з давніх часів для судноплавства, лісосплаву, як джерело енергії, для зрошення полів, рибництва, водозабезпечення. Річки мають естетичне значення, бо урізноманітнюють ландшафти. Вони служать місцем відпочинку людей. Як правило, біля річок виникають населені пункти.

Крім постійних водних потоків – річок, ерозію і перенос здійснюють також тимчасові водні потоки, зумовлені зливами, сніговими водами. Вони викликають площинну ерозію, яка особливо проявляється на розораних схилах. Площинна ерозія (змив) часто переходить у вертикальну ерозію (розмив). Тимчасові водні потоки дощової і талої води утворюють промоїни, які потім перетворюються в яри. Розвитку ярів сприяють круті схили, наявність пухких порід, відсутність рослинності, неправильний обробіток ґрунту.

Яри ростуть вгору до вододілу. Чим ближче до вододілу, тим менше поступає води і нарешті ріст яру припиняється. Великі яри часто мають довжину декількох кілометрів або навіть десятків кілометрів.

Яри завдають великих збитків, бо знищують орні землі, руйнують дороги, споруди. Яри знижують рівень підземних вод, бо відкривають водоносні горизонти і вода стікає по дну яру, тому, як правило, у глибоких ярах течуть струмки.

З ярами ведуть посилену боротьбу: заборонено орати схили з крутизною більше 11°; на схилах проводять посадку дерев і кущів, висівають трави. Зараз

у вершинах ярів роблять греблі, які затримують воду, вона не потрапляє у яр і не виконує руйнівну роль.

Балки – це етап розвитку яру. Якщо ерозія припиняється, то схили робляться пологими, заростають рослинами. Виникає балка.

#### *Озера. Болота. Значення гідросфери. Охорона вод і суші океану*

*Озерами* називають природні западини на земній поверхні, заповнені водою і які мають сповільнений водообмін. До водойм із сповільненим водообміном належать і штучні водойми – ставки, водосховища. Озерні улоговини утворюються під впливом внутрішніх (ендогенних) та зовнішніх (екзогенних) процесів.

За походженням озера різноманітні. Озера класифікуються за різними ознаками, але найчастіше їх класифікують за походженням водної маси і озерних котловин, за режимом вод, географічним розташуванням, господарським використанням і т. д.

За походженням водної маси озера діляться на *материкові*, які утворились за рахунок атмосферних опадів, і *реліктові* або *залишкові*, які були колись частиною океану. Реліктовими є Каспійське і Аральське моря, Ладозьке і Онезьке озера.

За походженням озерних котловин найчисельніші *тектонічні* озера, які утворились за рахунок провалів земної кори (Байкал, Танганьїка), або озера, які утворились на місці вулканів (так звані вулканічні озера). Найбільш поширені з них кратерні озера (Кроноцьке озеро на Камчатці, Рингіт на острові Ява), однак досить часто озера виникають у заглибинах на поверхні лави (лавові).

Найпоширенішими озерними котловинами екзогенного походження є *льодовикові*, які мають невеликі розміри і глибину, але їх дуже велика кількість.

Озерні котловини *термокарстового* походження є результатом діяльності льодовика.

Тала вода заповнювала порожнечу, а шар ґрунту з поверхні просідав на дно (так звана просадка). Аналогічно проходить утворення численних дрібних озер

Якутії і Канади, які розташовані у зоні вічної мерзлоти, де тануть підземні пласти або лінзи льоду.

*Карстові* озерні котловини виникають там, де є легкорозчинні породи, які поступово виносяться, а пустоти, які утворюються тут, заповнюються водою.

Дуже багато озер є у заплавах річок. Вони утворюються в невеликих заглибинах на поверхні землі, які під час повені або паводка заповнюються водою. Відомі також *озера-стариці*, які існують на місці меандр.

*Лагунні* озера утворюються біля морів. Вони утворюються у тих випадках, коли мілководні затоки відокремлюються від моря наносами. Крім цього існують *вітрові* (або *еолові*) озера в пустинях і *загатні* в горах.

Вода озер містить у розчиненому стані різні сполуки, якість і кількість яких залежить від багатьох причин: складу тих поверхневих вод, якими живиться озеро, властивостей порід озерного басейну, відношення випаровування до живлення, складу ґрунтової і джерельної води, яка потрапляє в озера. Тому озера є прісні і солоні. Прісними вважаються озера, вода яких має менше 1 % (0,1 %) солей. Прісні озера здебільшого проточні, бо проточні води виносять хімічно розчинені речовини. У непроточних озерах вода, що надходить, лише випаровується, тому кількість розчинених сполук поступово збільшується й концентрується. У таких озерах вода солоня.

Якість солей в озерах різна. Залежно від цього озера бувають солоні, содові і борні. Солоних озер найбільше, вони також і більшого розміру. У власне солоних озерах переважає кухонна сіль (хлорид натрію  $\text{NaCl}$ ), але є й інші розчинені солі:  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$  (озера Ельтон, Баскунчак, Мертве море, Велике Солоне озеро). Содові озера містять значну кількість розчиненої соди – до 4 % і більше. У таких озерах є й інші солі (хлориди калію, натрію), але в меншій кількості. Содові озера відомі у Туреччині, Північній Америці (Ван, Гюсгундах). Борні озера поширені у місцях виходу гарячих джерел. Поряд з іншими солями їх вода містить буру ( $\text{Na}_2\text{BO}_7$ ). Такі озера є у Вірменії, Ірані, Тибеті, Каліфорнії.



Озера, особливо невеликі – недовговічні утворення на поверхні Землі. Вони розвиваються у залежності від навколишніх умов. Річки, тимчасові водні потоки несуть із схилів у озера значну кількість неорганічних і органічних речовин, які нагромаджуються на дні. З'являється рослинність, рештки якої осідають на дно, заповнюючи озерні котловини. Внаслідок цього озера міліють, на їх місці виникають болота.

Заростання озер і перетворення їх у болота проходить поступово. Зміліле озеро починає заростати з берегів.

У розвитку озер виділяють декілька стадій.

1. Стадія юності, коли початковий рельєф дна зберігається без змін.
2. Стадія зрілості, коли утворюється берегова відмілина, добре виражені конуси виносу річок при їх впаданні, але нерівність дна ще зберігається.
3. Стадія старості, коли відклади вирівняли дно озера. У прісних озерах рослини півколом оточують береги.
4. Стадія повного заростання, коли озеро стає мілким, рослинність покриває більшу частину водного дзеркала, озеро перетворюється у болото.

Тектонічні озера мають великі глибини, тому вони змінюються повільно, непомітно для людини.

*Болота* – це надмірно зволожені ділянки території, зайняті специфічними рослинами, при відмиранні яких утворюється торф, або рослинними рештками у вигляді торфу чи сапропелю (мул органічного походження).

Болота утворюються внаслідок заростання і заторфовування озер або внаслідок процесу надмірного зволоження суші.

Болота поділяються на низинні й верхові. Низинні болота живляться ґрунтовими або дощовими водами. Ці болота утворюються на знижених частинах рельєфу, найчастіше на місці колишніх озер. Для низинних боліт характерні осоки, очерет, ситник, рогоз, зелені мохи. Верхові болота живляться безпосередньо атмосферними водами; вони зустрічаються переважно у вологому кліматі. Поверхня їх опукла, рослинність – в основному сфагновий

мох. Ці болота утворюються у місцях, які не затоплює повінь. Це річкові тераси, вододіли. Мох – дуже гігроскопічна рослина: він утримує у собі в 27 разів більше води, ніж важить сам. У місцях оселення він швидко піднімає рівень ґрунтових вод і цим заболочує місцевість. Крім ґрунтових вод мох утримує атмосферну вологу. Такі болота осушуються з великими труднощами.

Іноді верхові болота виникають на місці низинних. В міру нагромадження торфу кількість мінеральних речовин зменшується, а рослини, вимогливі до мінерального живлення, уступають місце менш вимогливим. В першу чергу це сфагнові мохи, які виділяють органічні кислоти, що сповільнюють розклад рослинної маси (консерванти). Виникають підвищення із торфу. Вода, яка стікає в болото, уже не може попадати в центр, де переважають сфагнові мохи. На сфагнових болотах рослини мають пригнічений вигляд, бо зазнають „фізіологічної посухи”.

Перехідні болота – стадія переходу низинного болота у верхове. Верхові болота кінець кінцем розвиваються або в луки, або покриваються лісовими рослинами.

Торф використовують для приготування компостів, як органічне добриво, для виробництва торф’яних брикетів, для підстилки, для промислової переробки його, як теплоізоляційний матеріал. Із болотної руди виробляють фарби. Після правильного осушення боліт на їх місці утворюються родючі ґрунти.

У географічній оболонці гідросфера відіграє дуже важливе значення. По-перше, у воді зародилось життя, яке з виходом на сушу неспізнано змінило обличчя планети. Крім того, величезні маси морських організмів відклалися у вигляді вапняків, які утворюють значні поклади осадових порід.

По-друге, вода входить до складу живих організмів.

По-третє, гідросфера бере участь у формуванні клімату на Землі, робить його м’якшим, теплішим, бо вода має високу теплоємність.

По-четверте, колообіг води забезпечує сушу водою, робить можливим більш інтенсивним життя на суші.

По-п'яте, текучі води згладжують нерівності на земній поверхні. Підвищення у рельєфі зливаються й розливаються, продукти руйнування відкладаються на знижених ділянках. Внаслідок цього на земній поверхні виникає майже рівнина.

Незважаючи на величезні запаси води на Землі, недостачу прісної води відчувають багато країн, в яких проживає половина населення Землі. Прісних вод у мільйони разів менше, ніж солоних, у 20 разів менше, ніж міститься в льодовиках, у 12 разів менше, ніж пари в атмосфері. Прісна вода відноситься до невичерпних джерел, оскільки перебуває в постійному колообігу. В ріках вода оновлюється протягом 12 діб, а в атмосфері всього за 9 діб. Величезні об'єми води Світового океану відновлюються за 2600 років.

Однак прісна вода на суші розміщена дуже нерівномірно. У Південній Америці на кожного жителя припадає по 52 тис. м<sup>3</sup> прісної води, в той час як в Україні лише по 1 тис. м<sup>3</sup>.

Підраховано, що протягом року на Землі безповоротно витрачається 120 км<sup>3</sup> води, що становить від 1 до 4 % ресурсів усіх прісних вод. Однак, основна загроза водним ресурсам – забруднення. Забруднюють води стоки промислових підприємств, отрутохімікати.

Крім прісних забруднюються і води Світового океану. Основну небезпеку для них становить нафта. Це проходить при бурінні свердловин на шельфі, внаслідок аварій танкерів, промивання трюмів танкерів водою моря і злив її назад у море.

Випробування ядерної зброї у океані викликає радіоактивне забруднення Світового океану. Це особливо небезпечно, бо з таким забрудненням неможливо проводити боротьбу, в той час, як нафту можна збирати.

Найбільш ефективний засіб очищення забруднених вод – спеціальні очисні споруди, на яких забруднена вода проходить три стадії очищення: механічну, хімічну і біологічну. Велике значення в охороні вод належить загальній культурі виробництва.

Найважливіше в охороні вод, як і всього навколишнього середовища, належить бережному ставленню до води, економія її у побуті і на виробництві. Тому вчителі, і особливо початкових класів, з самого початку навчання дітей у школі повинні прищеплювати дітям любов до природи, формувати у них почуття необхідності берегти навколишнє середовище, в тому числі і воду.

## РОЗДІЛ V. ПЛАН І КАРТА

Для зображення всієї Землі або окремих ділянок земної поверхні використовують глобус, карту і план. Кожне із названих зображень має свої переваги і недоліки, тому використовується з різною метою. Найточніше зображення земної поверхні дається на глобусі. Глобус (від лат. *globus* – куля) – модель земної кулі, яка відображає у певному масштабі її поверхню з основними географічними об'єктами. На поверхні глобуса точно показано взаємне розміщення і відносні розміри материків, океанів, окремих країн і т.д. Вісь глобуса нахилена до площини горизонту під таким же кутом, що і вісь Землі до площини земної орбіти. На глобусі добре видно розміщення полюсів, а паралелі і меридіани мають вигляд кіл. На глобусі збережені лінійні і площинні розміри, а також кути. Масштаб глобуса в усіх точках однаковий. Але у глобуса є певні недоліки, які не дозволяють використовувати його в широкій практиці.

1. Глобуси громіздкі і часто незручні у користуванні.
2. На всіх глобусах дрібний масштаб.
3. На глобусі неможливо зобразити окремі ділянки земної поверхні (не можна побудувати глобус окремих ділянок земної поверхні: материка, держави, регіону).
4. На глобусі неможливо побачити одночасно всю поверхню Землі.
5. Не можна зробити зібрання глобусів, аналогічно зібранню карт – атласу.
6. На глобусах, як правило, зображують загальногеографічні об'єкти, а часто виникає необхідність використання інших зображень, які не мають видимих обрисів (карти ґрунтів, рослинності, природних зон тощо).

Тому на практиці для зображення всієї Землі або великих її ділянок користуються картами.

Визначень *карти* (мапи) є багато. Це – зменшене узагальнене зображення земної поверхні. Інше визначення карти: це спосіб перенесення поверхні глобуса на площину. І нарешті, карта – це креслюнок (креслення з елементами малюнка), на якому з відомою точністю зображено порівняно великі ділянки земної поверхні або всю Землю. Географічні карти можна класифікувати за різними ознаками: за змістом, за призначенням, за способом перенесення зображення з поверхні глобуса на площину та за масштабом.

За змістом карти поділяються на загальногеографічні та спеціальні. На загальногеографічних картах зображуються елементи земної поверхні (рельєф, річки, озера, океани), але жодний із елементів не виділяється на фоні інших. На спеціальних картах на фоні основних обрисів земної поверхні спеціально виділяється один або декілька елементів або явищ. Особливістю цих карт є те, що окремі явища досить часто не мають видимих геометричних обрисів (густота населення, температура, розподіл опадів, циркуляція атмосфери). Спеціальні карти діляться на карти природних умов (фізико-географічні) та соціально-географічні. До першої групи відносяться геологічні, ґрунтові, кліматичні, зоогеографічні, карти рослинності, природних зон та деякі інші; до другої групи – економічні, політичні, карти населення, корисних копалин і т.д.

За призначенням карти бувають навчальні, морські, туристичні, науково довідникові та інші.

*План* – це вигляд предмета зверху. Якщо мова йде про план місцевості, то під ним розуміють креслюнок, на якому за допомогою інших, ніж на карті, умовних знаків у крупному масштабі зображено невелику ділянку земної поверхні. Основні відмінності між планом і картою такі:

– на карті врахована кривизна поверхні, яка показана за допомогою паралелей і меридіанів, на плані вона відсутня;

– сторони горизонту на карті визначаються за градусною сіткою, на плані – за допомогою стрілки Пд. —————> Пн.;

– на карті зображується поверхня всієї Землі або великих її ділянок, в той час як на плані зображуються невеликі території;

- план має крупний масштаб, на картах масштаб дрібний;
- план і карта відрізняються умовними знаками (у них різні легенди).

Цілком очевидно, що глобус, карта і план не можуть мати розміри тих об'єктів, які вони відображають – зображення передається у зменшеному вигляді. Зменшення розмірів зображуваної поверхні ніколи не буває довільним. Для того, щоб показати ступінь зменшення, користуються поняттям *масштаб*. Визначень масштабу, як і визначень карти, можна навести декілька. Масштаб – це відношення довжини ліній на глобусі, плані або карті до довжини ліній на місцевості. Масштаб – це число, яке показує, у скільки разів довжина ліній на глобусі, плані чи карті менша за довжину ліній на місцевості.

Масштаб буває декількох видів: числовий, іменований, лінійний і поперечний. *Числовий масштаб* – це відношення або дріб, у чисельнику якого стоїть одиниця, а у знаменнику число, яке показує, у скільки разів зменшені віддалі на плані, глобусі, карті, наприклад 1:2500000. Фізичний зміст числового масштабу полягає в тому, що число, яке стоїть після знаку ділення або дробової риски, вказує кількість сантиметрів на місцевості, які відповідають 1 см на плані, карті або глобусі. Перенісши кому вліво на два знаки, можна визначити кількість метрів на місцевості, яким відповідає 1 см плану, карти чи глобуса. Якщо ж у числовому масштабі кому перенести зразу на п'ять знаків уліво, ми визначаємо, скільком кілометрам на місцевості відповідає 1 см. Перенесенням коми вліво на 2 або 5 знаків ми переходимо від числового масштабу до *іменованого (величини масштабу)*, під яким розуміють кількість метрів або кілометрів на місцевості, яким відповідає 1 см плану, карти, глобуса, наприклад, в 1 см 25 км.

Графічним відображенням числового масштабу є *лінійний масштаб*. Це лінія, на якій декілька разів відкладається відрізок однакової довжини, що називається основою масштабу. Основа завжди відповідає величині масштабу. Довжина основи у лінійному масштабі, як правило, дорівнює 1 см. Відлік поділок на лінійному масштабі починається не з кінця масштабної лінії, а через одну основу, тобто нуль ставиться, відступивши одну основу вправо. Ліва від

нуля основа лінійного масштабу ділиться на декілька (переважно на 5) менших частин, щоб знайти *ціну ділення* основи лінійного масштабу або просто *точність масштабу*, під яким розуміють кількість метрів або кілометрів, які відповідають найменшій поділці лінійного масштабу (рис. 10). У цьому випадку точність масштабу становить 5 км (25:5).

Поперечний масштаб є різновидністю лінійного. Його використовують для збільшення точності вимірювань, переважно на топографічних або спеціальних картах.

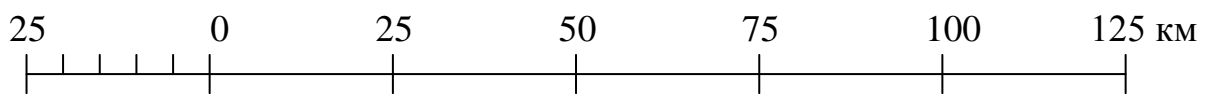


Рис. 10. Лінійний масштаб.

Особливістю глобуса і різних карт є те, що на них наносять *градусну сітку*, під якою розуміють сукупність паралелей і меридіанів. Ними користуються для знаходження географічних координат. Крім того, поняття „меридіан” і „паралель” пов’язані з формою Землі та її обертання навколо осі.

*Земна вісь* – це уявна пряма лінія, навколо якої обертається Земля у добовому русі. Місця виходу осі на поверхні Землі називаються полюсами, які у цьому русі є єдиними нерухомими точками.

Уявна площина, яка проходить через центр Землі і лежить на однаковій віддалі від полюсів, називається *площиною екватора*, а лінія перетину цієї площини з поверхнею Землі називається *лінією екватора* або просто *екватором* (від латинського *aequator* – рівнодільна), бо він ділить Землю на дві рівні півкулі – північну і південну.

*Паралель* (від грецького – той, що проходить поруч) – лінія перетину поверхні земної кулі площиною, паралельною до площини екватора. Довжина паралелей при наближенні до полюсів зменшується.

*Меридіан* (від латинського *meridianus* – полуденний) – уявна лінія від перетину земної кулі площиною, що проходить через будь-яку точку земної

поверхні і вісь обертання Землі. Меридіани мають напрям від полюса до полюса і, на відміну від паралелей, всі вони мають однакову довжину.

За допомогою градусної сітки знаходять *географічні координати* будь-якої точки – довготу і широту.

*Географічна широта* – це кут між вертикальною лінією, проведеною з даної географічної точки до центра Землі, і площиною екватора. Широту можна визначити і як відстань у градусах від екватора на північ і на південь до даної точки. Відстань від екватора до полюса складає  $1/4$  кола, тому величина широти не може бути більшою, ніж  $90^\circ$ . Широта буває північною і південною. Її позначають грецькою буквою  $\varphi$  (фі). Північну широту позначають знаком + (плюс), південну – знаком - (мінус).

*Географічна довгота* – це двогранний кут між площиною нульового меридіана і площиною меридіана, який проходять через дану географічну точку. Під довготою розуміють також відстань у градусах на схід або на захід від нульового меридіана до даної точки. Довгота буває східною і західною. Східну довготу позначають знаком +, а західну – знаком -. Довготу позначають буквою  $\lambda$  (лямбда).

Земна поверхня наближається до поверхні кулі або еліпсоїда. Тому найточніше зображення її дається на глобусі. На площину сферичну поверхню не можна перенести без викривлень. Якщо на площині зображується дуже маленька площа поверхні, то при перенесенні викривленнями можна знехтувати, бо вони незначні. На картах (картографічних проекціях) зображуються значні за площею ділянки, тому тут кривизну поверхні слід обов'язково враховувати. При цьому будуть виникати викривлення, бо куляста поверхня не може бути розвернута на площину без складок або розривів. Тому будь-яка карта має викривлення.

Взагалі ж, картографічною проекцією називається спосіб перенесення зображення з поверхні кулі (градусної сітки) на площину. При побудові картографічних проекцій виникають такі викривлення: кутові, площинні, лінійні. Характер викривлень та спосіб побудови картографічних проекцій



дозволяють класифікувати їх. За характером викривлень виділяють такі проекції:

- 1) рівнокутні, на яких кути не викривлені і які відповідають кутам на місцевості;
- 2) рівновеликі, які зберігають пропорційність площ на карті, що відповідають площам на земній поверхні;
- 3) рівнопроміжні, в яких на певних напрямках зберігається лінійний масштаб.

На всіх картах лінійні віддалі викривлені, але є лінії або місця, де їх немає. Масштаб довжин в тих місцях карти, де немає викривлень, називається головним масштабом. Його й підписують на карті. В інших частинах карти масштаби довжин інші, їх називають частковими масштабами.

За способом побудови, тобто перенесення градусної сітки з глобуса на площину, картографічні проекції поділяються на азимутальні, циліндричні, конічні та довільні. Назву вони одержали на основі того, на яку поверхню переносять зображення.

В *азимутальних проекціях* зображення переноситься безпосередньо з поверхні кулі на площину, яка торкається сфери лише в одній точці. У залежності від положення точки дотику площини до кулі азимутальні проекції поділяються на прямі, косі і поперечні.

Якщо площину поміщають до полюсів (перпендикулярно до осі) і переносять на неї зображення, то одержують *пряму* проекцію. Таким способом зображують райони Арктики і Антарктики. На таких проекціях паралелі мають вигляд концентричних кіл, а меридіани – прямих ліній, які променями розходяться від полюсів.

Якщо градусну сітку спроектувати на дві площини, які мають точки дотику в прямо протилежних місцях екватора (площина розміщується паралельно до осі), то одержують *поперечну азимутальну* проекцію півкуль.

*Косу азимутальну* проекцію одержують тоді, якщо точка дотику площини до глобуса знаходиться між екватором і полюсом (під гострим кутом до осі). У

такій проекції зображують частини світу.

Кожна із азимутальних проекцій має значні викривлення, однак, найбільше їх на поперечній. По-перше, меридіани на цих картах мають різний вигляд і різну довжину (центральный меридіан кожної півкулі – пряма лінія, решта меридіанів – криві лінії різної довжини, причому на краях півкуль довжина меридіана у півтора рази перевищує довжину центрального меридіану; паралелі мають вигляд кривих, які не паралельні між собою). По-друге, головний масштаб правильний лише для центральної частини кожної півкулі; до країв карти масштаб дуже змінюється.

*Конічну* проекцію можна одержати при перенесенні градусної сітки з поверхні глобуса на внутрішню поверхню конуса. Для цього конус одягають на глобус таким чином, щоб його вершина збігалася із віссю глобуса, а сам конус доторкався глобуса на одній із паралелей. На картографічних проекціях такого типу меридіани мають вигляд прямих ліній, які променями виходять з одного центра, а паралелі – вигляд концентричних дуг із центром у точці перетину меридіанів. Кути і площі викривляються порівняно мало, масштаб постійний на всіх меридіанах та на лінії дотику. Із збільшенням віддалі від неї лінійні викривлення наростають. Основний недолік проекцій цього типу полягає в тому, що краї карти дуже підняті (паралелі мають великий вигин) і крайні східна або західна точки зображуваної поверхні візуально здаються північнішими, ніж дійсна найпівнічніша точка. У такій проекції найчастіше зображують частини світу (Європу, Північну Америку), а також країни помірних широт, переважно Північної півкулі.

*Циліндричні* картографічні проекції одержують при перенесенні градусної сітки з поверхні глобуса на внутрішню поверхню циліндра. Для цього на глобус надягають паперовий циліндр таким чином, щоб лінія дотику співпадала з екватором і на внутрішню поверхню циліндра переносять градусну сітку. При розгортанні циліндра видно, що паралелі і меридіани утворюють сітку прямокутників. На таких картах виникають серйозні викривлення, По-перше, тут всі паралелі мають вигляд прямих ліній однакової довжини, хоча у

дійсності до полюсів їх довжина зменшується і вони мають вигляд кіл. По-друге, меридіани мають вигляд паралельних ліній, хоча в дійсності вони сходяться на полюсах. І нарешті, збільшення довжини паралелей з наближенням до полюсів викликає перетворення точок полюсів у лінії, які мають довжину екватора. У зв'язку з цим головний масштаб зберігається лише на екваторі.

Циліндричні картографічні проекції використовують у тому випадку, коли викривлення (особливо площ) не мають великого значення – при нанесенні ізотерм, ізобар, морських течій. Часто такі карти використовуються у мореплавстві, бо на них легко дотримуватися заданого курсу.

Довільні картографічні проекції будують без використання будь-яких фігур або із використанням декількох.

Щоб зрозуміти принцип побудови картографічної проекції, треба уявити глобус із дроту, виконаний у такому ж масштабі, як і майбутня карта. Якщо в центр такого глобуса помістити джерело світла, а до будь-якої точки екватора прикласти паралельно осі глобуса дотичну поверхню, то дротяні паралелі і меридіани відкинуть тіні на цю площину – спроектуються на неї. Ми одержимо проекцію півкулі з градусною сіткою на площині.

Змінюючи положення джерела світла і точку дотику площини або фігур, можна одержати різні види картографічних проекцій.

Сукупність умовних знаків з їх поясненням називається легендою карти.

### **Питання для самоконтролю.**

1. Що таке масштаб? Які види масштабу вам відомі?
2. Що таке карта, план? В чому полягає відмінність між планом і картою?
3. Які типи картографічних проекцій вам відомі?
4. Що таке градусна сітка? Для чого її наносять на глобус та карти?
5. Що таке географічна широта і географічна довгота?
6. Яке максимальне значення географічної широти і довготи?
7. Як перейти від одного виду масштабу до іншого?

## РОЗДІЛ VI. ДИФЕРЕНЦІАЦІЯ ГЕОГРАФІЧНОЇ ОБОЛОНКИ

Географічна оболонка Землі – цілісна матеріальна система, яка якісно відрізняється від інших геосфер Землі. Цілісність її визначається безперервною взаємодією трьох станів речовини: твердого, рідкого і газоподібного. Енергетична основа взаємодії всіх складових частин географічної оболонки – сонячна енергія, яка поступає на Землю, сила тяжіння і енергія внутрішніх сил Землі.

При всій цілісності географічна оболонка має велику внутрішню різноманітність, мінливість. Є два види або рівні мінливості: регіональна, яка відноситься до крупних територій, і локальна мінливість, яка властива невеликим ділянкам.

Регіональна просторова диференціація зумовлена променистою енергією Сонця і внутрішньою енергією Землі. З цими двома причинами пов'язані і дві найбільш загальні закономірності – географічна зональність і секторність (азональність).

Закон зональності сформулював великий російський ґрунтознавець і географ В. В. Докучаєв, який писав, що положення нашої планети відносно Сонця, її обертання і кулястість впливають на клімат, рослинність і тварин, які розподіляються по земній поверхні в напрямку з півночі на південь у строго визначеному порядку. Це викликає розподіл Земної кулі на пояси – найкрупніші одиниці горизонтальної (широтної) зональності. На земній кулі географічних поясів, як і кліматичних є 13: один екваторіальний і по два субекваторіальних, тропічних, субтропічних, помірних, субполярних (субарктичний і субантарктичний), полярних (арктичний і антарктичний). Конфігурація поясів дуже складна, вони не утворюють правильних кілець навколо Землі, розширюючись або звужуючись, згинаючись під впливом материків і океанів, морських течій і гірських систем.

У кожному географічному поясі виділяються географічні (природні) зони. Рельєф, клімат, води, ґрунти і зумовлені цими чинниками рослинний і тваринний світ утворюють *природні комплекси*, або *природні зони*.

Учення про зональність пізніше розширив і поглибив академік Л. С. Берг. Зараз на Землі виділяють більше 50 природних зон і підзон.

Географічна зона – найважливіший ступінь зональності, який виділяється у межах географічного поясу.

Зональність краще виражена на великих рівнинах, але межі зон рідко збігаються з паралелями. Це залежить від того, що на розподіл зон впливають, крім форми Землі і положення її відносно Сонця, багато інших природних чинників, наприклад, рельєф.

Основною причиною зональності є форма Землі і положення її відносно Сонця. На кулясту поверхню сонячні промені падають під різними кутами. Це викликає широтний розподіл температури, повітря, тиску, опадів, солоності морської води, насиченості її газами. Кут падіння променів впливає на режим річок і озер, ґрунтоутворення, рослинність і тваринний світ.

Крім чинників, які зумовлюють зональність, є чинники, які її порушують, у першу чергу рельєф. Тому в Північній Америці межі зон близькі до меридіанного розташування.

На інших материках окремі зони розірвані. У межах зони можуть спостерігатись значні відмінності. Це зумовлюється тим, що зональні процеси накладаються на азональні, зумовлені внутрішніми чинниками, які не підлягають законам зональності (рельєф, розподіл суші і води). Тому структура географічної оболонки ускладнюється у межах однієї і тієї ж зони, утворюються регіональні відмінності.

Поряд з широтною зональністю існує довготна зміна ландшафтів. Її називають секторністю або азональністю. Секторність виникає під впливом океанів. На материках у кожному географічному поясі є три основні сектори: два приокеанічні (західний і східний) і внутрішньоматериковий (континентальний). Найбільш яскраво секторність виражена у помірних, субтропічних і тропічних поясах. У субтропічному поясі Північної півкулі для західного сектора характерні середземноморські ландшафти (сухі субтропіки),

для континентального сектора характерні сухі пустині, а для східного сектора характерні мусонні ліси.

Для гір характерна вертикальна поясність ландшафтів. Вона утворюється в результаті швидкого зниження температури з висотою, хоча з підняттям сонячна інсоляція і підвищується. Між зонами і вертикальними поясами є подібність, яка проявляється у режимі тепла. Але є і відмінність, яка проявляється в різних темпах зміни природних компонентів: з підняттям угору вони змінюються значно швидше, ніж у широтному напрямку.

Вертикальна поясність найяскравіше виражена на схилах високих гір екваторіальної зони, в той час як на схилах гір полярної і субполярної зон вона зовсім не виражена.

Зональні і азональні чинники однаково характерні для поверхні Землі і не виключають, а зумовлюють один одного. Зональні пов'язані лише з розподілом сонячної радіації, а азональні – у першу чергу з рельєфом і віддаленістю від океану.

Для кожного поясу і зони характерні певні особливості: положення, клімат, ґрунти, рослинний і тваринний світ.

На території України виділяються чотири природні зони: лісова (підзона мішаних і широколистяних лісів), лісостепова, степова; вузька смуга Південного берега Криму належить до середземноморських субтропіків.

Підзона мішаних і широколистяних лісів (Українське Полісся) займає північну територію країни. Південна межа її проходить по лінії Володимир-Волинський – Луцьк – Рівне – Червоноград – Рава-Руська – Шепетівка – Житомир – Київ – Ніжин – Глухів.

Полісся займає 19 % території України. Рельєф тут в основному рівнинний. Долини річок слабковрізані і заболочені. Опадів випадає 550 – 700 мм/рік. Ґрунти переважно дерново-підзолисті. Великі площі на Поліссі вкриті хвойними і мішаними лісами, рослинністю лук і боліт; 37 % займають сільськогосподарські угіддя. Це основна зона вирощування картоплі, льону, хмелю.

Тваринний світ Полісся багатий і різноманітний. У лісах водяться дикі кабани, вовки, лисиці, борсуки, рисі, куниці, лісові, тетеруки, глухарі тощо.

Загальний ландшафт зони різноманітний і мальовничий, що створює сприятливі умови для формування естетичних почуттів, виховання любові до рідного краю. „

Лісостепова зона займає близько 34 % території України. Північна межа його збігається з південним краєм зони мішаних лісів, а південна проходить по лінії Ананьєв – Добровеличківка – Кіровоград – Кременчук – Зміїв.

Поверхня зони розчленована глибокими долинами річок, ярами і балками. Опадів випадає 450 – 600 мм/рік. Ґрунти – сірі лісові і чорноземи. Найбільш розповсюджені типи природної рослинності – листяні ліси і лучно-степова рослинність. Багато земель (67 %) зайнято під сільськогосподарськими угіддями. Це – основна зона бурякосіяння, вирощування пшениці, садівництва. З тварин тут водяться білки, куниці лісові, борсуки, лисиці зайці, тхори, качки, гуси тощо.

Степова зона займає близько 40 % території України. Вона простяглася від південної межі Лісостепу до Кримських гір і берегів Чорного і Азовського морів. Поверхня її в основному рівнинна, має загальне зниження до моря. Клімат степової зони найбільш континентальний. Опадів випадає від 450 мм/рік на півночі до 300 мм/рік на узбережжях морів.

Ґрунти в північній частині – чорноземи, у південній – каштанові і солончаки. Під сільськогосподарськими угіддями зайнято 75 % території. Це основна зона вирощування озимої пшениці і кукурудзи, соняшника, баштанних культур. Внаслідок широкого господарського використання степова рослинність збереглася у природному стані у заповідниках.

Видовий склад тваринного світу у степовій зоні бідніший, ніж у лісостеповій. Найбільше тут гризунів (ховрахів, хом'яків, тушканчиків, бабаків). З птахів водяться жайворонки, степові орли, по долинах річок чаплі, кулики тощо.

Для зони середземноморських субтропиків, до якої належить Південний берег Криму, характерний гористий рельєф; клімат субтропічний. Річна кількість опадів становить 550 – 350 мм/рік. Ґрунтовий покрив різноманітний, поширені щебенюваті ґрунти. Рослинність Південного берега Криму багата і різноманітна. Тут ростуть теплолюбні рослини, вічнозелені дерева і кущі. Багата природа, теплий клімат, море сприяли перетворенню Південного берега Криму в один з найкращих курортних районів України і світу.

### *Поняття про біосферу*

Біосфера – одна із складових частин географічної оболонки. Вперше термін „біосфера” використав австрійський учений Е. Зюсс у 1875 році.

Вчення про біосферу розробив учений В. І. Вернадський. Згідно з трактуванням В.І. Вернадського біосфера – сфера розповсюдження живих організмів разом із самими організмами та продуктами їхньої життєдіяльності.

Товщина біосфери незначна. За верхню межу можливого розповсюдження життя приймають озоновий екран, за нижню – шар земної кори з температурою +100 °С. Вона включає у себе нижню частину атмосфери (тропосферу), всю гідросферу, верхню частину літосфери – кору вивітрювання. Потужність біосфери більша 10 км, однак в дійсності життя розповсюджене у межах тоненької плівки, у „пласті концентрації життя” (за В. І.Вернадським).

Товщина цього пласта, вимірюються метрами, і лише в екваторіальних лісах – гілеях – досягає декількох десятків метрів.

Біосфера не обмежується областю безпосереднього життя. У неї входять речовини літосфери, атмосфери і гідросфери, які змінені життям і зберігаються сліди діяльності організмів.

Форми життя дуже різноманітні. Якщо мінералів на Землі налічують 2500, то видів рослин відомо не менше 500 тис., а тварин – більше 1,5 млн. (за деякими даними до 10 млн.).

З появою людини і виникненням людського суспільства виникла нова оболонка – сфера розуму або ноосфера (Тєяр де Шарден, 1925).



Жива матерія прямо або опосередковано будується у процесі життєдіяльності із газів. Після смерті організму гази повертаються в атмосферу. Таким чином, жива речовина нерозривно пов'язана з атмосферою: вона перетворює атмосферні гази в тверді, рідкі, колоїдні тіла. Сама атмосфера Землі в її нинішньому складі створена життям, а тому всі явища, які залежать від хімічного впливу атмосфери, знаходяться в залежності (хоч і не прямій) від організмів.

Вільного кисню на Землі близько  $2,8 \cdot 10^{14}$  тонн. Кисень, як дуже активний елемент, вступає у сполуки, поглинається при окисненні. Однак загальна кількість вільного кисню залишається постійною – 21 %, бо він постійно виділяється рослинами у процесі фотосинтезу.

Основний елемент атмосфери – азот, на нього припадає 79 % об'єму атмосфери ( $3,8 \cdot 10^{15}$  тонн). Запаси його величезні, але рослини засвоюють азот не вільний, а у вигляді сполук. Фіксують азот бульбочкові бактерії, які живуть на коренях бобових рослин. З рослин засвоюють азот тварини і людина.

Вуглецю в атмосфері  $7 \cdot 10^{11}$  тонн, і хоча в процесі фотосинтезу він поглинається рослинами, багато його повертається у процесі дихання живих організмів, у ході розкладу відмерлих організмів.

Всі живі організми містять воду, постійно використовуючи і виділяючи її. Рослинність транспірує щорічно в атмосферу близько  $5 \cdot 10^{12}$  тонн води, що становить 10 % від кількості води, яка випаровується всією сушею. Під впливом фотосинтезу гідросфера відновлюється за 5,5 млн. років. Діяльність організмів в основному визначає газовий і сольовий склад вод океану. У воду поступають продукти життєдіяльності організмів, наприклад вуглекислий газ, а також продукти розкладу органічних решток.

Вплив живої речовини на земну кору виявляється у тому, що організми беруть участь у ґрунтоутворенні, вивітрюванні, зміні рельєфу, утворенні гірських порід, рудних і нерудних корисних копалин. Заростання озер, виникнення нерівностей на морському дні у формі коралів – приклади

рельєфоутворюючої ролі організмів. Вапняки, кремній, горючі сланці, сапропель, нафта, озокерит, асфальт, вугілля, торф – все це породи органогенного походження. Породоутворюючими організмами є форамініфери (вапняковий скелет), радіолярії (кремнієвий скелет) і інші. Продуктом життєдіяльності бактерій є поклади залізних і марганцевих руд, фосфати.

### *Ґрунти та їх властивості*

*Ґрунт* – це верхній пухкий шар земної кори, який утворився внаслідок процесів фізичного, хімічного і біологічного вивітрювання. Основна властивість ґрунту – родючість, під якою розуміють здатність забезпечувати корені рослин водою і розчиненими в ній елементами мінерального живлення. Ґрунт можна вважати самостійним природним утворенням (біокосною речовиною біосфери), яке виникло в результаті взаємодії живої і неживої природи. У ґрунті проходить постійний обмін речовин між гірськими породами і живими організмами. Вирішальне значення в цьому процесі відіграють мікроорганізми. Таким чином, ґрунт – це проміжна ланка між неживою і живою природою.

Вчення про ґрунти розробив російський учений В. В. Докучаєв у ХІХ ст.

Ґрунт складається з твердих речовин, ґрунтової води, ґрунтового повітря і живих організмів.

На Землі ґрунти існували не завжди і не скрізь. Вони виникають в результаті життєдіяльності організмів.

У першу стадію утворення ґрунтів тверді гірські породи заселяються мікроорганізмами (бактеріями і грибами), які вбирають із повітря азот, вуглекислий газ і воду. Продукти їхньої життєдіяльності сприяють розкладанню гірських порід. У наступну стадію гірські породи заселяються мохами і лишайниками, внаслідок життєдіяльності яких гірські породи починають розсипатись. При цьому проходить і фізичне, і хімічне вивітрювання. При цьому утворюється дрібнозем – суміш дрібних уламків породи і продуктів синтезу органо-мінеральних сполук, які виділяються бактеріями, лишайниками і мохами.

Пізніше на дрібноземі оселяються вищі рослини, внаслідок життєдіяльності яких проходить нагромадження значної кількості органічних решток, які в результаті впливу мікроорганізмів перетворюються у специфічну речовину ґрунту – *гумус* (або *перегній*), який і визначає родючість ґрунтів.

Основних чинників ґрунтоутворення шість: материнська порода, рослинний і тваринний світи, клімат, рельєф, вік території, а також антропогенний (діяльність людини). Всі ці чинники тісно взаємодіють між собою.

Материнська порода має важливе значення у ґрунтоутворенні. Гірські породи визначають багато властивостей ґрунту, наприклад, хімічний і механічний склад (на вапняках утворюються ґрунти, які багаті солями кальцію, – карбонатні ґрунти, на засолених породах – солончакові ґрунти). Материнська порода визначає повітряний і водний режим ґрунту.

Роль живих організмів в утворенні ґрунтів величезна. Рослини – основне джерело органічних речовин, які надходять у ґрунт, а потім перетворюються в гумус, причому утворення гумусу проходить під впливом мікроорганізмів. Між ґрунтами і рослинністю існує тісний взаємозв'язок, бо кожному типу рослинних формацій відповідає певний тип ґрунтів. Так під ялиновими лісами утворюються підзолисті ґрунти, під дібровами – сірі лісові, під трав'янисто-лучною – дернові і т. д.

Велику роль відіграють і тварини в процесі ґрунтоутворення: дощові черви роблять ґрунт структурним, пропускаючи його через травну систему. Миші, ховрахи і інші риючі тварини сприяють аерації ґрунту і кращому водопостачанню.

На утворення ґрунтів впливає клімат, бо від нього залежить тепловий і водний режим ґрунтів. Підвищення температури активізує діяльність ґрунтових бактерій, а зниження сприяє слабкому розкладу відмерлих рослинних решток. Водний режим ґрунтів залежить перш за все від розподілу атмосферних опадів за сезонами; опади визначають вологість ґрунту, розчинення, вимивання мінеральних елементів. В умовах посушливого клімату при великому дефіциті вологи проходить засолення верхніх шарів ґрунту.

Рельєф впливає на ґрунтоутворення у тісному зв'язку з кліматом. Поясне розташування ґрунтів у горах зумовлене зміною температури і кількості опадів. У залежності від експозицій схилів нерівномірно розподіляються тепло і волога. Від характеру схилів (круті чи похилі, якими гірськими породами утворені) залежить ґрунтова ерозія.

Важливим чинником ґрунтоутворення є час. Нагромадження гумусу залежить від того, як давно іде утворення ґрунтів. На утворення 1 см шару ґрунту, в якому є гумус, необхідно 250 – 300 років. Тому ґрунти, в яких товщина гумусового шару становить 200 – 250 см, найдавніші. А вік ґрунту, у свою чергу, залежить від того, як давно місцевість, зайнята ґрунтом, звільнилась від льодовика.

Великий вплив на ґрунти здійснює людина. З метою одержання високих врожаїв, людина активно вмішується у ґрунтотворний процес: вносить добрива, змінюючи хімічний і механічний склад, здійснює зрошення і осушує ґрунти, проводить хімічну меліорацію. За своїм впливом на ґрунти людина вийшла на перше місце серед усіх чинників ґрунтоутворення.

Хімічні властивості ґрунтів визначаються мінеральними особливостями ґрунтотворних порід. У процесі хімічного вивітрювання проходять значні зміни мінерального складу гірських порід. Мінералогічний склад ґрунту представлений первинними і вторинними мінералами. Первинні мінерали – оксиди, силікати, алюмосилікати, сульфіді, фосфати, а вторинні, які утворились із первинних, – гідрооксиди кремнію, заліза, алюмінію, каолінит, гіпс, кальцит і ін.

Фізичні властивості ґрунтів залежать від переважання у них частинок певного розміру – фракцій. Фракції з діаметром частинок більше 3 мм складають кам'янисту частину ґрунту, від 3 до 0,5 мм – пісок, від 0,5 до 0,001 мм – пил, менше 0,001 мм – мул. Різноманітність розмірів ґрунтових частинок об'єднується в дві групи: фізична глина з розміром частинок менше 0,01 мм і фізичний пісок з розміром частинок 0,01 – 3 мм. Кам'яниста частина ґрунту (>3мм) називається скелетом.

Механічним складом ґрунту називається відносний вміст частинок різного діаметра, виражений у процентах від маси всього ґрунту.

За механічним складом ґрунти бувають піщані і глинисті. Піщані ґрунти містять 90 % піщаних частин і менше 10 % глинистих. Якщо піщаних частин у ґрунті від 80 до 90 % – це супіски, при 40 – 80 % – суглинки, а якщо менше 40 % – глинисті ґрунти.

Механічний склад ґрунтів має велике значення для агротехніки. Піщані ґрунти погано утримують воду, але легко обробляються; глинисті мають високу водоутримуючу здатність, але вимагають значних затрат на механічний обробіток. Глинисті ґрунти, крім цього, повільно прогріваються, тому їх називають „холодними”. Суглинисті ґрунти – проміжні між піщаними і глинистими: піску в них значно більше, ніж у глинистих, а глини – більше, ніж у піщаних. Завдяки піску ці ґрунти нагріваються сильніше і швидше, ніж глинисті і краще і легше обробляються, а завдяки глині добре утримують воду і поживні речовини. Тому суглинисті ґрунти у господарському відношенні найцінніші.

Механічний склад ґрунту визначають у лабораторіях або в польових умовах. У лабораторіях це роблять спеціальними методами, а в польових умовах – скочуванням ґрунтового шнура і згинанням його в кільце:

- легко згинається і не тріскається – глиниста;
- згинається і тріскається – суглиниста;
- скочується в товстий шнур і кришиться – супіщана;
- не скочується – піщана.

Для характеристики ґрунтів використовують поняття структурності і структури. Під структурністю розуміють здатність ґрунту розпадатись на окремі частини, грудочки, а самі ці грудочки називаються структурою. Структура ґрунту буває різноманітна:

- брилиста – більше 50 мм;
- стовпчаста – з вертикальними гранями > 30 мм;
- горіхувата – 5–20 мм;

– зерниста – 0,5–5,0 мм;

– плитчаста – з горизонтальними площинами розміром 1–3 мм.

**ББК – 26.82я73**

**УДК –911**

**Г – 62**

**ISBN –978-966-477-003-0**

*Навчальний посібник*

***В.М. Голуб***

# **ОСНОВИ ЗАГАЛЬНОГО ЗЕМЛЕЗНАВСТВА**

Здано до набору 27.09.2007 р. Підписано до друку 08.10.2007 р. Формат  
60x84/16.

Папір офсетний. Гарн. таймс. офс. Умовн. Друк. Арк.. 7,09.  
Умовн. фарбовідб. 8,09. Наклад 300. Зам. № 2535.

Уманське видавничо-поліграфічне підприємство  
20300, м. Умань, вул. Шевченка, 26

Свідоцтво про внесення до Державного реєстру суб'єкта видавничої справи  
ДК № 1137 від 02.12.2002 р.