

**МІНІСТЕРСТВО НАУКИ І ОСВІТИ УКРАЇНИ  
ІНСТИТУТ СИСТЕМНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ОСВІТИ  
ТЕРНОПІЛЬСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ПЕДАГОГІЧНИЙ ІНСТИТУТ  
КАМ'ЯНЕЦЬ-ПОДІЛЬСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ  
ІМЕНІ ІВАНА ОГІЄНКА**

**Г. В. Чернюк, Р.Д. Бойко**

# **ОСНОВИ ФІЗИЧНОЇ ГЕОГРАФІЇ**

**Кам'янець-Подільський 2020**

МІНІСТЕРСТВО НАУКИ І ОСВІТИ УКРАЇНИ  
ІНСТИТУТ СИСТЕМНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ОСВІТИ  
ТЕРНОПІЛЬСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ПЕДАГОГІЧНИЙ ІНСТИТУТ  
КАМ'ЯНЕЦЬ-ПОДІЛЬСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ  
ІМЕНІ ІВАНА ОГІЄНКА

**Р. Д. Бойко, Г. В. Чернюк**

## **ОСНОВИ ФІЗИЧНОЇ ГЕОГРАФІЇ**

Затверджено Інститутом системних досліджень освіти МОН України  
як навчальний посібник для студентів педагогічних інститутів  
(спеціальність «Природознавство»), Київ 1995.

Кам'янець-Подільський 2020

УДК 551.0

**Основи фізичної географії** : Навчальний посібник для студентів спеціальностей "Географія і природознавство", "Біологія і природознавство", "Хімія і природознавство" педагогічних університетів / Р.Д.Бойко, Г.В.Чернюк. - К.: ІСДО, 1995. - 288 с. – Тернопіль: «Підручники і посібники», 2020. – 288с. – Кам'янець-Подільський, 2020. – 250с.

У навчальному посібнику розкриваються загальні закономірності положення Землі у Всесвіті, Землі як планети, географічної оболонки, атмосфери і кліматів, океанів і морів, рік, озер, льодовиків, підземних вод, основних типів рельєфу поверхні літосфери, біосфери і ноосфери. Головним методом географічної науки присвячений підрозділ "План і карта".

Призначений для студентів педагогічних університетів.

**Рецензенти:**

УВАРОВА А.Ш., професор кафедри фізичної географії Українського державного педагогічного університету імені М.П. Драгоманова;

СОРОКІНА Н.С., доцент кафедри фізичної географії та геології, кандидат географічних наук Мелітопольського педагогічного університету;

ТОРБУНОВА М.Д., доцент кафедри фізичної географії, кандидат географічних наук Мелітопольського педагогічного університету.

**Затверджено Інститутом системних досліджень освіти МОН України**  
як навчальний посібник для студентів педагогічних інститутів  
(спеціальність «Природознавство») 01.04.95. З. 4-4299. ІСДО.

Іл. 88. Табл. 12. Бібліогр.: 44 назв.

ISBN 5-7763-2550-1

© Г.В.Чернюк, Р.Д. Бойко, 2020

## ПЕРЕДМОВА

Посібник "Основи фізичної географії" підготовлений згідно з програмами педагогічних вузів для нових спеціальностей "Біологія і природознавство", "Географія і природознавство", "Хімія і природознавство", але в повному обсязі він може бути рекомендований і для студентів спеціальності "Географія з додатковою спеціальністю біологія".

Посібник розрахований на підготовку майбутнього вчителя нового інтегрального шкільного курсу "Природознавство". Відповідно до концепції цього курсу, опублікованої в 1989 р. в журналі "Географія в школі", загальним предметом його вивчення є природа і людина, а основною метою - формування у дітей цілісного уявлення про природу, про людину як важливий компонент природи і розумну істоту, яка впливає на природі, тобто цей курс вбирає в себе природничо-наукове і екологічне знання. Він розкриває взаємозв'язані відомості з біології, географії, фізики, хімії, астрономії і буде вивчатися учнями 5, 6, 7-х класів, фундаментальні знання з курсу "Природознавство" будуть основою для вивчення курсів географії, фізики, біології, хімії з 8-го класу.

Посібник не претендує на охоплення всіх розділів і напрямків фізичної географії, він містить лише фундаментальні знання з основних розділів фізичної географії, оскільки сучасна географія в широкому розумінні - це комплекс або система географічних наук, яка входить до вищої системи наук про Землю, загальною метою яких є дослідження природних закономірностей і ресурсів та пошуки найефективніших шляхів їх використання.

Вступ, I та II і V частини написані доцентом Г.В.Чернюк, а III та IV частини - доцентом Р.Д.Бойком.

## ВСТУП

Науки, які вивчають природу земної кулі. Землю в цілому або її частини, називаються, відповідно, науками про Землю. До них належить і фізична географія. Термін "фізична географія" складається з кількох слів грецького походження: "фізис" - природа, "ге" - Земля, "графо"- пишу. Щоб виявити предмет вивчення фізичної географії, необхідно з'ясувати, по-перше, в яких просторових межах географія досліджує природу; по-друге, взаємовідносини фізичної географії з іншими науками про Землю (геодезія, астрономія, геофізика і геологія тощо), фізична географія включає до себе три групи наук: загальну фізичну географію, компонентні фізико-географічні науки та регіональну фізичну географію.

Предметом вивчення загальної фізичної географії є географічна оболонка Землі - особлива матеріальна система, унікальна серед планет Сонця. В ній взаємодіють між собою тверда оболонка - літосфера, водна оболонка - гідросфера, газова оболонка - атмосфера та живі організми, область існування та поширення яких називається біосферою.

До компонентних фізико-географічних наук належать метеорологія і кліматологія (вивчають атмосферу і клімат), гідрологія, океанологія та гляціологія (вивчають гідросферу), геоморфологія (вивчає рельєф поверхні літосфери), біогеографія (наука про закономірності поширення живих організмів біосфери).

Регіональні фізико-географічні науки вивчають природні комплекси або природні системи в певних адміністративно-політичних або природних регіонах. Наприклад, фізична географія материків, фізична географія океанів, фізична географія України, фізико-географічне районування, ландшафтознавство.

Основна мета курсу "Основи фізичної географії" - дати фундамент географічної освіти майбутнього вчителя. Він сприяє формуванню географічного світогляду на знання фундаментальних природних закономірностей. В курсі вивчається географічна оболонка як цілісна матеріальна система, як планетарний природний комплекс, і охоплюється ряд проблем від космічних і планетарних до взаємодії суспільства і природа. Студенти вивчають складові частини географічної оболонки: атмосферу, гідросферу, літосферу і біосферу. Вивчення загальних географічних закономірностей є основою для розуміння і вивчення курсів регіональної фізичної географії, в тому числі і географії рідного краю. При вивченні окремих розділів курсу студенти одержують загальні знання про основні закономірності таких фундаментальних фізико-географічних наук, як метеорологія і кліматологія, гідрологія суші та Світового океану, геоморфологія, загальне землезнавство, палеогеографія.

У першому розділі "Земля у Всесвіті" розглядається Земля як планета Сонячної системи і частина Всесвіту, оскільки всі природні процеси відбуваються під впливом космічно-планетарних явищ і законів, а основне джерело енергії географічної оболонки Землі розміщено в Космосі. З сонячною

енергією пов'язані основні природні процеси і фізико- географічні закономірності на Землі. Географічна оболонка розглядається як унікальне планетарно-космічне явище в оточенні магнітосфери і географічного простору. Головні методи географічної науки наведено в підрозділі "план і карта".

Другий розділ містить відомості про атмосферу Землі як складову частину географічної оболонки, її газовий склад, будову, радіаційний і тепловий режим, вологу, опади, циркуляцію, погоду і клімат.

Третій розділ висвітлює склад і будову гідросфери, зокрема об'єм та структуру, кругообіг води, водний баланс, відомості про Світовий океан, фізико-хімічні властивості океанської води, її тепловий режим, динаміку, життя в океані та його ресурси. На суші розглядаються підземні води, ріки, озера, болота, льодовики, проблема прісної води.

У четвертому розділі йде мова про рельєф поверхні літосфери, висвітлені питання про процеси і фактори рельєфоутворення, планетарний рельєф Землі, про основні типи морфоструктур - рівнини і гори, про морфоскульптури – флювіальну, карстову, гляціальну, кріогенну, еолову, берегову. Закінчується розділ інформацією про основні геотектури дна Світового океану, про ендегенні та екзогенні процеси на дні океану.

П'ятий розділ включає вчення про біосферу і ноосферу, сучасні точки зору на співвідношення понять про біосферу і географічну оболонку, концепцію системи «природа-людина-суспільство», просторово-часові, зокрема метахронні, закономірності розвитку природних процесів.

## РОЗДІЛ I. ЗЕМЛЯ У ВСЕСВІТІ

### Глава I. ВСЕСВІТ.

**Космічні системи.** Всесвіт – це весь об'єктивно існуючий Світ, безмежний у просторі й часі та різноманітний за формами. Форма й розміри Всесвіту в цілому ще невідомі. Земля є частиною Всесвіту. Відомо, що Всесвіт має дискретну будову, він складається з матеріальних та енергетичних скупчень, які називають **космічними системами**. Найбільші з них – Метагалактики.

**Метагалактика** – Це вся доступна для спостережень частина Всесвіту, в якій налічують близько 10 млрд. Галактик. Галактики утворюють скупчення, в які входить близько 1,7 млрд. Галактик.

**Галактика** - це просторово обмежена система, яка складається з концентрації зірок, туманностей та інших небесних тіл. Загальна кількість зірок у Галактиці понад 100 млрд. У межах Галактики зірки утворюють кулясті або відкриті скупчення, а також асоціації, форма Галактик різноманітна, але найчастіше має вигляд диска.

Наше Сонце розміщене в Галактиці "Чумацький шлях" ( "Стожари", "Млечний путь"). В нашій Галактиці нараховують близько 150 млрд. зірок. Вона має з полюса кулясту форму, від якої відходять дві спіралі, одна з яких подвійна. Сонце розташоване в екваторіальній площині між спіралями, на відстані 2/3 радіуса від центра Галактики. В екваторіальній площині Галактика має дископодібну форму. Екваторіальна площина проходить через Чумацький шлях, тобто лінійне скупчення зірок, видиме на небесній сфері. Довжина екваторіального діаметра Галактики близько 85000 світлових років. Світловий рік - це відстань, яку проходить світло за один Земний рік.

**Туманності** - це величезні скупчення газів і твердих частинок космічного пилу. В центрі туманностей часто розміщені зірки. Вважають, що біля таких зірок є планетні системи, як біля нашого Сонця.

**Зірки** - це тіла, які, подібно до Сонця, випромінюють світло. Відстані між зірками величезні; так, від Сонця до найближчої зірки приблизно 4,5 світлових років. Один світловий рік дорівнює близько 9,5 млрд. кілометрів. Зірки мають різні розміри, є зірки з діаметром орбіт Марса або Сатурна, а є зірки-карлики, які в сотні разів менші від Сонця. Температура на поверхні зірок від 3000 до 30000 °С. Більшість зірок постійні, тобто не змінюють сяяння, але є багато перемінних зірок. Зірки бувають поодинокі, подвійні (коли відстань між двома зірками менша за Сонячну систему\_ або кратні (по три і більше зірок).

Всі космічні системи складаються з сукупності своїх космічних тіл, об'єднаних загальними гравітаційними полями, рухами та іншими властивостями.

Всесвіт не стаціонарний, він розширюється, змінюється, виникають і руйнуються зірки та зіркові системи, утворюється та трансформується речовина та енергія на різних стадіях розвитку зіркових і планетних систем.

## Глава 2. СОНЯЧНА СИСТЕМА

Сонячна система включає до себе Сонце (рис. 1), 9 відомих планет та їх супутники (рис. 2), астероїди, космічний пил.

В основі єдності Сонячної системи лежить Закон Всесвітнього тяжіння, відкритий І. Ньютоном:

$$F = G \frac{m_1 \times m_2}{r^2}, \text{ де } F - \text{ сила тяжіння, } G - \text{ гравітаційна константа; } m_1, m_2 - \text{ маси}$$

тіл;  $r$  - відстань між тілами.

Якщо тіло, яке потрапляє в : поле тяжіння Сонця, має швидкість менше 16 км/с, воно стає супутником Сонця.

Маса всіх тіл Сонячної системи становить 0,0012 від маси Сонця. Світло від Сонця проходить до межі Сонячної системи за  $\frac{1}{4}$  доби.

### 2.1. Сонце

Це Зірка в центрі Сонячної системи, яка має форму кулі діаметром близько 1400000 км і температуру поверхні близько 6000 °С, а в центрі - кілька мільйонів градусів. Сонце обертається навколо осі на екваторі за 35 діб, а біля полюса за 26 діб. Відстань від Землі до Сонця в середньому дорівнює 149,6 млн. км і називається астрономічною одиницею. Маса Сонця в 333 разів, а об'єм - а 1,3 млн. разів більші, ніж у Землі.

Сонце рухається навколо центра Галактики зі швидкістю 250 км/с. Повне галактичне коло Сонячна система проходить за 180-200 млн. років. Цей час обертання називають **галактичним роком**. У різні моменти галактичного року Сонячна система потрапляє в іншу гравітаційну ситуацію, перелітає через відносно чистий простір або скупчення космічного пилу та інших матеріальних об'єктів. Зараз з галактичним роком зв'язують тектонічні цикли, через те що основні фази гороутворення відбувалися через кожних 180-200 млн. років.

Сонячний радіус дорівнює 696 тис. км, середня густина Сонця 1,4 г/см<sup>3</sup>. Основні хімічні елементи, з яких складається Сонце, - це водень (50~70%) і гелій. Внутрішню частину Сонця оточує оболонка, з якої променева енергія не виходить, до неї піднімаються потоки нагрітого газу. Над оболонкою розміщена **атмосфера Сонця**, яка складається з трьох оболонок: фотосфери, хромосфери і корони.

**Фотосфера** має товщину близько 500 км, тут температура понижується з висотою. В верхній частині фотосфери поглинаються і відбиваються всіх хвильові випромінювання, які надійшли від нижньої та середньої частин.

**Хромосфера** має товщину близько 10-12 тис. км. Вона утворює сяйво навколо Сонця і складається з струмків газу, який викидається зі швидкістю 20 км/с у зовнішній простір. Ці струмки газу називають **протуберанцями**.

**Сонячна корона** складається з двох шарів. Перший - гарячі газу, що світяться, другий - туманне дифузне освітлення, яке виникає внаслідок розсіювання світла на зодіакальних хмарах навколо Сонця, форма і розміри



корони залежать від сонячної активності, вона може збільшуватись до 15 млн. км і більше.

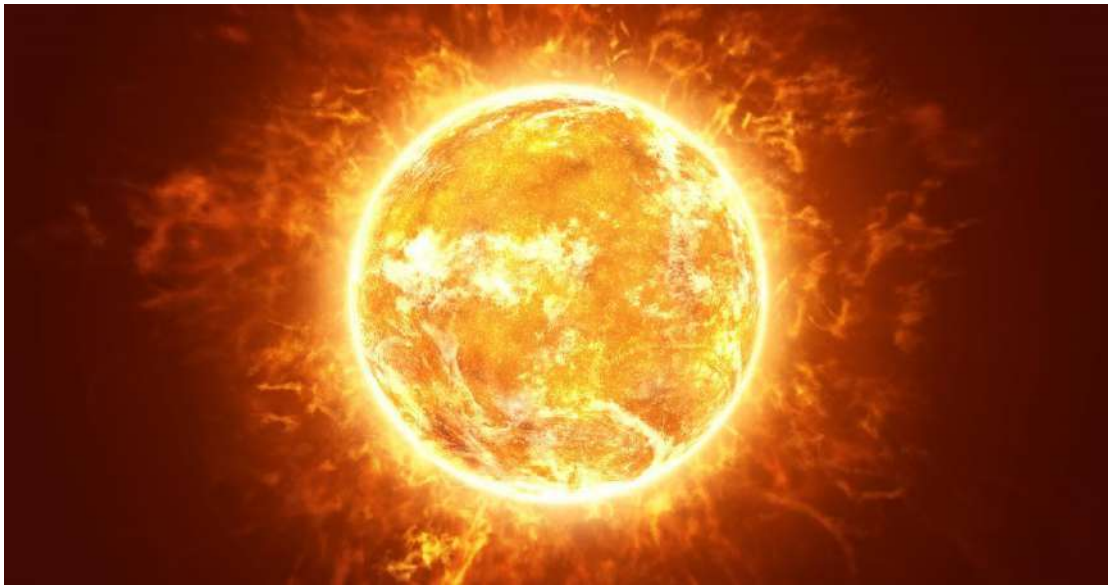


Рис. 1. Фотогеліограма сонячного диска  
([google.com/search?&=фотогеліограма+солнечного+диска&tdm](https://www.google.com/search?&=фотогеліограма+солнечного+диска&tdm))

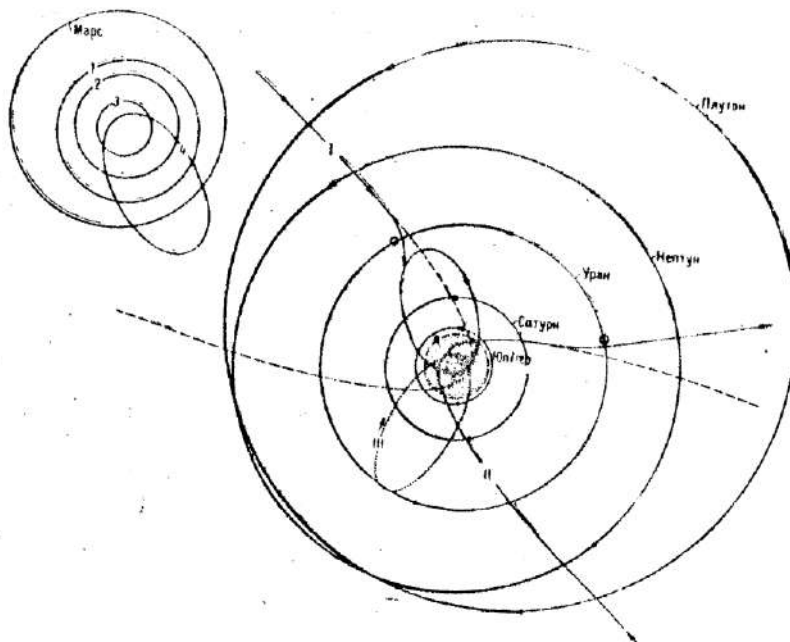
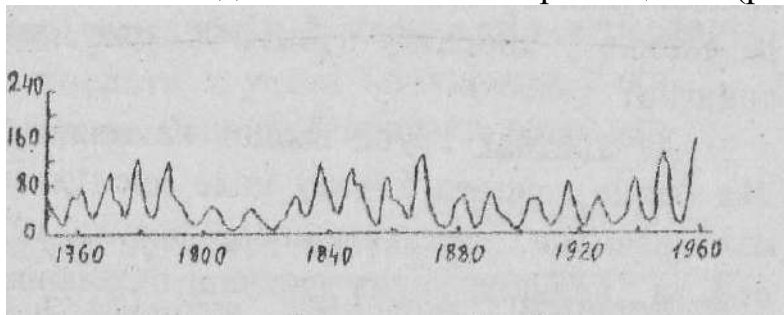


Рис. 2. Будова Сонячної системи (за Єрмолаєвим М.М., 1975). Показані проєкції орбіт великих планет на площину екліптики. Додатково показані: I –траєкторія комети, яка входить в Сонячну систему по параболічній орбіті та внаслідок впливу Урана переходить на еліптичну орбіту; II – траєкторія комети, яка ввійшла в Сонячну систему по параболічній орбіті та внаслідок притягання Ураном перейшла на гіперболічну орбіту з виходом за межі Сонячної системи; III - еліптична орбіта потоку метеорів; А - рій астероїдів між орбітами Марса і Юпітера. На врізці: 1 -Земля, 2 - Венера, 3- Меркурій, 4 -Ікар

**Сонячна активність** - це якісні зміни сонячної радіації, що обумовлені появою і зникненням сонячних плям, факелів, протуберанців, хромосферних спалахів. Головний цикл сонячної активності триває в середньому 100 років, але досить чітко виділяються 22- та 90-річні цикли (рис. 3).



**Рис. 3. 11-річна циклічність відносної кількості сонячних плям**

Вчені встановили статистичну кореляцію циклів сонячної активності з періодичністю землетрусів, коливанням рівня озер, урожайності сільськогосподарських культур, збільшенням чисельності комах, повторюваністю епідемічних захворювань та смертністю населення. Виявлено зв'язок сонячних спалахів та змін інтенсивності короткохвильового випромінювання з іонізацією верхніх шарів - атмосфери та утворенням озону ( $O_3$ ). Коливання кількості озону впливають на зміну температури і циркуляції атмосфери.

## 2.2. Планети Сонячної системи та їх супутники

Відомі 9 планет Сонячної системи: Меркурій - Венера - Земля - Марс - Юпітер - Сатурн - Уран - Нептун - Плутон. Всі вони обертаються навколо Сонця і навколо осі з різною швидкістю. Осі планет нахилені по-різному до площини орбіт. Планети об'єднують в три групи (див. рис. 2).

У першу "земну" групу входять Меркурій, Венера, Земля і Марс, їх розміри порівняно невеликі, екваторіальний радіус найменший у Меркурія (2480 км) і найбільший у Землі (6378 км) та у Венери (6126 км). Для них характерна висока густина - від 3,6 для Марса до 5,52 г/см<sup>3</sup> для Землі. Відстань від Сонця найбільш віддаленої в цій групі планети - Марса становить 1,52 а.о. (1 а.о. = 1496 тис. км.). У зв'язку з найближчою відстанню від Сонця вони одержують велику кількість сонячної радіації. Венера, Земля та Марс мають достатню масу, щоб тримати біля себе газові оболонки (атмосфери), але ця маса не настільки велика, щоб зберегти в складі атмосфери водень та ізотопи гелію. Період обертання навколо осі у Меркурія складає 58,8 діб, у Венери - 243 доби, у Марса - 24 години 37 хвилин. Період обертання навколо Сонця відповідно у Меркурія - 88 діб, у Венери - 224,7 діб, у Марса - 687 діб.

У другу групу входять планети-гіганти: Юпітер, Сатурн, Уран і Нептун. Вони розміщені на відстані від 5,2 до 30,09 а.о. від Сонця.

За масою і розмірами вони в десятки і сотні разів перевищують Землю; так, маса Урана в 14,5, а Юпітера в 318 разів більша за неї. Розміри екваторіального радіуса коливаються від 23800 км у Урана до 71800 км у

Юпітера. Для планет-гігантів характерна мала середня густина (від  $1,33 \text{ г/см}^3$  у Юпітера і  $0,69$  у Сатурна до  $1,29$  у Урана і  $1,64 \text{ г/см}^3$  у Нептуна). Атмосфери цих планет складаються з водню і гелію з невеликими домішками метану і аміаку, переважно у твердому стані. До цих планет доходить маленька кількість сонячної теплоти. Швидкість обертання навколо осі у Юпітера, Сатурна і Урана складає біля 10 годин, а у Нептуна – 15 годин 40 хвилин. Період обертання навколо Сонця у Юпітера дорівнює 11,86 земних років, у Сатурна – 29,46, у Урана – 84,01, у Нептуна відповідно 164,79 земного року.

До **третьої** групи планет належить Плутон. Це найбільш віддалена від Сонця планета і тому мало досліджена, відмінні риси Плутона - це малі розміри, незначна маса, велика густина. ( $\text{біля } 6 \text{ г/см}^3$ ) еліптичність орбіти, великий нахил площини екліптики до площини орбіти ( $17^\circ 30'$ ). Орбіта Плутона сильно наближена до орбіти Нептуна при мінімальній відстані від Сонця, тому є можливість зіткнення цих планет. Існує гіпотеза, що в минулому Плутон був супутником Нептуна. Деколи Плутон відносять до карликових планет, тому що на його орбіті бувають льодяні планетезималі з Поясу Койпера. До карликових планет, які обертаються навколо Сонця по певних орбітах з присутністю планетезималей, відносяться Церера, Хаумеа, Макемаке та Ерида. Планетезималі мають діаметри від метрів до сотен кілометрів і складаються з каменю, пилу і газу. Вони з часом розпадаються або злипаються і перетворюються у планети.

Слід зазначити, що планети-гіганти обертаються навколо осей швидше, ніж планети земної групи, тому вони більш стиснуті до полюсів, мають більшу відцентрову силу. Всі планети обертаються навколо осей в той самий бік, що й навколо Сонця, крім Урана. Всі планети мають еліптичні орбіти, по яких рухаються з різною швидкістю. Більшість планет мають супутників. Так, у Землі один супутник - Місяць; у Марса два - Фобос і Деймос; у Юпітера відкрито 17 супутників, найбільші з яких мають розміри планет земної групи; це Калісто, Ганімед, Іо, Європа; у Сатурна біля 23 супутників, найбільшим з яких є Тітан (радіус = 2500 км); у Урана відкрито 15 супутників, найбільшим з яких є Тітанія з радіусом 500 км, у Нептуна - 8 супутників.

**Місяць** - це супутник Землі, діаметр якого тільки в 4 рази менший від земного. Відстань від Землі до Місяця в середньому дорівнює 384000 км. Місяць відбиває сонячну радіацію, тому ми його бачимо та спостерігаємо фази повного місяця, чверті місяця, нового місяця. Земля і Місяць утворюють систему подвійної планети і обертаються навколо спільного центра, який перебуває на відстані  $0,73$  земного радіуса від центра Землі.

Місяць обернений до Землі завжди одним і тим самим боком, внаслідок того, що в нього однакова кутова швидкість обертання навколо осі і навколо Землі. Проміжок часу між двома послідовними положеннями Місяця в одній точці, небесної сфери називають сидеричним місяцем, який дорівнює 27,32 земних діб. Приблизно 35% поверхні Місяця займають пониження глибиною 5-6 км, тобто місячні "моря". Крім морів і материків, на Місяці є численні кратери і цирки, а також гірські хребти, звивисті тріщини і розломи.

З точки зору географа поділ планет на три групи показує, що достатню кількість теплоти одержують тільки планети земної групи, тому тут значної величини досягають широтні відміни залежно від кута падіння сонячних променів і можливий теплообмін і циркуляція атмосфери, яка підтримує зональний розподіл теплоти з усіма наслідками (див. рис. 2).

Основні характеристики планет Сонячної системи наведено в табл. I.

Таблиця 1. Основні характеристики планет Сонячної системи.

Планета	Екваторіальний радіус, км	Маса порівняно з масою Землі	Середня густина г/см <sup>3</sup>	Відстань від Сонця, а.о	Прискорення сили тяжіння м/с <sup>2</sup>
Меркурій	2480	0,55	5,52	0,39	3,52
Венера	6125	0,81	5,22	0,72	8,80
Земля	6378	1,00	5,52	1,00	9,80
Марс	3414	0,10	3,97	1,52	3,70
Юпітер	71800	317,82	1,30	5,20	25,00
Сатурн	60300	95,26	0,68	9,50	9,54
Уран	23800	14,56	1,32	19,19	10,24
Нептун	25000	17,28	1,84	30,00	17,62
Плутон	2200	0,11	6,00	39,75	1,22

### 2.3. Закони руху планет

Астроном Йоган Кеплер (1571-1640) сформулював основні закони руху планет. В наш час закони руху планет виглядають так.

**Перший-закон Кеплера.** Орбіти планет - це еліпси, в одному з фокусів яких перебуває Сонце. Еліпс - це геометричне місце точок, сума відстаней від яких до фокусів завжди постійна, це стиснуте коло, Стиснутість  $\alpha$  відображають відношенням різниці великої  $a$  та малої  $b$  напівосей еліпса до великої напівосі  $a$  :

$$\alpha = [a - b] / a$$

Важливою характеристикою еліпса є ексцентриситет  $e$  :

$$e^2 = (a^2 - b^2) / a^2$$

Ексцентриситет еліпса земної орбіти дорівнює 0,017.

**Другий закон Кеплера.** Радіуси - вектори планет за рівні проміжки часу описують рівні площі. Це відбувається тому, що швидкість руху планет по орбіті непостійна, вона збільшується, коли планета наближається до Сонця, і зменшується, коли планета найбільш віддалена від Сонця. Чим більш витягнутий еліпс орбіти, тим більші будуть зміни швидкості руху планет. Нерівномірна швидкість руху Землі зумовлює різну тривалість сезонів року в Північній і Південній півкулях. Коли в Північній півкулі зима, Земля перебуває ближче до Сонця, швидкість руху Землі по орбіті буде найбільша, тому тривалість зими менша, ніж у Південній півкулі. У південній півкулі взимку Земля перебував на найбільшій відстані від Сонця і тому повільніше рухається по орбіті.

**Третій закон Кеплера.** Квадрати періодів повних обертань планет навколо Сонця пропорційні кубам великих напівосей орбіт:  $T^2 = ka^3$ ,

де  $T$  - період обертання планети навколо Сонця;  $k$  – коефіцієнт пропорційності;  $a$  - велика напіввісь орбіти.

З цього закону випливає, що тривалість року та його сезонів залежать від розмірів орбіт планет. Велика відстань від Сонця зумовлює таке збільшення тривалості річного циклу, що створює несприятливі умови для розвитку життя.

## 2.4. Метеори, астероїди, комети

Крім планет та їх супутників, в Сонячній системі є космічний пил, метеори, астероїди, комети.

**Астероїди.** Навколо Сонця рухаються маленькі планети, більша частина яких розмішена між орбітами Марса і Юпітера. Їх називають астероїдами. Кількість відомих астероїдів близько 2000. Вони мають неправильну форму, в основному мають вигляд глиб. Найбільші за розмірами астероїди - це Церера з діаметром 770 км, Палада - 490 км, Веста - 380 км і Юнона - 180 км. Маса всіх астероїдів не перевищує 0,01 маси Землі. Орбіти деяких астероїдів витягуються і перетинаються з орбітами Венери та Землі, а астероїд Ікар проникає в орбіту Меркурія.

**Комети.** Це космічні тіла, які складаються з твердих уламків, пилу, газу, льоду та мають дуже витягнуті еліптичні орбіти. Відмінною рисою комет є наявність хвоста, який складається з газів та дрібних пилових частинок, викинутих під тиском сонячних променів з ядра комети.

В зв'язку з тим, що орбіта дуже витягнута, комети значний час проводять далеко за орбітою Плутона.

Дослідами Я. Оорта в Лейдені показано, що комети в афелії (афелій - це точка орбіти, яка перебуває на максимальній відстані від Сонця) потрапляють під вплив гравітаційного поля інших зірок і тому утворюють сферичне коло навколо планетної системи. Це коло тепер називають "хмарию Оорта", в якій нараховують близько  $10^{11}$  комет. При збільшенні швидкості під впливом інших небесних тіл орбіта комети може стати гіперболічною, і комета назавжди залишає Сонячну систему.

**Навколосонячна пилова хмара.** Простір навколо Сонця до орбіти Марса заповнений пилом. Пилова хмара розташована в площині руху планет. Основним джерелом пилу є пояс астероїдів. Пилові частинки з діаметром понад  $10^{-5}$  см концентруються навколо Сонця. Менші частинки пилу утворюють колоподібні скупчення біля орбіт малих планет, а частинки діаметром менше  $10^{-5}$  см вимітаються тиском сонячних променів за межі Сонячної системи, поповнюючи запаси космічного пилу.

**Метеори** - дрібні тверді тіла, які рухаються по замкнених еліптичних орбітах. При зустрічі з Землею вони притягуються і падають зі швидкістю 30 км/с. Проходячи крізь атмосферу, вони розжарюються і згорають, тільки уламки великих метеорів можуть долетіти до Землі. Метеори, які впали на Землю, називаються **метеоритами**. Великі метеори лишають яскраве світло на своєму шляху в атмосфері і називаються **болідами**. При падінні метеоритів утворюються **метеоритні кратери**.

Наприклад, в штаті Арізона (США) утворився кратер діаметром 1,2 км і глибиною 174 м, біля якого знайдені уламки загальною масою 30 т.

У лютому 1947 року впав Сіхоте-Алінський метеорит, який за розрахунками мав масу 1500 т, але знайдено тільки 37 т уламкового матеріалу. Тунгуський метеорит впав 30 червня 1908 року в басейні річки Підкам'яної Тунгуски на території Центрального Сибіру. Вибух почули на відстані 1000 км, а ліс повалено на площі 2150 км<sup>2</sup>. Експедиції не знайшли кратера та уламків дотепер, тільки обпалені дерева в радіусі 7-9 км. Можливо, цей метеорит розірвався у повітрі, тому кратер не утворився. Але протягом наступної ночі в Північній півкулі небо було світлим, як під час "білих ночей". Про походження Тунгуського метеорита є багато гіпотез, але таємниця ще не розгадана.

## 2.5. Гіпотези, що пояснюють утворення Сонячної системи

Вчення про походження Всесвіту і особливо Сонячної системи починається з роботи І.Канта "Загальна природна історія і теорія неба", яка вийшла в 1755 р. За гіпотезою Канта Сонце та планети утворилися з туманності, яка складалася з газів та пилу. В центрі виникло Сонце, а на периферії - планети. Але на рівні науки тих часів неможливо було пояснити відмінності між планетами. В 1824 р. П.Лаплас математично довів, що утворення планет відбувається завдяки обертанню гарячої хмари, з якої вони виникли. В ХХ ст. з'явилися інші космогонічні гіпотези.

У 1950 р. радянські вчені (О.Ю.Шмідт, О.І.Лебединський, В.О.Крат та ін.) розробили гіпотезу планетезималей. Згідно з цією гіпотезою всі тіла Сонячної системи утворилися з газопилової хмари, яка повільно оберталась. На шляху хмари в Галактиці з'явилися такі умови, що хмара почала стискатись. Первісний хаотичний рух частинок планетезималей ставав упорядкованим, а хмара поступово набувала дископодібної та спіральної форми.

В центрі сконцентрувалася найбільша маса, підвищилася температура і виникли ядерні реакції. Так утворилося Сонце. З меншої маси виникло спіральне коле, а якому ущільнення речовини привело до утворення планет. Вважають, що названі процеси відбувалися близько 10 млрд. років тому. Сонячні промені прогрівали найближчу до Сонця частину газопилової хмари, а також витискали на периферію газові компоненти. Хімічні елементи конденсувалися на шляху до периферії, спочатку біля Сонця важкі елементи, тобто менш летючі, наприклад, залізо і нікель. В складі планет земної групи кількість заліза зворотно пропорційна відстані від них до Сонця, тобто, Меркурій на 2/3 складається з заліза, а Марс тільки на 1/4. Віддалені від Сонця планети утворилися переважно з легких елементів – Н (82-96%), Не та ін.

У результаті руху планетезималі стикалися, злипалися, осідали на великих тілах, які поступово перетворилися на планети. В середній частині внутрішніх кілець, де була найбільша маса, виникли планети Венера і Земля. У Марса маса значно менша, оскільки частину планетезималей перехопив гігант-Юпітер. Внаслідок гравітаційного впливу Юпітера незначна маса не об'єдналася в планету, тут лишився пояс астероїдів. Вважають, що планети

виникли близько 5 млрд. років тому. Коли Земля досягла сучасної маси, вона почала нагріватися в результаті гравітаційного стискання, а потім радіоактивного розпаду елементів. Внаслідок нагрівання почалося плавлення речовини, диференціація за густиною, Поступово сформувалися оболонки: ядро, мантія і земна кора. Близько 4,5 млрд. років тому почалася геологічна та географічна історія Землі.

## Глава 3. ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ

### 3.1. Форма і розміри Землі

В VI ст. до н.е. Піфагор та його учні без доказів знали про **кулясту форму** Землі, бо вони вважали кулю ідеальною математичною фігурою.

В II ст. до н.е. Арістотель навів докази кулястості: тінь від Землі на Місяці має форму кола; коли рухатися на Північ, зірки від горизонту піднімаються вгору, за аналогією з Місяцем та іншими планетами. Давньогрецький вчений Ератосфен (278-196 роки до н.е.) визначив кут падіння сонячних променів в м. Александрія під час літнього сонцестояння, коли Сонце стояло в зеніті над Сієною. (в Єгипті), і його промені потрапляли на дно найглибших колодязів. Знаючи відстань між Сієною і Александрією, розміщеними на одному меридіані, Ератосфен визначив довжину  $1^\circ$  дуги та всю довжину земного кола за меридіаном у 250000 давньогрецьких стадій. Одну стадію прирівнюють до 158-185 м, отже, довжина меридіана 39500-46250 км.

У 1887р. І.Ньютон у праці "Математичний початок натуральної філософії" наводить докази того, що Земля має форму **сфероїда або еліпсоїда**, який обертається навколо малої осі. У 1859р. російський вчений Ф.Щуберт визначив, що Земля має еліпсоїдальну форму і в екваторіальній площині, тобто це є **трьохвісний еліпсоїд**.

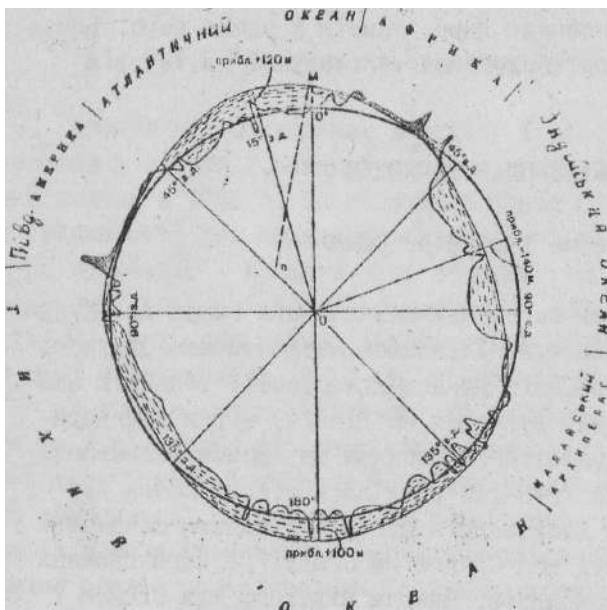


Рис.4 Схема співвідношення геоїда на поверхню земного еліпсоїда. Розріз по екватору (за Гедиміном А.В. та ін., 1973)

У 1873 р. німецький фізик Лістінг вводить поняття "геоїд", оскільки при вивченні фігури Землі досліджують поверхню рівня потенціалу сили тяжіння. Ця поверхня в кожній точці перпендикулярна виску, на океанах збігається з рівнем океану при відсутності припливів та хвиль, а на материках - рівнем води в уявних каналах, які з'єднують океани. Виявилось, що поверхня геоїда відступає від сфероїда обертання, в Азії і в Австралії, в Північній Америці і в Антарктиді вона розміщена приблизно на 60-100 м нижче від поверхні еліпсоїда, а в Тихому, Атлантичному та Північно-Льодовитому океанах - на 100-120 м вище. Поверхня геоїда

розміщена над поверхнею еліпсоїда також в меридіональному секторі Європи і Африки (рис. 4).

Всі геодезичні виміри редукуються на еліпсоїд, який називають референц - еліпсоїдом. У 1942 р. були прийняті за основу розміри **референц-еліпсоїда** Ф.М. Красовського. В 1967 р. за даними штучних супутників Землі отримані розміри екваторіального радіуса, які відрізняються від розмірів референц-еліпсоїда тільки в сотих частках. Розміри еліпсоїда Ф.М.Красовського: полярний радіус – 6356,863 км перший екваторіальний радіус – 6378,245 км; другий екваторіальний радіус - 6378,032 км; полярне стискання - 1/298,3; полярний радіус на 21,36 км менший за екваторіальний; екваторіальне стискання - 1/30000; великий екваторіальний радіус відрізняється від меншого на 213 м. Довжина Земного екватора становить 40075,7 км, а меридіана - 40008.5 км. За означеними розмірами площа земної поверхні дорівнює близько 510 млн. км<sup>2</sup>, а об'єм земної кулі – 1083×10<sup>12</sup> км<sup>3</sup>.

### **Географічні наслідки кулястості Землі:**

1) куляста фігура в мінімальному об'ємі концентрує максимальну масу і обумовлює оболонкову будову Землі;

2) сферичність кожної оболонки, в тому числі й географічної, обумовлює існування єдиного і нескінченного простору. В зв'язку з цим геологічні, геофізичні та географічні процеси не мають обмежень за шириною та довжиною, їх дію можна зрозуміти лише з урахуванням сферичності географічного простору;

3) сферичну форму має гравітаційне поле Землі;

4) сонячні промені падають на поверхню Земної кулі під різними кутами залежно від широти. Слово "клімат" в перекладі з давньогрецької мови означає "нахил" сонячних променів;

5) куляста форма обумовлює поділ планети на освітлену (денну) та неосвітлену (нічну) половини. Внаслідок обертання навколо осі це приводить до ритмічної добової зміни теплового режиму земної поверхні;

6) сферична форма зовнішніх оболонок та обертання Землі на шляху сонячної радіації обумовлюють зональність природи. В.В.Докучаєв у 1896 р. писав, що всі стихії: вода, земля, вогонь (тепло і світло), повітря, а також рослинний і тваринний світ завдяки астрономічному положенню, формі та обертанню нашої планети навколо осі, несуть на своєму загальному характері явні, різкі та несхитні риси закону світової зональності (Докучаєв В.В., 1951);

7) у геодезичних, картографічних та гравіметричних роботах використовують кулясту фігуру Землі та точні розміри еліпсоїда;

8) між фігурою Землі, символами гравітації і рельєфом існує тісний зв'язок через речовину верхньої мантії, яка може перетікати.

## **3.2.Внутрішня будова Землі**

Сила тяжіння визначається густиною Землі, **Густина Землі** - це відношення її маси до маси води такого самого об'єму. В лабораторних умовах



за допомогою крутильної ваги та розрахунків визначено масу Землі, яка дорівнює  $5,96 \times 10^{27}$  г. Середня густина Землі становить  $5,517$  г/см<sup>3</sup>.

За геологічними спостереженнями густина речовини земної кори в середньому становить  $2,65$  г/см<sup>3</sup>, тобто під корою всередині Землі речовина має значно більшу масу і густину. Відомості про внутрішню будову Землі дають геологічні свердловини та геофізичні методи. Найбільш глибокою на даний час є свердловина, яка пробурена на Кольському півострові до глибини  $13,5$  км.

Найбільш вірогідними вважають дані про внутрішню будову Землі, які отримано спостереженнями за швидкістю поширення сейсмічних хвиль, тобто коливань земної речовини, спричинених землетрусами. При землетрусах утворюються хвилі трьох типів:

А. На поверхні Землі поширюються **поверхневі** хвилі.

Б. **Поздовжні** хвилі - це пружні коливання речовини в напрямку поширення хвиль, тобто перемінне стискання і розтягання. Поздовжні хвилі мають найбільшу швидкість і проходять крізь будь-яке середовище.

В. **Поперечні** хвилі – це коливання речовини в перпендикулярному напрямку відносно поширення хвиль, тобто відбувається зміщення речовини, зміна її форми. Поперечні хвилі проходять лише крізь тверді речовини, а в рідинах і газах затухають.

Спостереження на сейсмічних станціях, розташованих у різних частинах земної поверхні, дозволили визначити швидкість та шляхи проходження хвиль крізь тверде тіло Землі. При проходженні крізь Землю швидкість поздовжніх хвиль стрибкувато зростає від  $6$  до  $8$  км/с на глибині в середньому близько  $60$  км, потім поступово збільшується до  $13$  км/с на глибині від  $60$  до  $2900$  км. На глибині  $2900$  км спостерігається стрибок зниження швидкості поздовжніх хвиль від  $13$  до  $8$  м/с, а поперечні хвилі тут зникають. Від глибини  $2900$  км до центра Землі швидкість хвиль зростає знов до  $11$  км/с, з невеличким стрибком на глибині близько  $5000$  км.

Всі означені глибини лягли в основу виділення внутрішніх оболонок, або геосфер: до глибини  $5-40-70$  км простягається земна кора, від  $40-70$  до  $2900$  км - мантія, а від  $2900$  км до центра - ядро, яке поділяється на зовнішнє та внутрішнє на глибині близько  $5000$  км (табл. 2).

Таблиця 2. Глибинна будова Землі.

Назва геосфери	Глибина, км	Густина, г/см <sup>3</sup>	Уявна температура t <sup>0</sup> C	Індекси основних хімічних елементів
Земна кора	5-40-70	2,7-2,9	1000	O, Si, Al, Fe, Ca, Na, Mg, H
Мантія				
Верхня	40-400	3,6	1400-1700	Si, Mg, O
Середня	400-960	4,7	1700-2400	FeO, SiO <sub>2</sub>
Нижня	960-2900	5,6	2900-4700	
Ядро	2900-6371	понад 11,5	5000	Fe, Ni

Сферична оболонкова будова Землі добре аргументована, але проблемним є уявлення про хімічний склад оболонок та спосіб диференціації речовини на геосфери.

За гіпотезою неоднорідного хімічного складу геосфер, після утворення планети 4,6 млрд. років тому почалося її самонагрівання. Джерелами внутрішньої теплоти були гравітаційне стискання і радіоактивний розпад. З підвищенням температури в надрах почалося плавлення металів на невеликій глибині, оскільки в центрі був великий тиск. У розплавленому шарі легші силікатні сполуки піднімалися і утворили земну кору. Метали поступово опускалися до центра і сформували металічне ядро, яке складається з нікелю та заліза. Мантия сформувалася переважно з MgO, FeO, SiO<sub>2</sub>, які утворюють магму. В перекладі з грецької мантия - це верхній одяг, а магма - це густа мазь. До складу мантиї входять також вода, хлор, фтор та інші летючі компоненти. Згідно з цією гіпотезою в мантиї та ядрі всі елементи більш ущільнені, ніж на земній поверхні, під великим тиском максимальне ущільнення атомів елементів приводить до перебудови їх кристалічної решітки.

Інша гіпотеза пояснює стан мантиї та ядра дією високого тиску.

В таких умовах речовина, незалежно від хімічного складу, переходить в інший фізичний стан в зв'язку зі стиканням електронних оболонок і зближенням атомів і електронів. Наприклад, у верхньому ядрі спостерігається надтвердий стан речовин, порушені хімічні властивості і речовину не можна порівняти з будь-якими елементами земної кори, які перебувають під незначним тиском. Речовина ядра стає універсально-металічною і утворює магнітне поле. Вважають, що за умов пануючих всередині Землі температур зовнішнє ядро розплавлене, пластичне, а внутрішнє - тверде.

Диференціація речовини в основному відбувається в мантиї, тут легкі елементи піднімаються до земної кори, а важкі опускаються. За геофізичними даними в мантиї виникає конвекція, яка замикається на глибині 100-350 км.

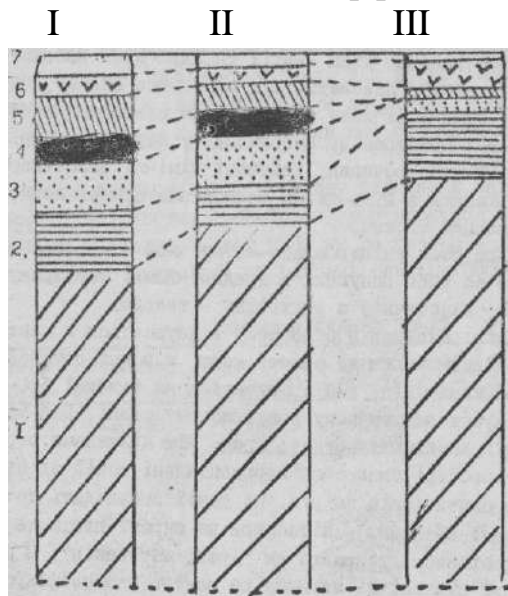
Тут речовина існує в пластичному розтопленому стані. Цей верхній шар пластичної мантиї називають **астеносферою**. Між ділянками вертикальної конвекції в астеносфері виникають горизонтальні течії зі швидкістю кілька десятків сантиметрів за рік. Ці течії призводять до розколу твердої зовнішньої оболонки - літосфери на окремі плити та їх горизонтального переміщення, відомого як "дрейф материків". В астеносфері розміщені глибокі вулканічні вогнища та центри глибокофокусних землетрусів.

**Земна кора.** Нижню межу земної кори, на якій різко змінюються швидкість поздовжніх хвиль та щільність речовини, називають **поверхнею Мохоровичича** за ім'ям югославського вченого, що вивчав її. Поверхня Мохоровичича, або просто **Мохо**, під океанами міститься в середньому на глибині 5-10 км, а під материками на глибині 30-60 км.

До складу земної кори входять три основних типи порід: **магматичні, метаморфічні й осадочні.**

Магматичні породи формуються при затвердінні магми. Якщо магма затверділа в результаті кристалізації на глибині, утворюються інтрузивні породи, наприклад, граніт, сієніт, габро та інші. Магму, яка виливається на земну поверхню, називають лавою. При її затвердінні виникають ефузивні, або вивержені, породи, наприклад, базальт, андезит, трахіт, ліпарит, вулканічний туф, вулканічне скло тощо.

Метаморфічні породи утворюються в надрах під дією високих температур і тиску, на контактах порід різного хімічного складу або фізичного стану. До метаморфічних порід належать гнейси, кристалічні сланці, кварцит мармур. Близько 90% об'єму земної кори займають кристалічні породи магматичного і метаморфічного походження (рис. 5).



**Рис. 5. Середній вміст головних хімічних компонентів в базальтах, гранітах та архейських прародах південно-східного Сибіру (Фролова Н.В., 1950):** I - базальти, II - архейські прароди, III - граніти; 1 - кремнезем, 2 - глинозем, 3 - оксиди і діоксиди заліза, 4 - оксиди магнію, 5 - оксиди кальцію, 6 - луги, 7 - інші компоненти.

Осадочні породи формуються на земній поверхні при руйнуванні інших порід - це уламкові породи, наприклад, глиби, валуни, щебінь, галька, пісок, глина, мул, піл. За рахунок життєдіяльності організмів утворюються **органогенні** осадочні породи, наприклад, вапняки, кремністі породи, кам'яне і буре вугілля, торф, деякі руди. У водному середовищі відбуваються хімічні реакції й формуються **хемогенні** породи, наприклад, вапняк, мергель, кальцит, сіль, руди металів тощо.

**Типи земної кори.** Розрізняють два основних типи земної кори: континентальний і океанічний. Перший складається з трьох шарів: осадочного - товщиною в середньому 10 км, гранітного - з середньою товщиною 10-15 км, базальтового - товщиною 15-35 -км. Середня густина гранітного шару 2,8-2,7 г/см<sup>3</sup>, а базальтового - 3,0 г/см<sup>3</sup>. "Гранітним" і "базальтовим" шари названі умовно, за швидкістю проходження сейсмічних хвиль, яка властива відповідним породам. Океанічна кора складається з двох шарів: базальтового і малопотужного осадочного. Потужність базальтового шару в середньому 5-10 км, а осадочного до 1 км. Дослідження свідчать, що вік материкової кори в 10-20 разів більший, ніж океанічної. Материкова кора має меншу густину і піднімається ("плаває") вище за океанічну. За геологічними даними виділяють по три види земної кори континентального та океанічного типів і вид кори перехідних областей від материків до океанів.

### 3.3 Осьове обертання Землі та його наслідки

Земля обертається з заходу на схід, проти годинникової стрілки зі сторони Північного полюса. Внаслідок цього виникає циклічний проміжок часу - доба. Сонячна доба - це проміжок часу між двома послідовними проходженнями Сонця через меридіан точки спостереження.

Земля рухається навколо Сонця по орбіті в тому самому напрямку, що й навколо осі. В зв'язку з цим сонячна доба дещо довша, ніж дійсний час повного

обертання. Час обертання навколо осі визначається проходженням певної зірки через меридіан точки спостереження і дорівнює 23 години 56 хвилин 4 секунди (це зоряна доба). А середня сонячна доба становить 24 години.

Кутова швидкість будь-якої точки на поверхні Землі за певний проміжок часу однакова для всіх широт і дорівнює  $15^\circ$  за 1 годину.

Лінійна швидкість обертання залежить від широти, на екваторі вона найбільша - 464 м/с, а на полюсах зменшується до нуля. Лінійну швидкість визначають за формулою  $V_i = V \cos \varphi$ , де  $V_i$  - швидкість на широті  $\varphi$ ;  $V$  - швидкість на екваторі. Наприклад, для Санкт-Петербурга, широта якого  $60^\circ$ , лінійна швидкість обертання становить 232 м/с.

Добове обертання Землі має географічні наслідки. Головним з них є **зміна дня і ночі** в зв'язку зі зміною положення Сонця відносно площини горизонту даної точки. В результаті зміни кута падіння сонячних променів в кожній точці виникає **добовий ритм сонячної радіації**, ритми нагрівання і охолодження, місцевих циркуляцій повітря, цикли життєдіяльності живих організмів і людини. Зміна тривалості дня і ночі залежить від положення Землі на орбіті.

### 3.4. Географічна система координат.

Завдяки обертанню навколо осі виявляються дві постійні точки- **полюси**. Вісь обертання, полюси та екватор дають основу для **геофізичної системи координат**, яка складається з **паралелей та меридіанів**.

**Меридіани** - це лінії, які з'єднують полюси. Площина меридіана перпендикулярна до площини горизонту. **Полуденна лінія** - це лінія, на якій перетинаються площини меридіана і горизонту. Всі меридіани утворюють однакові еліпси і з'єднують полюси, тому за початковий меридіан вибрали умовно - **Гринвіцький меридіан** (Гринвіцька обсерваторія біля м. Лондона).

**Географічна довгота** - це відстань в градусах від Гринвіцького меридіана. Розрізняють західну і східну довготи, від 0 до  $180^\circ$  західної і від 0 до  $180^\circ$  східної довготи. Відповідно виділяють Західну і Східну півкулі.

**Екватор** - це лінія, всі точки якої лежать на рівних відстанях від полюсів. Площина екватора перпендикулярна до земної осі і поділяє Землю на Північну і Південну півкулі. **Паралелі** - це лінії, які паралельні до екватора. Відстань у градусах від екватора по меридіану називають **географічною широтою**, в Північній півкулі широти північні, а в Південній - південні.

### 3.5. Сила Коріоліса.

З обертанням Землі пов'язано існування **сили Коріоліса**. Г.Коріоліс (1792-1843) - французький вчений-механік, який визначив цю силу, її називають ще поворотною або геострофічною. Вона виражається в відхиленні напрямку всіх рухомих тіл в Північній півкулі вправо, а в Південній - вліво. Всі тіла намагаються зберегти прямолінійний напрям, але рух відбувається над сферичною поверхнею, яка обертається. Тому здається, що напрям руху тіл

відхиляється, хоча насправді відхиляється поверхня. За силою Коріоліса спостерігають за допомогою **маятника Фуко**. Маятник вішають на вільну нитку, і він рухається в одній площині відносно осі світу. Диск під маятником обертається разом з Землею, тому кожне коливання відносно диска відбувається в іншому напрямку.

Так само відхиляються повітряні та водні маси. Відхиляюча сила впливає на напрям вітрів, течій, річок. Для річок підмивання правих берегів вперше зв'язав з силою Коріоліса російський академік К.М.Бер в 1857 р.

Силу Коріоліса  $F$  визначають за формулою:

$F = 2mwV \sin \varphi$ , де  $m$  - маса тіла;  $w$  - кутова швидкість обертання Землі;  $V$  - швидкість тіла;  $\varphi$  - географічна широта.

Від швидкості обертання навколо осі залежать сплюснутість, тобто **полярне стискання** Землі. При змінах швидкості обертання за рахунок дії припливної сили відбувається переміщення речовини в надрах Землі.

Внаслідок обертання речовина Землі намагається утворити ідеальну сферичну поверхню, згладити поверхню геоїда, тому на певних меридіанах і паралелях виникають напруги і інтенсивно проявляється дія тектонічних рухів.

### 3.6. Доба і час

Обертання Землі навколо осі дає основну одиницю часу - добу і обумовлює розділення доби на дві частини - **день і ніч**. У давні історичні часи добу поділили на дві частини по 12 годин. Ранок, день, вечір і ніч на різних меридіанах починаються в різний час, але трудова діяльність людей повинна мати певний облік часу в певних областях Землі.

В зв'язку з цим введено поняття **поясного часу**. Його суть в тому, що Земля поділяється на 24 пояси, витягнутих від одного полюса до другого через  $15^\circ$  довготи. Час кожного поясу відрізняється від сусіднього на 1 годину. Нульовий пояс відповідає нульовому Гринвіцькому меридіану і охоплює смугу від  $7^\circ 30'$  західної до  $7^\circ 30'$  східної довготи. В центрі першого поясу перебуває меридіан  $15^\circ$  східної довготи; другого - відповідно меридіан  $30^\circ$  східної довготи і т.д. **Місцевий час** - це сонячний час, однаковий на даному географічному меридіані. **Місцевий час центрального меридіана** поясу приймається за **поясний час**, а на інших меридіанах даного поясу місцевий час буде відрізнятися від поясного. Насправді межі поясів не завжди дотримуються меридіанів, а проводяться за політичними та географічними рубежами.

### 3.7. Гравітаційне поле Землі.

Внаслідок обертання Землі виникає гравітаційна сила. Вона має протилежний напрям відносно сили притягання маси Землі. **Сила тяжіння** - це векторна різниця між силою притягання і відцентровою, відцентрова сила росте від нуля на полюсах до максимуму на екваторі, відповідно сила тяжіння - від екватора, до полюсів і досягає максимуму на полюсах. Силою тяжіння

обумовлена деформація фігури Землі, її сплюснутість з полюсів, а також гравітаційне поле Землі. Існує гравітаційна взаємодія Землі з Місяцем і Сонцем.

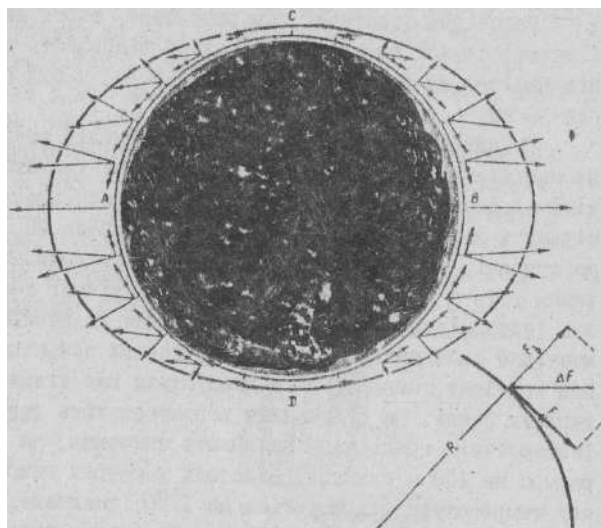
Природний супутник Землі Місяць обертається навколо Землі по еліптичній орбіті з середнім радіусом 384400 км. Система Земля - Місяць має власний центр маси, віддалений від центра Землі на  $3/4$  її радіуса. Земля і Місяць рухаються навколо центра мас, і тому в кожній точці виникає відцентрова сила, яка не залежить від широти. Крім відцентрової сили, на кожну точку діє сила притягання до Місяця. За законом всесвітнього тяжіння сила притягання обернено пропорційна квадрату відстані між центрами мас. У точках, розміщених ближче до Місяця, сила притягання більша, ніж у віддалених. Відцентрова сила в будь-якій точці однакова, оскільки кожна точка має однакову орбіту навколо центра мас. У центрі мас існує рівновага між силами притягання і відцентровою. В інших точках Землі рівноваги немає, тому що в найближчих до Місяця точках переважає сила притягання, а у віддалених - відцентрова. Результатом нерівності цих сил є **припливотворна** сила, якою обумовлено утворення припливних деформацій-опуклостей або стоячих хвиль.

В зв'язку з обертанням Землі **припливні деформації** зміщуються і за проміжок часу між двома послідовними кульмінаціями Місяця обходять навколо Земної кулі. За цей час в кожному місці відбуваються **два припливи і два відпливи** (рис. 6). В залежності від фаз та зміни схилення і положення Місяця на орбіті, від географічної широти та особливостей берегових ліній океанів та морів спостерігається зміна величини і тривалості припливів і відпливів до одного припливу і відпливу за добу.

Аналогічні взаємозв'язки існують між Землею і Сонцем та іншими небесними тілами. В зв'язку з великою відстанню до Сонця величина **сонячного припливу** приблизно в 2,2 рази менша від місячного. Внаслідок постійної зміни положення Землі, Місяця і Сонця на орбітах постійно змінюються також і величини припливів. Коли місячний і сонячний припливи складаються, величина припливів найбільша, їх називають **сизигійними**, коли віднімаються - **квадратурними**.

Припливні хвилі намагаються зберігати своє положення відносно збурних тіл, в зв'язку з чим вони поступово сповільнюють добове обертання Землі приблизно на  $1/40000$  секунди за рік.

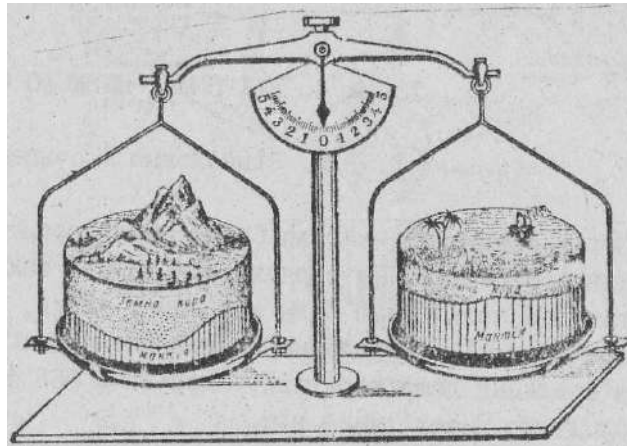
Припливні хвилі виникають не тільки в гідросфері, а й в інших оболонках Землі. Наприклад, підраховано, що висота припливної хвилі в літосфері в середніх широтах може досягати 0,4 м.



**Рис. 6. Припливотворні сили на меридіані кульмінації Місяця (за Єрмолаевим М.М., 1975).**

Вивчення розподілу сили тяжіння свідчить, що всі частини земної кори - материка, рівнини, гори та інші ділянки врівноважені на верхній мантії. Це врівноваження земної кори називають **ізостазією** ("іzos" - рівний, "стазіс" - положення, стан).

**Ізостазія** полягає в тому, що земна кора гідростатично врівноважена на астеносфері (рис. 7). Рівновага досягається завдяки тому, що потужність земної кори обернено пропорційна її густині. Важка океанічна кора має набагато меншу товщину, ніж легка материкова. Під гірськими країнами кора потужніша ніж під низовинами, в мантію занурені "коріння" гір.



**Рис. 7. Образне зображення ізостазії (за Щубасвим Л. П. 1977)**

Ізостазія - це не мертва рівновага, це прагнення до рівноваги, вона постійно порушується і відновлюється внаслідок того, що на поверхні Землі весь час рухається речовина і відбувається перерозподіл мас, а в рухомих областях в земну кору піднімається речовина мантії. Внаслідок ізостазії поверхня Мохо, тобто нижня межа земної кори, і рельєф земної поверхні дзеркально відбивають одне одного. Наприклад, під Паміром глибина поверхні Мохо 65 км, а під Прикаспійською низовиною 30 км.

Гравітаційне стискання і радіоактивний розпад елементів приводять до нагрівання надр. Джерелом внутрішньої теплоти можуть бути також геохімічні реакції та сила тертя. Теплота сонячної радіації проникає тільки в верхній шар земної кори до глибини 20, рідко 30 м. Приблизно на глибині, де припиняється вплив річних коливань температури нагрівання ґрунту Сонцем, міститься шар постійної температури, який називають **ізотермічним горизонтом**. Найближче до поверхні він розміщений в постійно холодних або рівномірно теплих областях. Нижче за ізотермічний горизонт температура підвищується вже тільки за рахунок внутрішньої теплоти Землі. Це підвищення характеризують **геотермічним градієнтом**. Геотермічним градієнтом називають значення, на яке збільшується температура на 100 м глибини. Відстань у метрах глибини, при опусканні на яку температура підвищується на 1 °С, називають геотермічним ступенем. У середньому він дорівнює 33 м, в областях вулканізму близько 5 м, а в спокійних геологічних областях - до 100 м. Слід зазначити, що сила гравітації впливає на всі фізико-географічні процеси земної поверхні, пов'язані з рухом будь-яких речовин та утворенням їх форми і розмірів.

## Глава 4. РУХ ЗЕМЛІ НАВКОЛО СОНЦЯ

### 4.1. Рік. Рівнодення і сонцестояння.

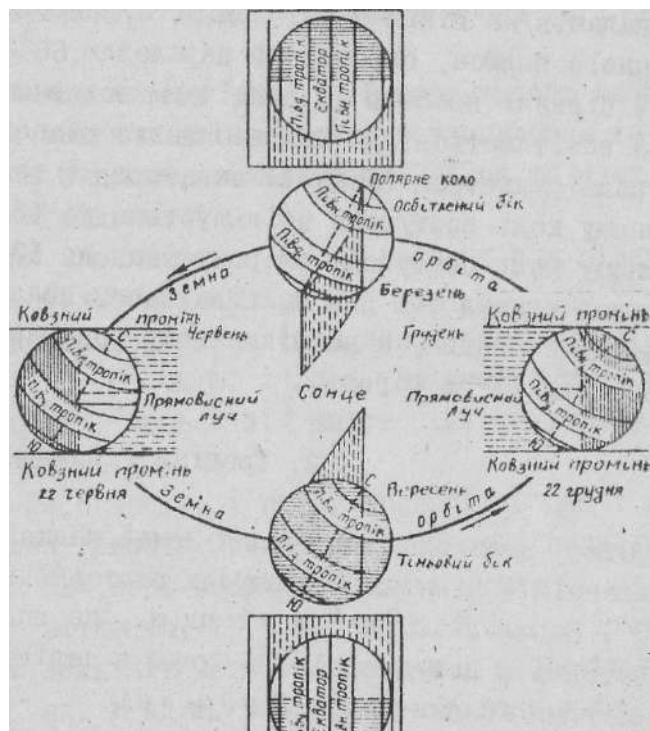
Повне обертання навколо Сонця Земля робить за 365 днів 6 годин 9 хвилин і 9 секунд. Це **зоряний рік**. Після закінчення цього року спостерігаєш побачить Землю біля тої самої зірки, де вона була рік тому. Проміжок часу між послідовними проходженнями Сонця через точку весняного рівнодення дещо коротший і дорівнює 365 днів 5 годин 48 хвилин 46 секунд. Це - **тропічний рік**.

Орбіта Землі має форму еліпса, в фокусі якого перебуває Сонце. Відстань між Землею і Сонцем змінюється протягом року. Найближча відстань в **перигелії** спостерігається **4 січня** - 147 млн. км. В **афелії** **6 липня** Земля віддалена від Сонця на 152 млн. км. Довжина земної орбіти - близько 940 млн. км. Середня швидкість руху Землі - 29,8 км/с. В афелії швидкість зменшується до 29,3 км/с, а в перигелії збільшується до 30,3 км/с (другий закон І. Кеплера: радіус-вектор планети за рівні проміжки часу описує рівні площі). В зв'язку з цим літо в північній півкулі дещо довше (93,6дб), ніж у південній (89дб).

Обертання Землі навколо Сонця само по собі не веде до зміни пір року. Основною причиною річних циклів є нахил земної осі до площини орбіти (кут нахилу  $66^{\circ}33'15''$ ). Вісь землі при обертанні зберігає незмінне положення в просторі, тобто завжди паралельна до себе. Це обумовлює при різних положеннях Землі на орбіті зміну освітлення і нагрівання північної і південної півкуль протягом року (рис. 8).

**21 березня і 23 вересня** нахил земної осі нейтральний відносно Сонця. Сонячні промені падають вертикально на екватор й освітлюють північну і південну півкулі до полюсів. На всіх широтах день і ніч тривають по 12 годин, тому 21 березня і 23 вересня називають **рівноденнями**.

**22 червня** положення Землі таке, що північний кінець осі нахилений до Сонця. Вертикальні промені Сонця потрапляють не на екватор, а північніше на кут нахилу площини екватора до площини орбіти, тобто на  $90^{\circ}-66^{\circ}33' = 23^{\circ}27'$ . За добу вертикальні сонячні промені накреслять лінію (паралель)  $23^{\circ}27'$ , північніше за яку Сонце ніколи не буває в зеніті. Цю паралель називають **північним тропіком**, або поворотним колом. Дні, коли Сонце стоїть в зеніті над тропіками (відповідно з північній або південній Півкулях), називають днями **сонцестояння**. Для північної півкулі **22 червня** - день **літнього сонцестояння**. В цей день





освітлюється не тільки північний полюс, а й весь простір навколо полюса, окреслений лінією  $66^{\circ}33'$ , або **північним полярним колом**.

**Рис. 8. Освітленість Землі сонячними променями в дні сонцестояння та рівнодення (за Щубаєвим Л.П., 1975)**

У південній півкулі 22 червня сонячні промені дотикаються до земної поверхні на широті  $66^{\circ}33'$ , а весь простір між  $66^{\circ}33'$  пд.ш. і південним полюсом зовсім не освітлюється. Вже 23 червня Сонце повертається і поступово зміщується в бік екватора, тому тривалість дня в північній півкулі починає зменшуватися, а в південній - збільшуватися до 12 годин в день **осіннього рівнодення** - 23 вересня і далі до 22 грудня.

В день **зимового сонцестояння, 22 грудня**, вертикальні сонячні промені падають на лінію  $23^{\circ}27'$  пд.ш., і освітлюють весь простір навколо південного полюса, окреслений паралеллю  $66^{\circ}33'$  пд.ш. Водночас в північній півкулі простір за північним полярним колом ( $66^{\circ}33'$  пн.ш.) Сонцем не освітлюється. До дня **весняного рівнодення - 21 березня** Сонце поступово рухається назад до екватора, і тривалість дня на північному полярному колі поступово збільшується до 12 годин, а на південному полярному колі поступово скорочується до 12 годин. Від 21 березня до 22 червня тривалість дня на північному полярному колі збільшується від 12 до 24 годин, а на південному полярному колі, відповідно, зменшується від 12 до 0 годин.

## 4.2. Тропіки і полярні кола

Отже, внаслідок обертання Землі навколо Сонця з нахилою віссю, в південній і північній півкулях окреслюються паралелі  $23^{\circ}27'$  та  $66^{\circ}33'$ . Паралелі  $23^{\circ}27'$  пн. і пд.ш., на яких один раз на рік в дні сонцестоянь в полудень Сонце буває в zenіті, називають **тропіками**, або поворотними колами /грец. *tropikos* - "коло повороту"/. **Північний тропік** ще називають **тропіком Рака**, а **південний** - **тропіком Козерога**, в зв'язку з перебуванням Сонця в відповідних сузір'ях.

**Полярними колами** називають паралелі  $66^{\circ}33'$  пн. і пд.ш., на яких один раз на рік у день літнього сонцестояння Сонце не заходить, а в день зимового сонцестояння - не сходить.

Одним із наслідків нахилу земної осі є **нерівність дня і ночі** на всіх широтах, крім екваторіальних, де день і ніч завжди майже рівні по 12 годин. На широтах  $30^{\circ}$  максимальна тривалість дня становить 13 годин 56 хвилин, а мінімальна - 10 годин 04 хвилини, відповідно, на  $60^{\circ}$  пн. і пд.ш. - 18 годин 30 хвилин і 5 годин 30 хвилин, на  $66^{\circ}33'$  пн. і пд.ш. - 24 години і 0 годин. На паралелі  $70^{\circ}$  пн.ш. Сонце не заходить 65 діб і не сходить 60 діб. На північному полюсі ( $90^{\circ}$  пн.ш.) 186 діб триває полярний день і 179 діб - полярна ніч. На північному полюсі день більший за ніч на 6 діб, бо швидкість руху Землі на орбіті в липні зменшується. На південному полюсі, навпаки, полярна ніч на 6 діб довша, ніж полярний день, оскільки швидкість руху Землі в афелії зменшується.

На широтах 58 - 66° протягом одного місяця Сонце опускається тільки на 8-10° нижче лінії горизонту, відбувається заломлення сонячних променів та розсіювання сонячної радіації атмосферою, в зв'язку з чим **влітку** ніч скорочується і спостерігаються **білі ночі**. Відповідно на широтах 66°33' - 70° пн. і пд.ш., коли Сонце не сходить але наближується до лінії горизонту, **зимою** спостерігаються **сірі дні**.

### 4.3. Зміна пір року і сезонні ритми природи

**Рік** - це не тільки одиниця виміру часу, а і протяжність **сезонних циклів** різних явищ природи: сезонна зміна погод, встановлення та схід снігового покриву в помірних широтах, річний режим річок та озер, сезонні ритми в житті рослин і тварин.

**Зміна пір року** і сезони проявляються не однозначно для півкуль і відрізняються в певних поясах освітлення. Нахил земної осі обумовлює поділ Землі на наступні **пояси освітлення**.

А. Екваторіальний пояс, 0-10° пн.ш. і пд.ш. Висота Сонця в полудень коливається від 90° до 56°, день і ніч майже рівні, сутінки дуже короткі, пори року не проявляються.

Б. Тропічні пояси, 10-23,5° пн.ш. і пд.ш. Тривалість дня і ночі змінюється від 10 до 13 годин, висота Сонця коливається в полудень від 90° до 47°, виділяються дві пори року - волога і суха.

В. Субтропічні пояси освітлення, 23,5-40° пн.ш. і пд.ш. Висота Сонця тільки біля тропіка в день літнього сонцестояння наближається в полудень до 90°, а на 40° пн. і пд.ш. зменшується в день зимового сонцестояння в полудень до 26,5°. Тривалість дня і ночі на широтах 40° коливається від 9 до 14 годин 51 хвилин. Сутінки не тривалі. Чітко проявляються дві пори року - зима і літо, мало помітні перехідні сезони - весна та осінь.

Г. Помірні пояси. 40-58° пн. і пд.ш. Полуденна висота Сонця взимку - 8,5°, влітку до 55,5°. Тривалість дня і ночі коливається від 18 до 6 годин, сутінки довгі. Чітко простежуються чотири пори року.

Д. Пояси білих ночей влітку і коротких зимових днів, 58-66,5° пн. і пд.ш. Висота Сонця в полудень влітку 53,5°, взимку - 0°. Навколо дня сонцестояння влітку спостерігаються білі ночі, а взимку - сірі, похмурі дні. Для цих поясів характерні чотири пори року, причому зима довша за літо.

Е. Субполярні пояси, 66,5-74,5° пн. і пд.ш. Полярна ніч триває від 1 доби на 66,5° ш. до 103 діб на 74,5° ш. Висота Сонця влітку відповідно від 47 до 39°.

Є. Полярні пояси, 74,5-90° пн.ш. та пд.ш. Полярна ніч у північній півкулі збільшується від 103 до 179 діб. Найбільша висота Сонця на полюсах - 23,5°. Пори року збігаються з днем і ніччю. Полярний день - літо, полярна ніч - зима.

У дні рівнодення висоту полуденного Сонця над горизонтом  $h$  для різних широт можна визначити за формулою:

$$h = 90^\circ - \varphi$$

Влітку Сонце стоїть в зеніті над тропіком і його висота збільшується на 23°27':  $h=90^\circ-\varphi+23^\circ27'$ .

Взимку Сонце відступає в протилежну півкулю, висота його зменшується до мінімуму в день зимового сонцестояння, її можна визначити за формулою:

$$h=90^{\circ}-\varphi-23^{\circ}27'$$

Пояси освітлення обумовлюють широтний розподіл сонячної радіації й теплоти, які, в свою чергу, дають основу для виділення сезонів і пір року. В формуванні погодних умов пір року беруть участь не лише радіаційні, а й інші земні фактори, які ускладнюють явища сезонних змін і пір року.

Так, період від 21 березня до 22 червня називають **астрономічною весною**, відповідно, від 22 червня до 23 вересня - **астрономічним літом**, від 23 вересня до 22 грудня - **астрономічною осінню**, від 22 грудня до 21 березня - **астрономічною зимою**. Але вони не збігаються з порами року, обумовленими кліматом (наприклад, у наших широтах літо - 01.06-31.08, зима - 01.12-01.03).

Встановлено, що **кут нахилу земної осі** до площини орбіти поступово коливається в межах 3-4° з періодичністю близько 40 тис. років.

Від нахилу залежить контрастність сезонів року. Чим менший нахил земної осі, тим менше змінюється висота Сонця і кут падіння сонячних променів, а відповідно, і кількість теплоти, тим слабші сезонні зміни погоди. При збільшенні нахилу земної осі збільшується простір за полярними колами і контрастність сезонів року. Отже, астрономічний фактор через радіаційні процеси впливає на сезонну ритміку природи.

Вісь обертання Землі внаслідок зміни свого нахилу повільно окреслює в просторі конус з кутом близько 23,5°. Цей рух називають **прецесією**. Прецесія пов'язана з тим, що Сонце і Місяць притягують несиметрично нахилений еліпсоїд Землі й намагаються повернути його так, щоб площина земного екватора збіглася з площиною орбіти Землі й Місяця. Земля, в свою чергу, намагається зберегти момент обертання. Зміщення площини екватора викликає **зміщення точки рівнодення** назустріч орбітальному руху Землі. Повний цикл завершується через 26000 років, коли зима і літо в північній півкулі поміняються місцями, тобто літо буде тоді, коли Земля буде проходити перигелій (ближче до Сонця) і отримає більше теплоти. Це ще один циклічний процес, обумовлений астрономічними факторами.

#### 4.4. Космічні впливи на Землю.

Розміщення Землі, будова та фізичні властивості впливають на її взаємодію з Космосом. З попереднього матеріалу вже відомі різноманітні **ритмічні** та інші явища, обумовлені **астрономічними причинами**, які супроводжують осьове обертання та орбітальний рух Землі.

Від **відстані** між Землею і Сонцем залежить **кількість сонячної радіації**, яка надходить на земну поверхню. Це основне джерело енергії, від якого залежить термодинамічний стан Землі.

З положенням Землі в ряду планет пов'язана густина земної речовини, **розміри і маса планети** ( $5.976 \cdot 10^{24}$  кг). З масою пов'язані **сила тяжіння** та **гравітаційне поле** Землі. Існуючої маси достатньо для того, щоб утримати атмосферу. Прискорення сили тяжіння на Місяці в 6 разів менше, ніж на Землі.

Швидкість втікання молекул на Місяці 2,3 км/с, тому він не має атмосфери. А щоб покинути Землю, тіло повинно рухатись зі швидкістю близько 21,3 км/с. На висоті понад 3000 км для втікання достатня швидкість близько 8,8 км/с, яку розвивають деякі молекули водню та гелію. Вислизаючі молекули водню утворили навколо земної атмосфери **водневу корону**.

Від гравітаційної сили залежать **об'єм і маса атмосфери**. Атмосферний тиск повітря обумовлює на земній поверхні наявність води в рідкому стані. При відсутності тиску вся вода перетвориться на водяну пару.

На земній поверхні створилися умови для існування **трьох агрегатних станів води**. Перехід води з однієї фази в інші супроводжується перенесенням енергії, а взаємодія води і газів атмосфери з гірськими породами створює якісні особливості та необхідні **умови для існування життя**.

Вплив Місяця та Сонця на Землю обумовлює існування припливотворних сил і спричинює явища **припливів та відпливів** на земній поверхні. Місяць викликає **припливне гальмування добового обертання Землі**, яке приводить до сповільненого зменшення полярної сплюснутості Землі, сили Коріоліса і таким чином впливає на циркуляцію атмосфери і океанічної води. Підраховано, що внаслідок гальмування добового обертання Землі тривалість доби за 1 млрд. років зростає на 6 годин. Місяць поступово віддаляється від Землі, з чим пов'язане зменшення припливотворної сили.

#### 4.5 Сонячно-земні зв'язки.

Реакції зовнішніх оболонок Землі на зміни сонячної активності називають **сонячно-земними зв'язками**. Енергоносіями сонячно-земних зв'язків є **сонячна радіація і сонячний вітер**. Кількість сонячної радіації, яка надходить на верхню межу атмосфери, майже незмінна і є однією з **світових констант**. Проте якісні зміни сонячної радіації в різних частинах спектра значні. Вони обумовлені процесами, які періодично відбуваються на Сонці, під назвою - **сонячної активності**. До сонячної активності відносять появу і зникнення сонячних плям, факелів, протуберанців, хромосферних спалахів та інші періодичні явища. **Сонячний вітер** - це корпускулярне випромінювання сонячної корони, він складається з іонів, протонів, електронів.

Спостереження за **сонячними плямами** ведуться вченими протягом 200 років. Виявлено **11-річний цикл** зміни рівня сонячної активності (див. рис.3), а також 22- і 90-річні. При накладанні циклів відбуваються неперіодичні зміни сонячної активності. Між 11-річним циклом та різноманітними явищами земної природи встановлена кореляція. Наприклад, такі явища, як землетруси, коливання рівня озер, врожайність сільськогосподарських культур, чисельність комах, повторюваність епідемій, смертність населення та інші мають **11-річну ритмічність**. Але механізм зв'язку цих явищ з сонячною активністю ще не вивчений. Останнім часом встановлені складні зв'язки між сонячною активністю та кліматом Землі. Під час сонячних бур зростає інтенсивність потоку короткохвильової радіації Сонця, внаслідок чого збільшуються потоки

заряджених частинок та короткохвильової радіації, які проникають у верхні шари атмосфери. В стратосфері потік ультрафіолетової радіації взаємодіє з молекулами кисню, відбувається іонізація і фотохімічні реакції з утворенням триатомного кисню - озону. Вміст озону збільшується, він інтенсивно поглинає короткохвильову ультрафіолетову радіацію коротішу 0,29 мікрон, в зв'язку з чим проникнення коротко хвильової радіації в нижні шари атмосфери лишається майже незмінним. Проте в стратосфері під впливом підвищення кількості короткохвильової радіації та "фільтруючої" активності озону відбуваються характерні істотні зміни, наприклад, перерозподіл густини повітря і тиску в зв'язку зі змінами температури, що призводить до зміни циркуляції стратосфери, яка має безпосередні зв'язки з динамікою тропосфери. Від змін циркуляції залежить перенесення теплоти і вологи, яка впливає на життя рослин, продуктивність сільськогосподарських культур та умови життя людей. Слід відмітити, що механізм сонячно-земних зв'язків дуже складний і ще недостатньо вивчений.

## Глава 5. МАГНІТНЕ ПОЛЕ ЗЕМЛІ

### 5.1. Магнітне поле Землі та його елементи

Земля - це магніт, вона оточена полем магнітних силових ліній.

В географічному аспекті магнетизм Землі вивчений недостатньо. Наприклад, помічено, що вода, яку пропустили через штучне магнітне поле певної сили, не утворює накипу в котлах. Можна зробити висновок, що карстові та ерозійні процеси в районах з різними магнітними полями проходять неоднаково. Магнетизм використовують в пошуках магнітних руд і в навігації.

Існування **магнітного поля** Землі пов'язане з наявністю металічного ядра, з обертанням Землі навколо осі та з переміщенням речовини всередині ядра. Місяць і Марс не мають магнітного поля і такого важкого, як у Землі, ядра. Венера теж не має магнітного поля, можливо тому, що дуже повільно обертається навколо осі (243 земних доби).

**Магнітне поле Землі** - це простір, в якому проявляються магнітні сили Землі. Магнітне поле дипольне, тобто має вигляд стержня з протилежними полюсами на кінцях. Якщо диполь розмістити в центрі кулі, магнітне поле на його поверхні буде мати такі самі особливості, що й земне магнітне поле. Куля має два полюси, величина поля на полюсах в два рази більша, ніж на екваторі. Магнітне поле Землі складається з постійного і перемінного. **Постійне**, або **геомагнітне**, поле існує завдяки магнетизму всієї земної кулі. Його величина змінюється в різних точках земної поверхні й характеризується повільними віковими коливаннями. **Полюси геомагнітного поля** займають постійне положення: північний - в Гренландії на  $78,5^\circ$  пн.ш. і  $69^\circ$  зх.д.; південний - в Східній Антарктиці на  $78,5^\circ$  пд.ш. і  $111^\circ$  сх.д. **Магнітна вісь** відхиляється від осі обертання Землі на  $11,5^\circ$  внаслідок того, що геомагнітні полюси не збігаються з географічними.

**Змінне магнітне поле** проявляється на земній поверхні та в нижніх шарах атмосфери. Воно пов'язане з магнітними масами земної кори, а також з електричними точками в верхніх шарах атмосфери. Магнітні варіації та збудження зв'язані з перемінним полем, яке викликає зміни постійного поля.

Полюси перемінного поля називають **магнітними полюсами**. Їх положення **непостійне**. Координати магнітних полюсів у 1970 р.: північного -  $75^{\circ}42'$  пн.ш.,  $101^{\circ}30'$  зх.д.; південного -  $65^{\circ}30'$  пд.ш.,  $140^{\circ}18'$  сх.д., у 1980 р. відповідно  $77$  та  $102^{\circ}$ ;  $65$  та  $139,5^{\circ}$ ; у 2000 р. –  $82^{\circ}$  пн.ш. та  $104^{\circ}$  зх.д.,  $64^{\circ}$  пд.ш. і  $136^{\circ}$  сх.д.

Біля земної поверхні **постійне (стале) магнітне поле** характеризується **елементами земного магнетизму**: магнітним схиленням, нахиленням та горизонтальною складовою напруженості магнітного поля.

**Магнітне схилення** визначається кутом між вільною магнітною стрілкою і меридіаном, тобто спрямуванням, на географічний полюс. Цей кут називають **кутом схилення**. Схилення може бути **західне і східне**, залежно від положення магнітної стрілки відносно географічного меридіана. Якщо магнітна стрілка закріплена вільно, вона орієнтується вздовж магнітних силових ліній, але не зовсім горизонтально. Кінець стрілки, спрямований до найближчого магнітного полюса, опуститься вниз, тобто нахилиться. На магнітному полюсі стрілка стає вертикально. Кут між площиною горизонту та нахиленою магнітною стрілкою називають **кутом магнітного нахилення**. Він змінюється від  $0$  до  $90^{\circ}$ .

**Напруженість** магнітного поля - векторна величина, яка характеризується величиною і напрямом. За одиницю напруженості магнітного поля приймають ерстед ( $\epsilon$ , Э, oe). Ерстед - це таке значення напруженості поля, при якому одиниця магнітної маси зазнає силу притягання або відштовхування в 1 дину. Один ерстед включає 100000 гамм. Оскільки ерстед - велика величина, для зручності вимірів введена гамма.

## 5.2. Карти магнітного поля. Магнітні аномалії

Визначення елементів магнітного поля лягло в основу карт магнітного поля. Відповідно бувають карти магнітного схилення, карти магнітного нахилення, карти напруженості магнітного поля.

**Карта магнітного схилення** - це карта ізогон. **Ізогони** - це лінії, які з'єднують точки з однаковими кутами схилення. Всі ці ізогони сходяться в магнітних полюсах, тобто є магнітними меридіанами. На земній кулі є дві нульових ізогони, їх називають **агонами**. Вони поділяють земну кулю на дві півкулі, в одній - західне схилення, в другій - східне. Півкулі магнітного схилення зовсім не збігаються з географічними півкулями. Так, нульова ізогона тричі перетинає Євразію в субмеридіальному напрямку.

**Карта магнітного нахилення** - це карта ізоклін. Лінії, які з'єднують точки з однаковими кутами магнітного нахилення, називаються **ізоклінами**. **Ізокліни** розміщені широтно, їх інколи називають магнітними паралелями.

Лінія, на якій нахилення дорівнює нулю, називається **магнітним екватором**. Магнітний екватор не збігається з географічним.

Між елементами земного магнетизму спостерігається зв'язок. **Напруженість магнітного поля** зменшується від полюсів (0,6 о.е) до мінімальних значень (0,25 о.е) на екваторі. Лінії, які з'єднують точки з однаковими величинами напруженості магнітного поля, називають **ізодинамами**. На карті ізодинам точки з найменшою напруженістю розміщені біля екватора. Лінії, які з'єднують точки мінімального напруження, називають **динамічним магнітним екватором**, який проходить в основному південніше, ніж географічний екватор. Области найбільшої напруженості магнітного поля не збігаються з магнітними полюсами. Виділяють дві зони підвищеної напруженості: в Північній півкулі - на північ від озера Байкал і на південь від Гудзонової затоки, в Південній півкулі - біля берегів Антарктиди (150° сх.д.).

Геомагнітне поле земної кулі та змінне магнітне поле називають **нормальним полем** Землі. В деяких регіонах виникають **аномальні поля**, зумовлені великими геологічними магнітними тілами, або локальними факторами. Їх називають **магнітними аномаліями**. При виявленні таких аномалій складають карту нормального магнітного поля. При порівнянні цієї карти з картою вимірних величин магнітного поля виявляють аномальні поля, з якими зв'язані родовища рудних корисних копалин.

### 5.3. Збурення магнітного поля. Магнітні бурі. Полярні сяйва.

Завдяки багаторічним спостереженням встановлені зміни елементів земного магнетизму у вигляді правильних періодичних та неперіодичних коливань. Правильні коливання називають **варіаціями**, а неправильні - **збуреннями**. Визначено добові, річні, вікові (з періодичністю 600 років) варіації. Для виявлення тенденцій змін земного магнетизму використовують старовинні карти та будівлі (церкви), орієнтовані за магнітним меридіаном. Крім того, використовують археомагнітні дані (куски глини, черепки в археологічних стоянках). Якщо породу нагріти до температури 500-700 °С, а потім охолодити, магнітні зерна і мінерали, які вона містить, зберігають напрям і величину магнітного поля Землі, яке було при охолодженні. Археологічні методи охоплюють період до 10000 років. Для більш давніх епох вивчають намагніченість вулканічних лав палеомагнітними методами. Палеомагнітні дані свідчать, що положення магнітних полюсів і осі сильно змінилося за останні геологічні епохи, неодноразово оберталась полярність магнітного поля Землі. Найближча зміна полярності магнітного поля і магнітних епох відбулася близько 700000 років тому, на початку льодовикового періоду - плейстоцена.

Неперіодичні зміни елементів земного магнетизму називають **магнітними збуреннями**, до них відносять **магнітні бурі та полярні сяйва**. **Магнітні бурі** проявляються у вигляді різких змін елементів магнітного поля, вони збуджують токи в електричних проводах, нерідко виводять з ладу телеграфні лінії та апарати, викликають радіозавади. Магнітні бурі тривають від кількох годин до цілої доби. Виражаються вони в різкій зміні схилення і напруженості

магнітного поля за короткий інтервал часу, окремі піки сягають сотень, а іноді й тисячі гамм. Магнітні бурі закономірно підсилюються в лютому і жовтні.

**Полярні сьйва** являють собою кольорове світіння нічного неба. Вони з'являються під час магнітних бур в основному в високих (полярних) широтах. Магнітні бурі охоплюють іноді всю Землю або величезні регіони.

Багато гіпотез пояснюють походження земного магнетизму, його варіацій та збурень. Варіації пояснюють взаємодією конвективних потоків в ядрі Землі з індукційними потоками в верхніх шарах атмосфери (іоносфері). Іонізація відбувається під впливом ультрафіолетової радіації. На денній стороні, куди надходить більше сонячної радіації, іонізація вища, ніж на нічній, тому й виникають добові варіації. Так само можна пояснити річні варіації. Причина магнітних збурень (магнітних бур та полярних сьйв) інша. Вони пов'язані з корпускулярною радіацією від активних ділянок Сонця, Швидкість корпускулярного потоку - до 3000 км/с. Корпускули заряджені як позитивно, так і негативно. В магнітному полі Землі корпускулярний потік поділяється, і позитивно заряджені частинки рухаються за силовими лініями до північного полюса, а від'ємно заряджені - до південного. При зустрічі та взаємодії корпускул з іонами в іоносфері відбувається світіння неба, яке спостерігається з Землі у вигляді полярних сьйв. Водночас відбуваються зміни елементів земного магнетизму - магнітні бурі. Але механізми виникнення магнітних бур і полярних сьйв ще остаточно не з'ясовані.

#### 5.4 Радіаційні пояси

Штучні супутники Землі, міжпланетні станції та ракети дозволили вивчити радіацію біля Землі та в космічному просторі. Виявлено, що з висотою інтенсивність радіації підвищується. Заряджені частинки нагромаджуються в районах полярних сьйв. Магнітне поле Землі є пасткою для заряджених частинок, які рухаються по замкнутій траєкторії.

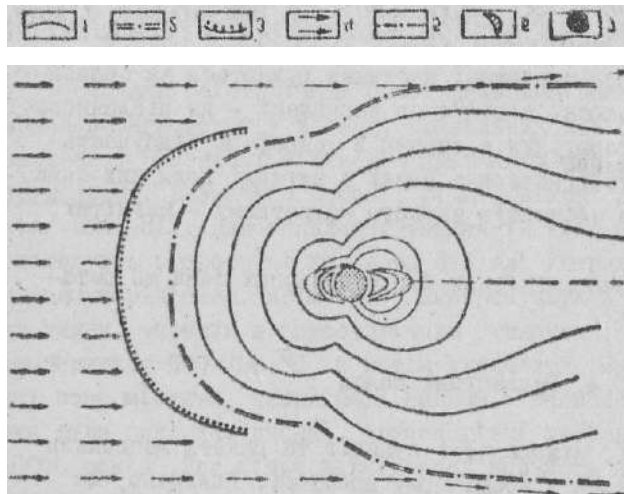
Визначено дві зони підвищеної радіації, їх називають радіаційними поясами Землі: **внутрішній пояс** на висоті 1000-2000 км в районі екватора, між 35° пн. і пд.ш. Він складається з **протонів**. **Зовнішній пояс** розміщений на висоті близько 20000 км від земної поверхні, між 55-65° пн. і пд.ш. Він являє собою потік **електронів**, тому тут різко зростає інтенсивність рентгенівського випромінювання.

#### 5.5 Магнітосфера і географічний простір Землі

Магнітне поле навколо Землі, яке перевищує міжпланетне магнітне поле, називають **магнітосферою** Землі (рис. 9). Межі магнітосфери несиметричні, а форма обумовлена впливом сонячного вітру. На денній стороні під впливом сонячного вітру магнітні силові лінії стискаються, а на північній витягуються і утворюють хвіст довжиною до 6 млн. км. На денному боці товщина магнітосфери становить близько 60000 км. Зовнішня оболонка магнітосфери товщиною близько 200 км має назву **магнітопаузи**. На денному боці



магнітопауза бере на себе удар сонячного вітру, тут утворюється фронт ударної хвилі та область турбулентності, де частинки сонячного вітру переміщуються з частинками магнітного поля Землі.



**Рис. 9. Головна частина магнітосфери Землі. (за Єрмолаєвим М.М. 1975):**

1-ізолінії магнітного поля Землі; 2-магнітопауза; 3-фронт ударної хвилі; 4-ізолінії космічного поля; 5-нейтральний канал магнітосфери; 6-радіаційні пояси; 7-Земля.

В нейтральній площині корпускулярна радіація проникає в магнітосферу, але на певних висотах захоплюється силовими лініями магнітного поля, внаслідок чого утворюються радіаційні пояси. Отже, магнітосфера захищає Землю від сонячного вітру і космічних випромінювань. Завдяки геомагнітному полю навколо Землі виникають **захисні шари**: радіаційні пояси, іоносфера, магнітопауза. Простір, обмежений магнітосферою, називають **географічним простором Землі**. Цей простір захищає Землю і географічну оболонку Землі, трансформуючись крізь себе речовину і енергію космосу, Сонця і надр Землі. Різні шари географічного простору захоплюють і не пропускають до земної поверхні руйнівну короткохвильову радіацію, але водночас забезпечують вільне проходження світла і довгохвильової радіації - енергетичного джерела всіх найважливіших процесів, які відбуваються в географічній оболонці Землі.

## Глава 6. ГЕОГРАФІЧНА ОБОЛОНКА

### 6.1. Основні властивості та загальні особливості географічної оболонки

**Географічна оболонка** - це природне утворення, матеріально-енергетична система сферичної форми, яка виникла і розвивається в результаті взаємодії літосфери, гідросфери, атмосфери і біосфери. Тіла, з яких складаються названі оболонки, тобто гірські породи, ґрунти, вода, повітря, живі організми є компонентами цієї оболонки, Специфічні особливості географічної оболонки сформувалися в результаті тривалої взаємодії природних, компонентів на земній поверхні.

Одна з характерних особливостей оболонки - **велика різноманітність складу речовин** порівняно з надрами Землі та з зовнішніми оболонками (магнітосферою, іоносферою), в географічній оболонці речовина зустрічається

в трьох агрегатних станах і має велику кількість фізичних характеристик - густина, теплопровідність, теплоємність, в'язкість, відбиваючі властивості тощо. До хімічного складу географічної оболонки входять всі елементи таблиці Менделєєва; утворюються найрізноманітніші за хімічним складом та активністю речовини. Речовина неоднорідна за структурою. Виділяють косну, або неорганічну, речовину, живу (живі організми) та біокосну (утворену живими організмами) речовину. Кожен тип речовини включає сотні й тисячі видів, а число видів живих організмів досягає 2,5 млн. Друга особливість географічної оболонки – **нерівномірний розподіл** концентрації різних речовин у різних частинах оболонки, внаслідок чого утворилися основні компоненти, основні складові частини: **гідросфера** - водна оболонка, **атмосфера** - газова оболонка, **літосфера** - тверда оболонка.

Третя властивість і особливість географічної оболонки – велика **різноманітність видів енергії та форм її трансформації**. Тут зустрічаються і переплітаються космічні та земні сили і енергії: сонячна, внутрішня, космічна, гравітаційна. Серед численних трансформацій енергії особливе місце належить нагромадженню енергії та енергії живої речовини. В зв'язку з кулястістю Землі, складним розподілом суші та океанів, льодовиків, снігу, рельєфу земної поверхні та різними типами речовини енергія розподіляється нерівномірно, внаслідок чого визначається така властивість, як **нерівновага** географічної оболонки, яка приводить до виникнення рухів речовини та енергії, потоків, циркуляцій, міграцій, хімічних реакцій, різноманітних видів кругообігу. Рухи речовини та енергії об'єднують всі частини географічної оболонки і зумовлюють її **цілісність**. В результаті кругообігів води, атмосфери, живої речовини та геологічного кругообігу відбувається інтенсивна **взаємодія і взаємопроникнення речовин різних оболонок**.

У ході еволюції географічної оболонки відбуваються ускладнення її структури, збільшення різноманітних видів речовини та енергообігу. На повній стадії розвитку оболонки виникло життя. Це закономірний результат прогресивної еволюції географічної оболонки. Діяльність живих організмів внесла якісні зміни в географічну оболонку - утворила **біосферу**.

Географічна оболонка - це планетарно-космічне утворення. Вивчення планет Сонячної системи свідчить, що **тільки на Землі створені умови сприятливі** для виникнення та існування найскладнішої матеріальної системи - біосфери і географічної оболонки. Це такі умови, як маса Землі, відстань до Сонця, швидкість обертання навколо осі й навколо Сонця, наявність магнітосфери, які забезпечують основу географічних процесів і явищ.

У процесі еволюції географічна оболонка стала фактором власного розвитку - саморозвитку.

## **6.2. Межі географічної оболонки**

Географічна оболонка має сферичну форму. Вона тримірна, тобто має дві координати поверхні геоїда та вертикальну координату. Найбільш активна взаємодія геокомпонентів і найбільш інтенсивні фізико- географічні процеси та явища характерні для земної поверхні. Вверх та вниз від земної поверхні

взаємодія компонентів стає все слабшою, деякі географічні явища зникають. Оскільки це відбувається поступово, географічна оболонка не має різко окреслених меж, вони розмиті.

Існують різні думки щодо проведення меж географічної оболонки. **Верхню межу** географічної оболонки деякі вчені пропонують провести по озоновому екрану, тобто на висоті 25-30 км, оскільки озон змінює спектральний склад сонячної радіації, поглинаючи жорсткі ультрафіолетові промені, завдяки чому нижче за озоновий шар можливе існування життя. Інші дослідники проводять верхню межу оболонки по верхній межі тропосфери, бо в тропосфері відбувається трансформація сонячної радіації, всі кліматичні процеси, вона активно взаємодіє з земною поверхнею, тут проявляється географічна поясність і зональність.

**Нижню межу** географічної оболонки багато вчених проводять по поверхні Мохоровичича, тобто нижній межі земної кори. У сучасних публікаціях деякі дослідники опускають нижню межу нижче поверхні Мохо до підніжжя твердої оболонки - літосфери, оскільки планетарні форми рельєфу виникають внаслідок рухів літосферних плит. Але в більшості опублікованих робіт нижню межу географічної оболонки підіймають до глибини проникнення рідкої води і живих організмів, де внаслідок активного перетворення мінеральної речовини формується кора вивітрювання, в верхній частині якої міститься ґрунт. Іноді в географічну оболонку включають весь осадовий шар земної кори або осадовий і гранітний шари.

**Цілісність** географічної оболонки, як складної матеріальної системи, обумовлена наявністю і взаємодією всіх компонентів. Якщо один з компонентів випадає - цілісність системи порушується, вона втрачає одні властивості й набуває інших, поступово перетворюється на іншу систему. При такому підході межі географічної оболонки доцільно провести в межах існування життя і води в рідкому стані. Нижня межа - це глибина, до якої проникають мікроорганізми і вода, тобто приблизно 4-5 км на материках і 1-2 км під дном океанів.

### 6.3. Структура географічної оболонки

Географічна оболонка має складну будову. Її структуру вивчають на різних рівнях. Найпростіший рівень - **геокомпонентний**. До геокомпонентів належать гірські породи й ґрунти, повітря і клімат, поверхневі та підземні води, рослинність і тваринне населення.

Компоненти розрізняють за хімічним складом, фізичними властивостями та рівнем складності організації речовини (косна, жива, біокосна). Певні компоненти утворюють окремі геосфери - гідросферу, літосферу, атмосферу, біосферу. Літосфера, гідросфера і атмосфера - практично безперервні оболонки, концентрично вкладені одна в іншу. Біосфера входить до названих сфер, але найбільша скупчення живих організмів спостерігається у вигляді тонкого шару на контакті трьох інших сфер.

У межах геосфер виділяють шари, або оболонки, з яких вони складаються. Треба мати на увазі, що до географічної оболонки входить вся

гідросфера, а атмосфера й літосфера - тільки частково (тропосфера і верхній шар літосфери до глибини 4-5 км).

Геосфери та їх оболонки утворюють **вертикальну (ярусну) структуру** географічної оболонки. Цей структурний рівень географічної оболонки набагато складніший за геокомпонентний. Вертикальна геосферна структура обумовлена диференціацією речовини за густиною в гравітаційному полі Землі.

Географічна оболонка має складну **горизонтальну структуру**. Цей структурний рівень – **геосистемний**. **Геосистеми** - це комплексні утворення, які виникли в результаті взаємодії геокомпонентів. Найпростіші геосистеми виникають при взаємодії неживої речовини, наприклад, льодовики або річкові басейни разом з частиною земної поверхні, яку вони займають, та прилеглим шаром повітря. Найскладніші геосистеми включають до себе речовини всіх рівнів складності, тобто косну (неорганічну), живу і біокосну. Вони найбільш характерні для земної поверхні та горизонтальної структури географічної оболонки. Ці окладні геосистеми називають **природними комплексами**. За розмірами і рівнем складності виділяють планетарні, регіональні та локальні геосистеми.

#### 6.4. Природні комплекси

Фізична географія вивчає всі частини природи в їх взаємозв'язках та взаємодії. Сукупність природних компонентів, об'єднаних причинними зв'язками та історичним розвитком певних регіонів, утворює **фізико-географічний комплекс**, який можна розглядати в цілому для земної поверхні або в певному районі, фізико-географічні комплекси суші називають природно-територіальними, а водного середовища - аквальними. Як складні геосистеми фізико-географічні, або природні, комплекси бувають різного рангу і категорій. Найбільшим природним комплексом і геосистемою є географічна оболонка. Приклади природних комплексів планетарного рівня - це материки, географічні пояси і зони. Регіональні природні комплекси - це певні рівнинні або гірські фізико-географічні країни, області, провінції. Найменшим регіональним комплексом є ландшафт.

**Ландшафт** - німецьке слово, яке означає "вид місцевості", "вид Землі". В сучасній науці є три точки зору на поняття "ландшафт". Більшість вчених дотримується **регіонального** або територіального поняття ландшафту. Ландшафт - це природний, генетично однорідний територіальний комплекс, для якого характерні єдність геологічної будови, певний тип рельєфу і тип клімату та певна морфологічна структура. Під морфологічною структурою розуміють те, що ландшафт – складний природний комплекс, який складається з природних комплексів локального рівня - **урочищ і фацій**. Кожен ландшафт має свою структуру урочищ і фацій. Найменшим природним комплексом, який ще зберігає цілісність природи, вважають фацію.

Друге поняття ландшафту **типологічне**: він розглядається як **зональний тип** природних комплексів. Наприклад, степовий ландшафт, південно-тайговий ландшафт, гірський ландшафт.

Третя точка зору трактує поняття "ландшафт" як **природний комплекс або геосистему** взагалі, як результат взаємодії геокомпонентів від планетарного до локального рівня.

Отже, ландшафт з усіх точок зору - це природний комплекс, який складається з компонентів. Головні компоненти ландшафту: 1- рельєф разом з гірськими породами; 2- ґрунт з корою вивітрювання! 3- поверхневі та підземні води; 4- повітря і тип клімату; 5- живі організми. Крім того, всі сучасні ландшафти мають певні наслідки діяльності людини. Кожен ландшафт займає певну територію і має свою господарську цінність. Основним завданням сучасної фізичної географії є комплексне вивчення природи певних районів, правильне виділення ландшафтів та їх господарська оцінка.

### 6.5. Ритмічні явища географічної оболонки

Енергія і речовина географічної оболонки постійно рухаються. Рухи, які не призводять до необернених змін і мають характер періодичних коливань, називають **динамікою** географічної оболонки. В географічній оболонці відбуваються також зміни напрямленого характеру, внаслідок яких оболонка стає більш складною і розвивається.

Рухи речовини та енергії мають циклічний характер, внаслідок чого виникають **кругообіги**. Найбільші цикли - це **кругообіг енергії і речовини** в географічній оболонці, які являють собою незамкнуті відкриті до Космосу і надр Землі системи. Особливо це стосується енергії.

У географічну оболонку енергія надходить від Сонця, в невеликій кількості з Космосу, а також з надр Землі. В оболонці постійно діє гравітаційна енергія, відбувається трансформація енергії первинного походження та кругообіги інших форм енергії. Частина енергії знов захороняється з відкладами і переходить в надра, а більша частина повертається в Космос через теплове випромінювання, планетарне альbedo тощо. Кругообіги окремих речовин та енергії розглядаються в певних розділах про оболонки за характером матеріальних носіїв.

За характером динамічного режиму, крім безперервних циклів, розрізняють періодичні зміни. Це означає, що система через рівні проміжки часу повертається до однакового стану. Але фізико-географічні явища не можуть повернутися точно до попереднього стану, тому краще говорити про **квазіперіодичність** або ритмічність. **Ритмічність** в географічній оболонці характерна для тектонічних, магматичних, кліматичних, гідрологічних, геологічних та численної кількості інших процесів.

Палеогеографічні факти свідчать про **коливання клімату**, обумовлені періодичними змінами параметрів земної орбіти, сонячної активності, припливотворної сили та інших факторів. Це встановлено внаслідок спостережень за історичний період та вивчення геологічних, гляціологічних та археологічних даних, в яких зафіксований розвиток природи з чергуванням **теплих та льодовикових, теплих та холодних, вологих та аридних** кліматів.

**Ритмічність** спостерігається в розрізах геологічних відкладів. Так, у теригенно-карбонатних відкладах простежується чергування вапняків, доломітів, глини, мергелів, піщаників, алевролітів, що пов'язано з періодичними коливаннями рівня моря, а також з коливанням клімату.

Для тектонічних, магматичних процесів, землетрусів, складчастих рухів, піднять та опускань, вулканізму також характерна певна періодичність. Головні **фази гороутворення** розділені проміжками часу в 150- 200 млн. років, тобто період ритмів відповідає протяжності **галактичного року** (повного обертання Сонячної системи навколо центра Галактики).

Для озерно-льодовикових відкладів характерна стрічкова шаруватість, що є результатом **річної ритміки осадконагромадження** (взимку відкладався тонкий глинистий матеріал, а влітку – піщаний).

Причиною ритмічних явищ можуть бути зовнішні фактори або внутрішні закономірності розвитку географічної оболонки.

До зовнішніх факторів ритмічних явищ відносять положення Сонячної системи на орбіті в Галактиці, коливання ексцентриситету орбіти Землі, зміна нахилу земної осі тощо. Протягом галактичного року відбуваються зміни положення мас і гравітаційного поля, а також зміни щільності космічної пилової матерії. Перше впливає на форму земної кулі та поверхню геоїда, а друге на величину сонячної радіації.

**Річні та добові ритми** є класичним прикладом вимушених коливань, які пов'язані з обертанням Землі навколо осі та навколо Сонця і нахилом земної осі до площини орбіти, тобто з планетарно-астрономічними факторами, від яких залежить зміна інтенсивності сонячної радіації. Сонячна радіація впливає на всі природні процеси, і тому майже всім фізико-географічним явищам властива річна і добова ритміка.

Зміни положення точки весняного рівнодення на орбіті (прецесія), нахилу земної осі та ексцентриситету (еліптичності) орбіти відповідають **періодам в 21 тис. років, 40 тис. років і 92 тис. років**. Означені періоди вивчив югославський вчений Міланкович з точки зору впливу на розподіл сонячної радіації. Він встановив, що періоди збігу фаз коливань могли бути причиною кліматичних змін та льодовикових епох.

**Припливотворні сили** спричинюють коливання зволоження та посушливості клімату з **періодом 1800 років**. Вони пов'язані зі змінами положення Сонця, Землі та Місяця відносно одне одного.

Ритмічність численних явищ збігається з **ритмічними змінами сонячної активності** за періодами в 11, 22, 90, а також 2-3, 5-7 років, але механізм цих зв'язків ще достатньо не вивчений.

В.Я.Сергин та С.Я.Сергин (Системний аналіз проблем великих коливань клімату і зледеніння Землі. - Л., 1978) побудували математичну модель системи "льодовики - океан - атмосфера" та дослідили її на ЕОМ. Визначено, що цій системі властиві автоколивання, які виникають внаслідок розподілу маси та енергії між двома інерційними системами - океаном та материковими льодовиками. Період коливань від 20 до 80 тис. років. Коливання призводять до періодичних змін середньої багаторічної температури в північній півкулі в

межах 15°C, у південній - близько 7°C. Встановлено відставання змін температури відносно змін маси льодовиків на 1-3 тис. років, а також несиметричність циклів зледеніння і змін вологості. Міжльодовикові епохи і початок зледеніння характеризуються відносно вологим кліматом, а саме зледеніння та початок міжльодовикової епохи - відносно сухим кліматом.

**Зміни погоди** зумовлені взаємодією атмосфери з океаном, материками і льодовиками і певною мірою мають періодичний автоколивальний характер.

**Ритміка** - це повторення явищ у часі. Виявлення ритмів має важливе значення для їх прогнозування. Якщо виявлені достатньо стійкі ритми в минулому, є велика ймовірність їх повторення в майбутньому. **Основою прогнозу розвитку природи є знання її попередніх станів.** Аналіз минулого допомагає встановити тенденції змін природних процесів та дозволяє зробити екстраполяцію, тобто перенести виявлені тенденції на майбутнє.

Прикладом прогнозування встановлених ритмів є прогноз річного ходу погоди, характеру річного режиму стоку, розвитку рослинного покриву, а також добових явищ. **Чітка ритмічність руху планет та Сонця** дозволяє передбачати їх положення на десятки й сотні років наперед. Так прогнозують рухи планет і Сонця, сонячні та місячні затемнення.

Проте механізм фізико-географічних явищ досить складний і ритмічність буває недостатньо чіткою або порушеною. В більшості випадків це обумовлено накладанням на ритмічні коливання сонячної радіації і радіаційного балансу атмосферної циркуляції. Природа атмосферної циркуляції дуже складна і всебічно ще не досліджена.

Внаслідок ритмічної динаміки параметри географічної оболонки підтримуються в певних межах, тобто відбувається саморегулювання стану рівноваги. Виникають позитивні прямі та зворотні зв'язки, які приводять до саморозвитку системи. Це характерно для взаємодії сонячної радіації, температури, хмарності й випаровування та інших явищ.

## 7. ПЛАН І КАРТА

### 7.1. План місцевості, його масштаб

На рисунку або на звичайному знімку ділянка місцевості зображується в перспективі. Віддалені об'єкти менші за розміром, а ближні - більші. Відстань між ними можна визначити лише приблизно. Якщо ми знайдемо відношення висоти об'єкта на рисунку до його реальної висоти, де буде масштаб рисунка. Але масштаб на рисунку або на звичайному знімку непостійний, сильно відрізняється в різних точках. Для вирішення інженерних завдань використовують **план місцевості**. Для складання плану кімнати досить звичайної рулетки, за допомогою якої вимірюють всі відстані від вершин і сторін утвореного стінами прямокутника.

Для складання плану місцевості кожен її точку потрібно перенести - спроектувати на горизонтальну площину. Таке зображення місцевості називають горизонтальними прокладаннями.

Для ознайомлення з місцевістю її оглядають з певної висоти. Використовують для цього і фотознімки, зроблені з літака, але для вирішення інженерних завдань аерофотознімок незручний (рис.10).

Щоб мати уявлення про план, припустимо, що з літака вдалося зробити горизонтальне прокладання місцевості на горизонтально розміщену плівку, коли вісь фотокамери була розміщена перпендикулярно до земної поверхні. На такому зображенні довжина кожної лінії буде меншою, ніж на горизонтальному прокладанні, в постійну кількість разів. По-друге, лінії на такому знімку перетинаються під такими самими кутами, як на місцевості. Зображення предметів заміняють відповідними умовними знаками - це й буде план. Отже, **план** - це креслення, на якому в зменшеному і подібному вигляді зображено горизонтальне прокладання невеликої ділянки місцевості. Такий план називають контурним. Якщо на плані, крім контурів, зображені нерівності земної поверхні (рельєф), такий план називають **топографічним**. На плані кривизна земної поверхні не враховується. При складанні топографічних планів і карт висоти визначають за абсолютною Балтійською системою висот 1977 р, від нуля Кронштадського футштоку.

План місцевості показує розміщення та характер різних предметів і ділянок земної поверхні. На плані можна виміряти кути, лінії та площу, визначити висоту і крутизну поверхні. Відстані між предметами на плані враховуються не нахилені, а горизонтальні, не нахилені площини, а їх горизонтальне прокладання.

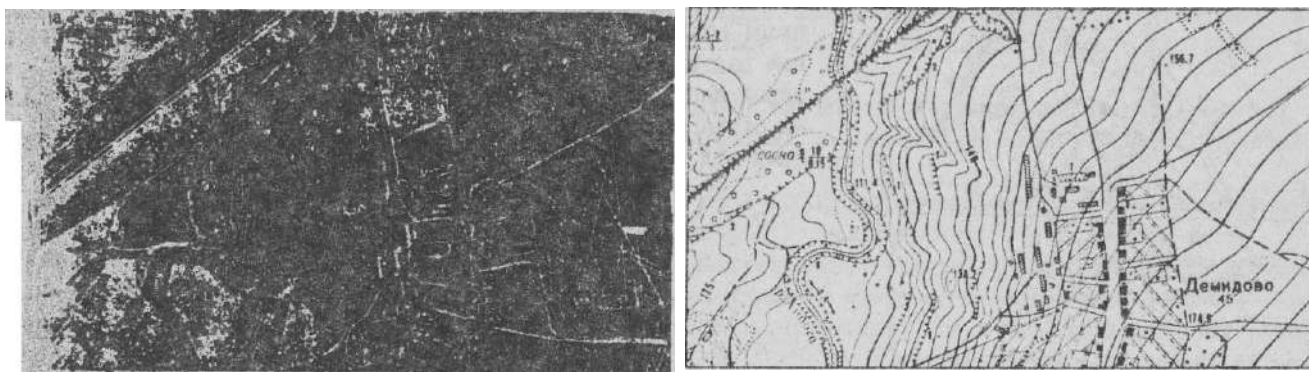


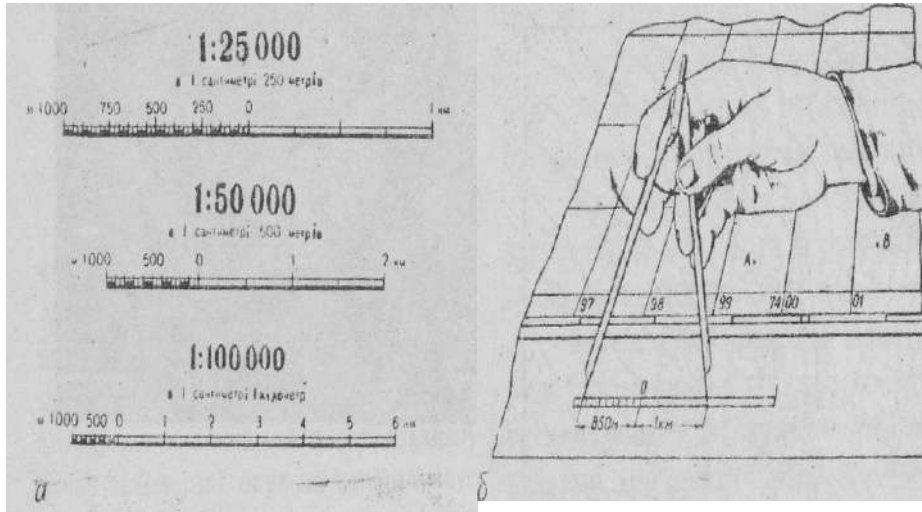
Рис. 10. Зображення ділянки земної поверхні: а - на аерофотознімку; б- на топографічній карті (за Саліщевим К.О., 1982).

**Масштаб** розрізняють чисельний, і лінійний. **Чисельний масштаб** - це відношення довжини лінії на плані до відповідної довжини лінії на горизонтальному прокладанні. Для даного плану масштаб - це константа; Він позначається дробом, чисельник якого одиниця, а знаменник показує, в скільки разів зменшено зображення місцевості при перенесенні на план. Наприклад, масштаб  $\frac{1}{500}$ , або масштаб 1:500. Це означає, що 1 см на плані дорівнює 500 см на місцевості або 1 см = 5 м.



Такий запис називають **іменованою формулою** масштабу. Вона потрібна для зручності розрахунків довжини ліній.

Для спрощення техніки розрахунків на плані будують спеціальний **лінійний масштаб**. На прямій, лінії кілька разів відкладають основу масштабу. (За основу беруть відрізок, який відповідає круглому числу метрів на місцевості.) Для масштабу 1:500 за основу можна взяти 2 см, що відповідають 10 м на місцевості. Крайній зліва відрізок поділяють на 10 рівних частинок.



**Рис. 11. Зображення чисельного та лінійного масштабів на топографічних картах (а) Визначення відстані на карті за допомогою лінійного масштабу (б).**

Всі поділки підписують в одиницях місцевості від кінця першої основи, прийнятого за нуль (рис.11). Отримане креслення називають лінійним масштабом, який дозволяв безпосередньо обчислювати довжину ліній в одиницях місцевості за допомогою циркуля-вимірювача. Плани використовують для проведення паралельних ліній і перпендикулярів за допомогою лінійки та трикутника, для вимірювання та побудови кутів за допомогою транспортира.

Вимірювання площ на плані здійснюють за допомогою **палетки**. Палетка - прозорий папір, на який нанесена сітка квадратів зі сторонами від 2 до 10 мм.

## 7.2. Топографічна карта. Умовні знаки.

**Топографічні плани** будують в масштабах 1:500, 1:1000, 1:2000, 1:5000. а **топографічні карти** в масштабах 1:2000, 1:5000, 1:10000, 1:25000, 1:50000, 1:100000 і 1:1000000. Топографічна карта відрізняється від плану тим, що вона зображає земну поверхню з урахуванням кривизни. **Топографічною картою** називають зменшене, узагальнене, побудоване в картографічній проекції зображення земної поверхні, яке дозволяє визначити планове і висотне положення будь-якої точки.

Топографічні карти масштабів 1:25000 та 1:10000 застосовують в сільському та лісовому господарстві, в будівництві, в проектуванні землеустрою, земельному кадастрі, при розвідуванні корисних копалин. Карти і плани масштабу 1:5000 призначаються для міського, транспортного, гідротехнічного, меліоративного, сільського будівництва, для складання технічних проектів промислових і гірничодобувних підприємств, для

землекористування в умовах дрібної контурності, для проектування гідровузлів, водосховищ, доріг.

**Плани** масштабу 1:2000 потрібні для розробки генеральних планів поселень міського типу, сільських населених пунктів, проектів зрошення, осушення, будівництва загат, каналів, трубопроводів, а також для зображення морів, океанів та внутрішніх водойм. При складанні технічних проектів малоповерхової забудови на вільних територіях, проектів зелених зон, каналізації, теплогазозабезпечення, детальної розвідки, та оцінки запасів корисних копалин використовують плани масштабу 1:1000.

Топографічні плани масштабу 1:500 необхідні для виконавчого генерального плану і робочих креслень ділянок з багатоповерховою забудовою, для рішення вертикального планування, прив'язки будинків і споруд та інших інженерних завдань. Для польових географічних досліджень та у військовій справі найбільше значення мають карти масштабів 1:50000 та 1:100000.

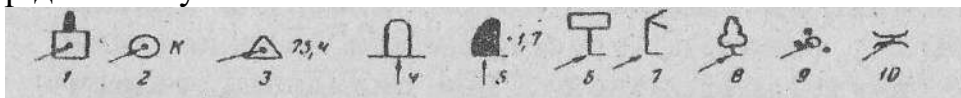
Всі об'єкти і ділянки місцевості зображуються на топографічних картах і планах у відповідних до конкретного масштабу діючих **умовних знаках**.

На планах масштабів 1:5000, 1:2000, 1:1000 та 1:500 зображуються:

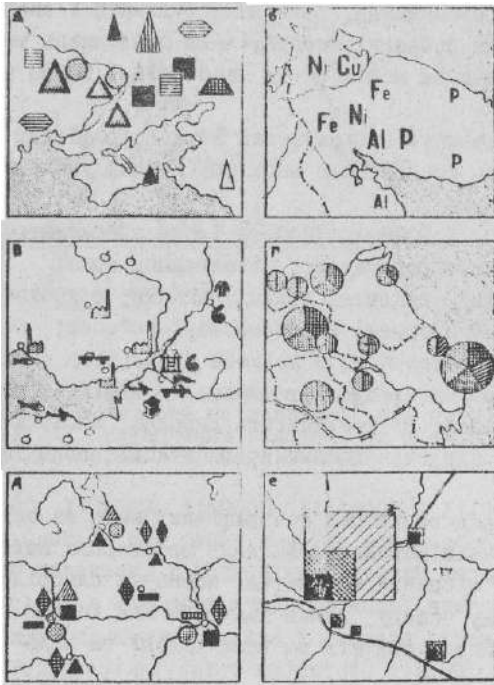
1) опорні пункти, триангуляції, полігонометрії, нівелювання тощо; 2) стовпи теле- та електров'язку, покриття вулиць, канави, водостоки та інші дорожні та каналізаційні споруди; 3) промислові об'єкти; 4) гідрографія; 5) об'єкти гідротехнічного й водного транспорту (канали, водоводи, маяки тощо); 6) об'єкти водопостачання; 7) лінії зв'язку; 8) лінії підземних комунікацій; 9) рослинність деревна, чагарникова, травяна (вигони, луки, сади, виноградники, плантації, поля тощо); 10) межі й кордони.

**Умовні знаки** супроводжуються підписами географічних назв та скороченими поясненнями. Умовні знаки передають вигляд, просторове положення і основні характеристики місцевих предметів. Позначки однорідних предметів звичайно мають спільну основу, певне значення має колір значків або фону, розмір і характер шрифтів та інші якісні та кількісні відміни.

Умовні знаки діляться на контурні (масштабні), зовнішньомасштабні і лінійні. **Контурні** або **масштабні** умовні знаки відображають об'єкти, які можна накреслити із зображенням контурів та реальних пропорцій. Контур наноситься на карту суцільною лінією або пунктиром з орієнтуванням відповідно до сторін горизонту. В середині контура розміщують умовні знаки або кольоровий фон, які визначають суть, але не дають уявлення про реальне розміщення та розмір предметів, наприклад, кружки в контурах саду або рідкого лісу.



**Рис. 12.** Місцеві предмети, зображені зовнімасштабними умовними знаками: 1 - фабрика з трубою; 2 - колодязь; 3 - тригонометричний пункт; 4 - пам'ятник; 5 - окремо лежачий камінь; 6 - кілометровий стовп; 7 - показник доріг; 8 - окреме дерево; 9 - окремий кущ; 10 - дерев'яний міст.



**Рис. 13. Види знаків:** а - геометричні; б - буквені; в - наочні; г - структурні; д - розділені; е - зростаючі (за Салищевим К.О. 1982).

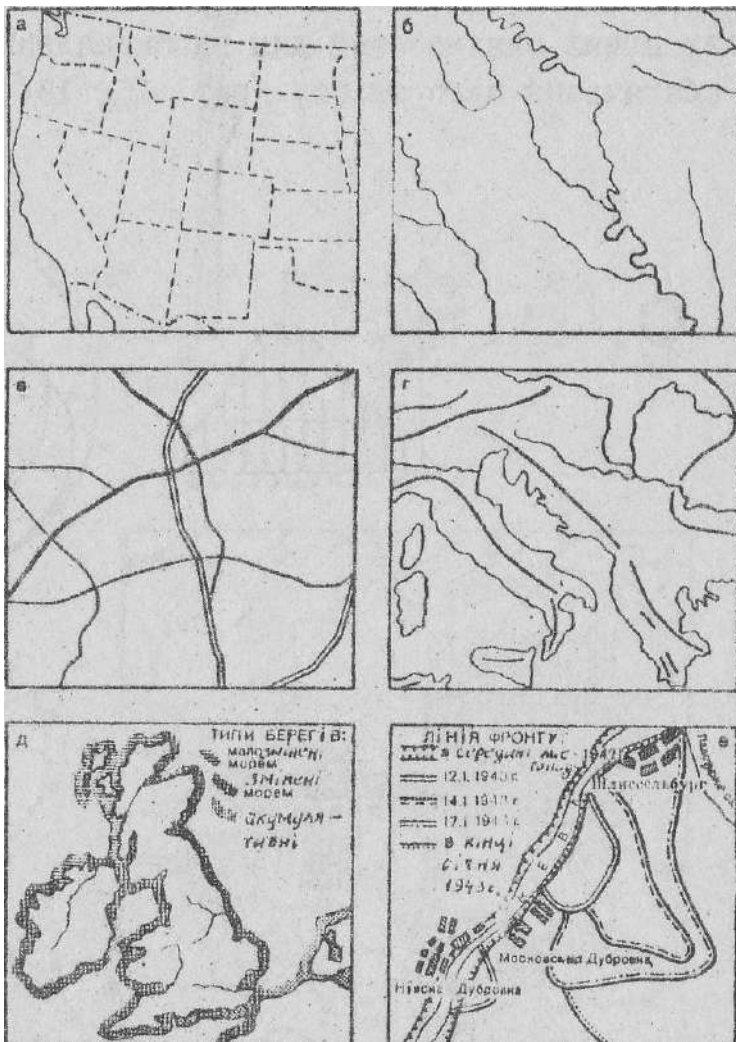
**Зовнішньомасштабними** умовним знаком показують об'єкти невеликого розміру, контур яких в масштабі карти практично перетворюється на точку. Такі знаки являють собою геометричні фігури або спрощені рисунки, які нагадують об'єкт. Одна з точок фігури відповідає реальному положенню об'єкта на місцевості (рис. 12).

У симетричних значках (кружок, квадрат, трикутник, зірочка) така точка розміщена в центрі, в інших вона відповідає точці або середині основи, або вершині прямого кута основи. Якщо значок складається з кількох фігур (завод з трубою, каплиця та ін.), місцеположенню об'єкта на місцевості

відповідає центр нижньої фігури (рис. 13).

Ріки, дороги, лінії зв'язку, кордони та інші лінійно витягнуті об'єкти зображують **лінійними умовними знаками**. Вісь умовного знака показує розміщення на місцевості даного об'єкта. Ширина ліній зображується з деяким перебільшенням масштабу на дрібномасштабних картах. Лінійні знаки в межах точності масштабу передають згини та повороти контурів (рис. 14).

**Рис. 14, Лінійні знаки:** а - політичних та адміністративних кордонів; б - гідрографічної сітки; в - автодоріг; г - основних напрямків альпійської складчатості; д - типів берегів; е - положення лінії фронту під час прориву блокади Ленінграда : в січні 1943 року за Атласом офіцера, 1974 р. (Салищев К.А., 1982).



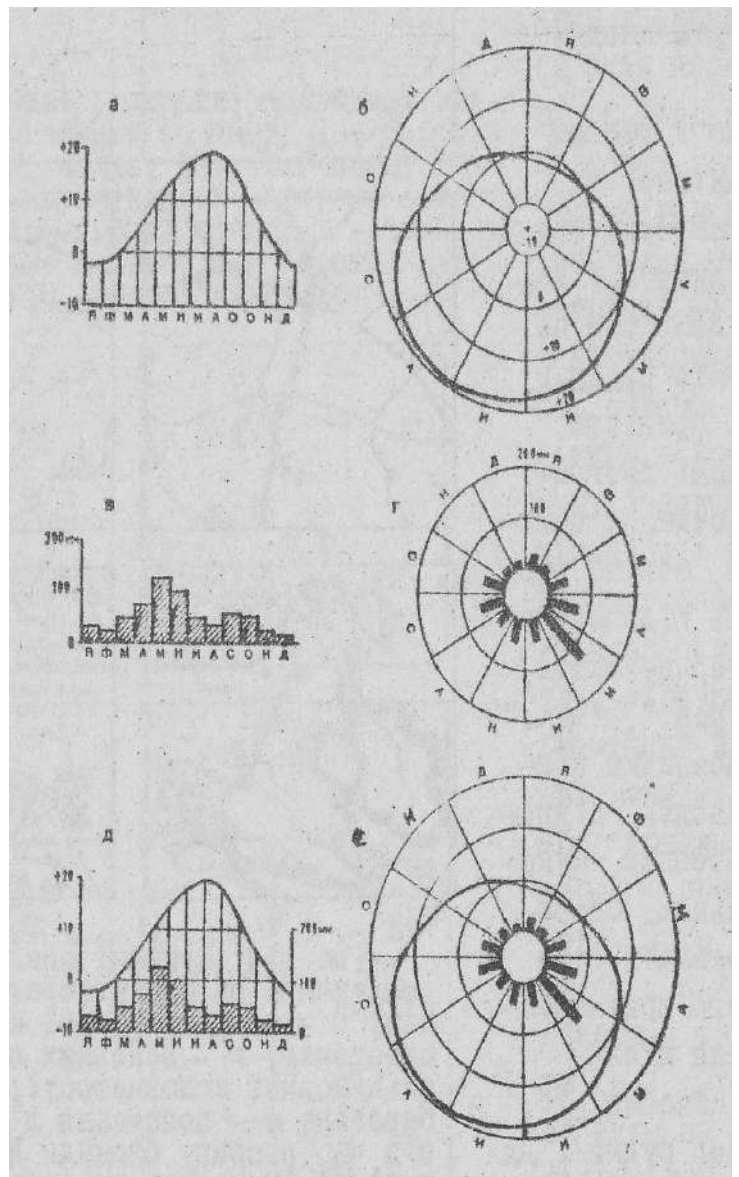
Для додаткової характеристики об'єктів

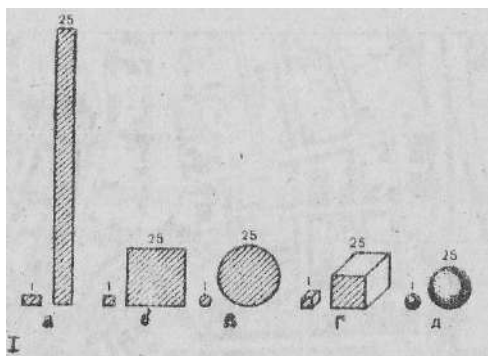
застосовуються **пояснювальні значки**, наприклад, фігурки листяних і хвойних

дерев; стрілки показують напрям та інші. Для передачі географічних назв, якісної та кількісної характеристики об'єктів, довідкових і пояснювальних відомостей на картах розміщують **підписи, букви і цифри**. Повністю підписують власні географічні назви населених пунктів, рік, озер, морів, гір тощо. Скорочені підписи пояснюють характер об'єктів, наприклад, "дерев.", "мук.", "цегл." - це позначки підприємств та заводів, відповідно деревообробних, мукомельних, цегельних. Скорочені підписи бувають біля об'єктів певного призначення ("шк." - біля школи, "каз." - біля казарми, "б." - біля залізничної будки). Для кількісної характеристики рік, мостів, доріг, переправ, форм рельєфу існують цифрові позначення, певне значення мають розміри букв та цифр, нахил, шрифт і розміщення. Так, шрифти для підпису населених пунктів свідчать про розміри, тип, адміністративне значення, кількість жителів. Для певних груп об'єктів встановлені певні **кольори**. Так, контури населених пунктів, доріг, промислових та сільськогосподарських об'єктів зображуються чорним кольором, ліси - зеленим, гідрографічні об'єкти - синім, рельєф - коричневим..

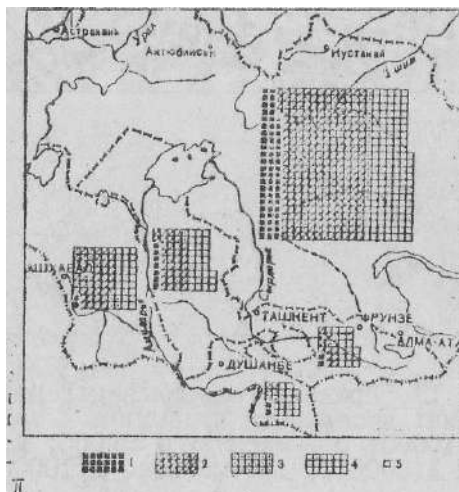
Умовні знаки систематично доповнюються і змінюються залежно від змін об'єктів на місцевості, вимог нових відомостей про місцевість, появи нових можливостей для вдосконалення картографічного зображення та збагачення його змісту (рис. 15, 16).

**Рис.15. Застосування діаграм для характеристики річного ходу температур та опадів по місяцях:** а - крива розподілу температур в декартовій системі координат; б - те саме, в полярній системі координат; в - стовпчикова діаграма опадів; г - те саме, в полярній системі координат; д - поєднання діаграм а і б; е - поєднання діаграм в і г (за Саліщевим К.О., 1982).





**Рис.16. Графічні знаки.**



На топографічних картах масштабів I:10000, I:25000, 1:50000, 1:100000 використано близько 350 **графічних** умовних знаків і понад 400 скорочених підписів, які охоплюють об'єкти різних зон, від Арктики до субтропіків. У стандартних комплектах навчальних карт і атласів використовують лише кілька десятків графічних знаків (рис.16).

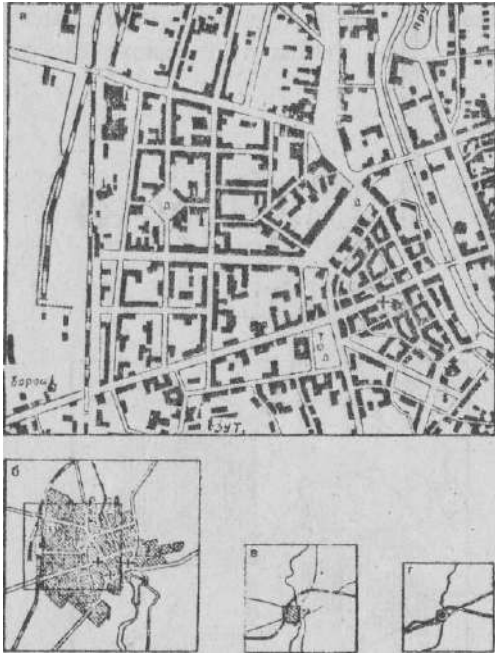
### **7.3. Поняття про математичну основу карти та картографічну генералізацію**

**Математична основа** карти забезпечує перехід від фізичної поверхні Землі до плоского зображення в два етапи. Спочатку місцеві предмети і рельєф проектується на поверхню референц-еліпсоїда. Потім поверхня еліпсоїда а певному масштабі розвертається на площину за допомогою картографічної проекції. Географічні об'єкти зображуються в своїх планових контурах із спотвореннями, які можна врахувати при вимірюванні.

Математична основа карти включає масштаби, проекції, координатну сітку, розграфку карти на листи та їх позначення, плану та геодезичну сітку. Географічний зміст карти складається з зображення населених пунктів, промислових, сільськогосподарських та соціально-культурних об'єктів, доріг, гідросітки, рослинності, ґрунтів, меж і кордонів.

**Картографічна генералізація** полягає у доборі об'єктів для зображення на карті та в узагальненні контурів. При цьому враховують призначення та масштаб карти (рис. 17).

Отже, топографічна карта - це результат синтезу глибокого вивчення місцевості, в якому відображені найбільш істотні риси, головні предмети і явища, виділені серед другорядних, показані просторові зв'язки закономірності в розміщенні об'єктів. Топографічна карта є різновидом географічних карт. Генералізація на топографічних картах залежить від їх масштабу та складності місцевості. Так, один квадратний кілометр місцевості на карті масштабу 1:25000 займає 1600 мм<sup>2</sup>, а на карті масштабу 1:100000 - лише 100 мм<sup>2</sup>, тому зберегти весь зміст в дрібному масштабі неможливо, водночас зменшуються контури, деякі контурні зображення замінюють на зовнішньомасштабні,



Значення об'єктів залежить від характеру місцевості, тому в густозаселених районах окремі будівлі та ґрунтові дороги відіграють порівняно невелику роль, їх можна не показувати на карті.

**Рис.17. Приклад генералізації при зображеного населеного пункту: а- масштаб 1:10000; б- масштаб 1:50000; в-масштаб 1:300000; г-масштаб 1:1000000**

В малозаселених районах окремі будівлі можуть бути єдиним місцем проживання людини на сотні кілометрів, а стежка - єдиним шляхом для переміщення по непрохідній місцевості, тому їх обов'язково показують на карті.

Основи генералізації закладені в системі умовних позначень, де всі об'єкти класифікують за головними ознаками. Однак при складанні карти постійно стикаються з протиріччям між різноманітністю картографуємих явищ і обмеженістю умовних позначень. Виникають протиріччя і у вимогах до геометричної точності та детальності зображення, оскільки розміри умовних значків часто перебільшують ширину, висоту, площу, яку вони повинні мати в даному масштабі. Тому при генералізації необхідно знати не тільки умовні знаки, а й основні правила добору та узагальнення географічних об'єктів.

#### 7.4. Зображення рельєфу місцевості.

##### Абсолютна і відносна висота.

Рельєф земної поверхні являє собою складну сукупність відмінних за зовнішніми рисами просторових форм різних висот та орієнтирів. Відносно до площини горизонту форми рельєфу бувають додатні та від'ємні. Зображення рельєфу повинно бути таким, щоб можна було визначити: 1) тип рельєфу та ступінь розчленування поверхні; 2) планові контури форм рельєфу., їх доступність, місцеположення, орієнтування; 3) абсолютні та відносні висоти точок місцевості; 4) глибину врізання річок, балок і ярів.



Названим вимогам відповідає зображення рельєфу горизонталями в поєднанні з позначками висоти та іншими умовними значками.

**Рис.18. Генералізація зображення рельєфу в горизонталях при переході від масштабу 1:200000 (а) до масштабів 1:500000 (б) та 1:1000000 (в).**

**Горизонталі** - це криві замкнуті лінії, які проходять крізь

точки з однаковою висотою над рівнем моря. Горизонталі можна уявити як межі рівня вода, яка поступово затоплює місцевість, зафіксовані послідовно на певних висотах. Різниця висоти двох сусідніх горизонталей називається **висотою перерізу рельєфу**. Відстань між суміжними горизонталями називають **горизонтальним закладанням** (рис 18. Табл. 3).

Для зручності кожен п'яту горизонталь малюють потовщеною, а при висоті перерізу через 2,5 м потовщують кожен десяту горизонталь. Щоб відобразити важливі деталі, в деяких випадках використовують додаткові горизонталі, які проводять через половину основного перерізу.

**Таблиця 3.** Стандартні висоти перерізу рельєфу на топографічних картах.

Рельєф	Висота перерізу для різних масштабів, м			
	1:10000	1:25000	1:50000	1:100000
1.Плоскорівнинний	2,5	2,5	10,0	20,0
2.Рівнини, горбисті з переважанням кутів нахилу до 6 <sup>0</sup>	2,5	5,0	10,0	20,0
3.Гори і передгір'я, а також піщані пустелі	5,0	5,0	10,0	20,0
4.Високогір'я	-	10,0	20,0	40,0

Зображення рельєфу горизонталями доповнюють позначкам висот характерних точок місцевості, вершин, свердловин, тальвегів, перегину схилів. **Абсолютну висоту** відлічують від середнього багаторічного рівня моря. В Євразії за нуль абсолютної висоти беруть середній рівень Балтійського моря, а фактично нуль Кронштадтського футштока, який на 1-2 см перевищує середній багаторічний рівень Балтійського моря.

Крім абсолютних висот, на карті можуть бути **відносні висоти**, які відлічені від підніжжя або перегинів відповідних елементів рельєфу. Відносну висоту підписують біля терас, курганів, скелястих останців, обривів тощо.

Абсолютні висоти горизонталей підписують так, щоб верх цифри був напрямлений в бік підвищення.

Не всі форми рельєфу можна зобразити горизонталями. Скелясті гребні, обриви, тріщини, скелі, круті яри, ями тощо показують спеціальними умовними знаками, іноді з підписами відносної висоти. Від масштабу карти залежить визначення положення основних характерних ліній (вододілів, перегинів тощо), а також розміри форм, які треба показати горизонталями і графічними умовними знаками. При зменшенні масштабу з карти випадають дрібні елементи, наприклад, нерівності в долині річки, невеликі вимоїни та обриви. Наприклад, на карті масштабу 1:50000 добре виражені яри та великі обриви, а в масштабі 1:100000 всі обриви та більшість вимоїн зникають з карти, а яри показані немасштабними умовними знаками. В такому масштабі горизонталі проведені через 20 м, тому карта дає неповну картину природних перешкод і ускладнює орієнтування на місцевості.

Метод горизонталей є основним також для всіх велико- та середньо масштабних загальногеографічних карт. Ізолінії однакових глибин, з допомогою яких малюють рельєф дна океанів, морів та інших водойм,

називають **ізобатами**. На загальногеографічних картах використовують й інші методи зображення рельєфу.

**Гіпсометричний метод** - це зображення рельєфу горизонталями разом з фарбуванням висотних ступенів. Як правило, для висотних ступенів від 0 до 200 м застосовують відтінки зеленого кольору, а вище 200 м - різні сполучення жовтого, червоного та коричневого кольорів. Для забарвлення глибин використовують відтінки блакитного та синього кольорів.

**Метод відмивання** - це метод напівтонального відтінку на карті схилів за допомогою розмивання чорного або коричневого забарвлення за принципом "чим більша крутизна, тим темніший колір". Можна, використовувати відмивання при боковому освітленні, коли затінені схили фар бувають темнішими, а освітлені - ясними відтінками (рис. 19).

**Метод штрихів** використовують також для пластичного ефекту за допомогою штрихів, накреслених зверху вниз по схилах. Залежно від освітлення або крутизни мають різну товщину і різну густину (рис, 20).



Рис. 19. Зображення рельєфу, відмиванням при косому освітленні (за Саліщевим К.О. 1982)

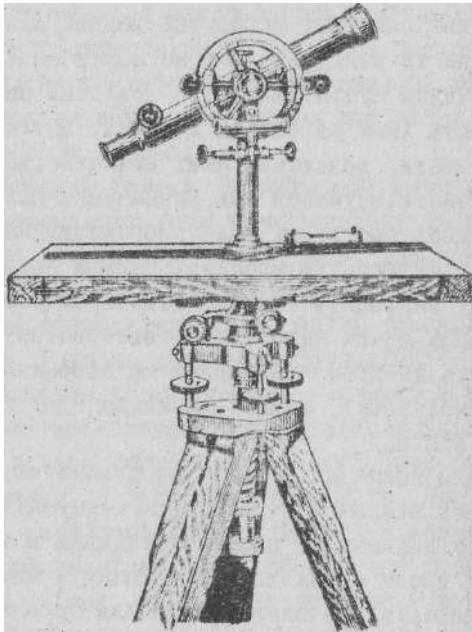
Рис.20. Зображення рельєфу штрихами крутизни на одновертній топографічній карті (за Саліщевим К.О.,1982)

**Фоторельєф** - це метод, в якому спочатку готують модель рельєфу даної території, а потім останню фотографують при боковому косому освітленні. Такий фоторельєф дає відчуття об'ємного зображення.

### 7.5. Окомірне знімання місцевості

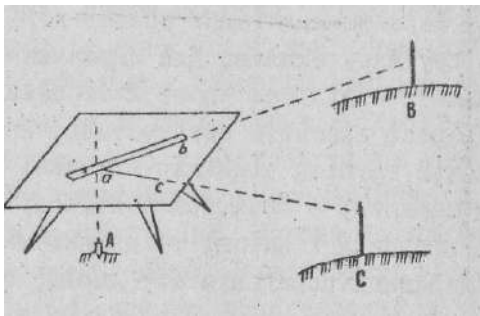
Сукупність польових та камеральних робіт, необхідних для створення карти даної ділянки земної поверхні» називають **зніманням місцевості**. Методи топографічного знімання бувають наземні або аеро-фототопографічні. При всіх методах основою для карти є виміри, проведені безпосередньо на місцевості. Найпоширенішим методом є наземне знімання за допомогою мензули. **Мензула** - це прилад, який складається з дерев'яної дошки розміром 60х60 см. закріпленої на тринозі, паперу для креслення і кіпрегелю.





**Кіпрегель** – це прилад, за допомогою якого вимірюють відстані, креслять безпосередньо на планшеті кути та визначають напрямки (рис. 21).

Рис. 21. Мензула з кіпрегелем. Накреслення кута на мензульному планшеті (Господинов Г.В., 1974).



Без спеціальних інструментів проводиться **окомірне знімання** місцевості. Основну роль при такому зніманні відіграє окомір, хоча інколи використовують зовсім прості прилади. Окомірне знімання не може замінити інструментальних вимірів, але воно дозволяє швидко отримати наглядне великомасштабне зображення місцевості. Його застосовують під час рекогносцирувальних географічних досліджень районів, не забезпечених картами більшого масштабу, ніж 1:100000, а також для доповнення та виправлення старих карт.

Для окомірної зйомки потрібні папка-планшет з компасом та візирна лінійка. **Папка-планшет** виготовляється з квадратного аркуша

картону або фанери розміром близько 30x30 см. Для зручності планшет прикріплюється до рівного загостреного кия, який відіграє роль штатива або триноги. Компас закріплюють на планшеті для орієнтування за магнітним або Географічним меридіаном.

**Візирна лінійка** має вигляд тригранної призми довжиною 25-30 см, на нижніх краях бічних сторін якої нанесені риски через 1мм, а верхнє ребро служить для визначення та креслення напрямків.

Окомірне знімання має спільні риси з мензульним. Тут також всю роботу виконують безпосередньо на місцевості, горизонтальні кути не вимірюють, а креслять. Але відстані вимірюють кроками, на око та іншими простими засобами. Перед зніманням готують планшет з папером для креслення, поділеним простим олівцем на двосантиметрові квадратики. Якщо, лінію компаса "північ-південь" закріпити паралельно до однієї з сторін планшета, план орієнтується за магнітним меридіаном. За географічним меридіаном компас закріплюють так, щоб його нульова лінія утворила зі стороною планшета кут, який дорівнює магнітному схиленню.

Для визначення довжини кроку на місцевості беруть лінію довжиною 150-200 м і кілька разів проходять її, лічачи кількість кроків. За результатами підрахунків виводять середнє значення та визначають довжину кроку. Щоб не витратити багато часу на переклад кількості кроків у метри, будують лінійний масштаб кроків, за основу якого беруть кругле число (50, 100, 200 тощо кроків).

При окомірному зніманні ділянку обходять маршрутами, утворюючи замкнутий полігон. Маршрутні ходові лінії вибирають вздовж доріг, стежинок та контурів, які на мають перепон для виміру відстаней кроками. Точки кутів обхідного полігона називають станціями. Зі станцій засікають інші орієнтири і точки. Потім візирують і креслять напрям на предмети, положення яких визначається методом засікання. **Пряма засічка** застосовується для визначення положення третьої точки за допомогою двох доступних, вже зображених на планшеті. З обох позначених точок візирують та креслять напрям на приблизне положення третьої точки, яку знаходять там, де перетинаються накреслені напрями. Якщо одна з відомих точок недоступна, використовують **зворотню засічку**, тобто визначають та креслять напрям на зображені точки з приблизного положення невідомої точки, точне положення якої буде в точці перетинання накреслених ліній.

Для знімання рельєфу за допомогою **полярного способу** напрями креслять візирною лінійкою, а відстані до характерних контурів і точок рельєфу визначають на око, оскільки в такій ситуації визначення абсолютних висот неможливе. У зв'язку з цим горизонталі проводять без певного перерізу, головним чином для зображення форм рельєфу та крутизни схилів. Спочатку на око визначають найнижчу точку місцевості та приблизне перевищення інших точок, стрілками помічають напрям та підписують крутизну схилів. Для визначення відносних висот форми рельєфу порівнюють з відомою висотою місцевих предметів (будинків, стовпів тощо). Першою креслять горизонталь, яка з'єднує найнижчі точки в долинах водотоків та біля підніжжя височин. Знімання рельєфу проводять з усіх точок маршруту з обох боків ходової лінії. Крім того, на плані зазначають відповідні якісні та кількісні характеристики елементів місцевості (деревних порід в лісі, доріг, обривів тощо). Відомості, які не можна нанести на карту, записують в пояснювальній записці до легенди.

Після закінчення знімання та перевірки й уточнення недоліків креслять план простим олівцем.

При окомірному зніманні місцевості, на яку є тільки карта дрібного масштабу, спочатку з останньої переносять основні контури та всі зображені об'єкти на картографічну основу необхідного масштабу. Після цього проводять окомірне знімання. З карти на план переносять також позначки висот характерних точок та горизонталі; це спрощує знімання рельєфу.

## 7.6. Аерофотознімки

**Аерофотознімок** – це фотографія місцевості, зроблена з літака або іншого літального апарата. Аерофотознімання застосовують найчастіше для створення топографічних карт в аерофототопографії, а також для складання великомасштабних тематичних карт (геологічних, геоморфологічних, геоботанічних). Періодичне повторення аерофотознімання дає цінні матеріали для вивчення динаміки природних процесів.

З літака можна знімати недоступні райони. Аерофотознімання заміняє частину польових робіт. У камеральних умовах використовують геометричні та фотографічні властивості аерофотознімків. Процес вилучення необхідної

кількісної та якісної інформації з аерофотознімка називають **дешифруванням аерофотознімків**. Аерофотознімок являє собою проекцію фізичної поверхні Землі на площину. **Головна точка** аерофотознімка - це точка, в якій оптична вісь фотоапарата перетинається з площиною плівки. Цю точку беруть за початок прямокутної системи, координат для всіх точок аерофотознімка. Фотоапарати встановлюють в літаку так, щоб оптична вісь була вертикальною для отримання горизонтальних знімків. При відхиленнях осі до 2-3° від вертикалі аерофотознімки називають плановими.

За існуючими правилами кожен аерофотознімок захоплює частину території, яка сфотографована, на попередній знімок. Два аерофотознімки з перекриттям разом складають **стереопару**. При розгляданні стереопари за певних умов можна побачити рельєф місцевості, тобто об'ємне зображення всіх предметів. Для отримання **стереоефекту** існують спеціальні прилади - **стереоскопи** різних конструкцій. Стереозображення дозволяє виміряти та визначити перевищення між точками, а також висоти різних об'єктів. Першоосною дешифрування є розпізнавання предметів місцевості на аерофотознімку. Залежно від мети дослідження розрізняють топографічне, геологічне, геоморфологічне та інші види дешифрування. Методи дешифрування поділяють на польові, камеральні та комбіновані. Треба знати, що дешифрування завжди ґрунтується на знанні типових особливостей сфотографованого району і закономірностей, які властиві різним компонентам.

Крім того, потрібен аналіз ознак дешифрування. До **прямих ознак дешифрування**, які зображені на фотознімках, належать:

а) форма або зовнішні контури об'єктів у плані. Як правило, антропогенні об'єкти відрізняються від природних правильною геометричною формою (дороги, просіки, населені пункти, канали), але можливі винятки. Наприклад, польові дороги, а іноді рілля, мають неправильну форму;

б) розміри зображення об'єктів залежать від їх натурального розміру і масштабу аерофотознімання. Наприклад, залізничні вагони в плані однакової форми, але мають різні розміри (товарні або пасажирські);

в) чорно-білий тон зображення відбиває яскравість об'єктів, їх властивість відбивати світло. Водотоки, водойми, зволожені ділянки мають найбільш темний тон на аерофотознімках, оскільки вода поглинає велику частину світла;

г) колір зображення на тришарових кольорових аерофотознімках є одною з ознак дешифрування;

д) тіні об'єктів, які відбиваються на земну поверхню або інші предмети. Тінь показує силует сфотографованого предмета. За формою тіні можна впізнати породу дерев, які мають різноманітні крони (рис. 22);

є) малюнок або структура зображення залежать від сполучення таких ознак поверхні, як форма і розміри окремих об'єктів, їх фотографічних відтінків, власної тіні, а також орієнтування. Наприклад, зображення лісу має зернистий малюнок, а на зернистому малюнку садів "зерна" розміщені регулярно. Характерні малюнки мають промислові підприємства, бархани, заплава, конуси виносу.



Рис. 22. Тіні на аерофотознімку (за Господиновим Г.В., 1974).

Крім прямих ознак, існують посередні методи, пов'язані з використанням географічних закономірностей. Так, за характером рослинності і форм рельєфу можна встановити види ґрунтів або гідрогеологічні умови даної ділянки.

Після аерофотознімання проводять ряд робіт з приведення всіх знімків до одного масштабу. Після цього на основі аерофотознімків складають **фотоплан**. Для цього аерофотознімки приводять до одного масштабу, розміщують і закріплюють на планшеті так, щоб зображення опорних пунктів точно збіглися з відповідними точками, нанесеними на координатну сітку. З фотопланом виходять в поле, дешифрують місцеві об'єкти, визначають їх характеристики і знімають рельєф за допомогою кіпрегеля. Для рівнинної або горбистої місцевості топографічну зйомку виконують на фотопланах, для сильно горбистої або гірської місцевості застосовують **стереотопографічне знімання** за допомогою спеціальних приладів в камеральних умовах. Кожна пара суміжних аерофотознімків включає однакову частину місцевості, на ділянці перекриття пара знімків буде стереоскопічною. Розглядаючи таку пару в стереоскоп, можна побачити об'ємну модель місцевості. Раніше горизонталі креслив топограф, який дивився в окуляри стереографа, в камери якого встановлена стереопара знімків. В середині окулярів розміщена крихітна точка - марка, яку топограф з допомогою гвинтів проводив вздовж схилів на відповідних висотах. Водночас олівець приладу, з'єднаний з механізмом переміщення марки, залишав на ватмані тоненькі горизонталі.

Зараз на зміну оптико-механічним приладам прийшли комп'ютери. Обробка аерофотознімків виконується автоматично з допомогою скануючого променя, який пробігає по стереоскопічному зображенню місцевості і відмічає не тільки контури, а її висоти рельєфу. Результати обробляє комп'ютер і записує на магнітну стрічку, з якої картографічне зображення місцевості переносять на папір і друкують майбутній оригінал карти за допомогою дисплея.

### 7.7. Космічні знімки земної поверхні

Освоєння ближнього космічного простору сприяло розвитку методів дистанційного зондування земної поверхні. Космічні системи, апарати типу "Метеор", супутники серії "Космос", "Ландсат", "НСММ" та інші проводять знімання і збирання інформації для вивчення природних ресурсів Землі. Матеріали знімання передаються на Землю різними засобами.

В спеціальних лабораторіях або на приймальних станціях космічні знімки автоматично переводять в картографічну проекцію близько до проекції Міжнародної карти світу масштабу 1:1000000.

За видом знімання **космічні знімки** поділяють на фотографічні, телевізійні, фототелевізійні, сканерні, теплові інфрачервоні, радіометричні, радіолокаційні та мікрохвильові радіометричні.

Мінімальні розміри зображених деталей місцевості на космічних знімках становлять від десятка метрів до десятків кілометрів. Детальність зображення на певних знімках вимагає збільшення оригіналу в 2-10 разів для обробки потрібної інформації. Космічна фотоінформація обробляється централізовано в певних центрах, тут вона нагромаджується, зберігається, а результати обробки розповсюджуються.

Космічні знімки мають важливе значення для картографування. По-перше, один кадр охоплює велику територію, обзорність якої дозволяє фіксувати стан земної поверхні на один фізичний момент часу. По-друге, оптична генералізація зображення сприяє виявленню елементів глобального та регіонального масштабів. По-третє, космічні знімки дають комплексне зображення всіх елементів ландшафту і явищ атмосфери, що дозволяє найповніше перенести на карту або на серію карт просторові взаємозв'язки природних об'єктів. Крім того, повторення космічного знімання через потрібні інтервали часу відкриває широкий простір для картографічного фіксування динаміки змін земної поверхні.

Космічні знімки дозволяють одержати детальну інформацію про недоступні та віддалені території, в тому числі арктичні й антарктичні.

Матеріали космічного знімання використовують при оновленні та складанні топографічних карт віддалених і недоступних районів, в процесі створення тематичних і загальногеографічних карт, для розробки нових типів карт цільового призначення, для комплексного вивчення і картографування природних умов і ресурсів (рис. 23).

Рис. 23. Космічний фотознімок масштабу 1:2500000 (а) і прив'язка його до карти шкільного атласу масштабу 1:10000000 /б/ (за Купріним О.М., 1989).



## 7.8. Карта

**Карта** - це математично визначене, зменшене, генералізоване зображення земної поверхні або поверхні іншого космічного тіла, яка показує розміщені або спроектовані на ці поверхні об'єкти системою загальноприйнятих умовних знаків. Під об'єктами розуміють предмети, явища або процеси. Карта складається з наступних елементів: картографічне зображення, математична основа, легенда, додаткові дані.

**Картографічне зображення**- це сукупність відомостей про показані об'єкти, які передають зміст карти. На загальногеографічних картах - це населені пункти, соціально-економічні та культурні об'єкти, шляхи сполучення і засоби зв'язку, рельєф, гідрографія, рослинність і ґрунти, політико-адміністративні кордони.

**Легенда карти** - це система умовних позначень і текстових пояснень, які розкривають зміст карти. Для топографічних карт складають спеціальні таблиці умовних позначень, обов'язкових для карт відповідного масштабу. Для тематичних карт легенду часто друкують на самому листку карти, іноді в табличній формі.

Елементами **математичної основи** карти є сітка меридіанів та паралелей або прямокутна координатна сітка (для топографічних карт), масштаб і геодезична основа.

**Додатками** до карти можуть бути картометричні графіки, додаткові відомості, діаграми, карти-врізки, профілі, текстові й цифрові дані, які доповнюють та пояснюють зміст карти.

До основних властивостей карти відносять зображення об'єктів у просторі й часі, науково обгрунтоване відображення головних особливостей дійсності, абстрактність відносно до другорядних деталей, вибірковість та синтетичність, метричність, однозначність в кожній точці в межах прийнятої системи умовних позначень, безперервність картографічного зображення, наглядність, обзорність та високу інформативність.

## 7.8. Координатна сітка на карті

**Координатна сітка** - це прямокутна, картографічна, кілометрова та інші сітки. **Картографічна сітка** являє собою зображення меридіанів і паралелей на карті. **Прямокутна сітка** - це сітка в системі плоских прямокутних координат

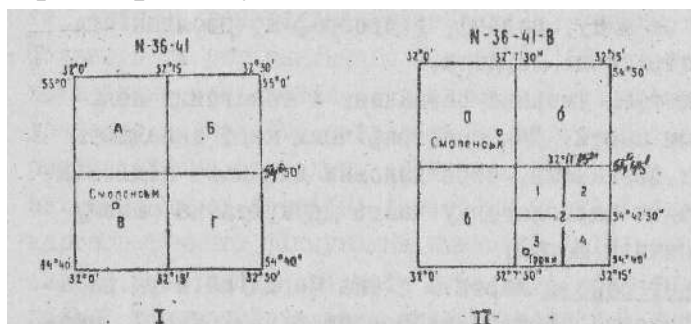


Рис. 24. Розграфка аркуша карти масштабу I:100000 на аркуші карти масштабу I:50000 /I/. Розграфка аркуша карти масштабу I:50000 на аркуші карт масштабів I:25000 та I:10000 /II/

даної картографічної проекції. **Кілометрова сітка** - це сітка, лінії якої проведені через інтервали, які відповідають певному числу кілометрів.

Для побудови **карт на листках** необхідна система розграфки та позначення листів. Позначення залежить від номенклатури. Номенклатура визначає строго однозначну відповідність між листами і ділянками місцевості (рис. 24).

**Геодезична основа карти** включає параметри поверхні, **систему координат** та координати опорних пунктів.

Для картографування фігури Землі приймають поверхню кулі або еліпсоїда. Розміри кулі визначають радіусом, а положення точок на її поверхні - **географічною широтою і географічною довготою**. Широти відраховують від

0 до екваторі до  $+90^\circ$  на північному полюсі і до  $-90^\circ$  на південному полюсі. Облік довготи ведуть від 0 на початковому меридіані до  $+180^\circ$  східної довготи і до  $-180^\circ$  західної довготи або від 0 до  $360^\circ$  на схід або на захід. Початок і направлення обліку широти і довготи на еліпсоїді ті самі, як і на кулі. Лінії постійних довгот і широт утворюють сітку меридіанів та паралелей, яку називають **географічною градусною сіткою**.

Параметри еліпсоїдів, які прийняті за вихідну геодезичну основу, називають **референц-еліпсоїдами**. В 1942 р. як обов'язкова основа введені параметри **референц-еліпсоїда Красовського**: велика напіввісь  $a = 6378245$  м, маленька напіввісь  $b = 6356863$  м, полярна сплюснутість  $\alpha = (a-b)/a \sim 1:298,3$ . Радіус кривизни меридіана даного еліпсоїда становить близько 1%, середній радіус кривизни - близько 2/3%.

При зображенні на карті групи материків або океанів поверхню еліпсоїда замінюють поверхнею кулі. Спотворення при цьому в десятки і сотні разів менші, ніж при переході від поверхні глобуса до площини (карти).

Фігуру Землі приймають як кулю тільки при дрібномасштабному картографуванні. Спочатку еліпсоїд відображають на кулю, а потім кулю розвертають на площині. За радіус кулі приймають  $R=6371116$  м. За початковий (нульовий) меридіан вважають Грінвічський. Крім екватора і полюсів, за постійні лінії беруть північний та південний тропіки  $\pm 23^\circ 26' 21,4''$ , полярні кола  $\pm 66^\circ 33' 38,6''$ .

### 7.10. Види карт

Географічні карти дуже різноманітні. Основними принципами їх класифікації є охоплена територія, зміст і масштаб.

**За охопленою територією** розрізняють карти світу, півкуль, материків, частин материків, океанів, морів, держав, республік, областей, районів, провінцій, штатів, фізико-географічних країн тощо.

**За змістом** географічні карти поділяють на **загальногеографічні** та **тематичні**. На перших зображають зовнішню земну поверхню з такими елементами місцевості, як річки, озера, ліси, дороги, міста, сільські населені пункти, рельєф. Детальність зображення кожного елемента залежить від особливостей території та завдань, для вирішення яких призначена карта. До загальногеографічних карт відносять також всі топографічні карти.

**Загальногеографічні** карти за масштабом бувають: 1) оглядові (дрібніше 1:1000000), 2) оглядово-топографічні (1:200000 - 1:500000), 3) топографічні (1:10000 - 1:100000). Оглядові карти містять дрібномасштабне зображення значної частини земної поверхні й використовуються головним чином при вивченні географії. Оглядово-топографічні карти детальні й потрібні для попереднього вивчення великих районів та точних розрахунків. Топографічні карти мають найбільші масштаби, детальний зміст і високу геометричну точність. Всі практичні наукові, господарські та воєнні завдання вирішують за допомогою топографічних карт.

**Тематичними** називають карти, на яких один або кілька елементів показані найбільш детально. За ступенем узагальнення показників тематичні

карти умовно поділяють на **аналітичні** (карти спостереження) і **синтетичні** (явище характеризується на основі синтетичного узагальнення показників). Наприклад, карти окремих метеорологічних елементів і карти кліматичних поясів та областей. За змістом тематичні карти бувають **фізико-географічні** та **соціально-географічні** (табл. 4).

**Таблиця 4.** Схема класифікації тематичних карт за змістом.

Групи	Види карт (приклади)
<b>Фізико-географічні</b>	
1/ загальні фізико-географічні	Природного районування: географічних поясів, природних зон; фізичні
2/ геохімічні	Грунтово-геохімічні, літогеохімічні
3/ карти літосфери	Геологічні, четвертинних відкладів, тектонічні, рельєфу земної поверхні, гіпсометричні, геоморфологічні, морфометричні
4/ карти атмосфери	Кліматичні: загальні кліматичні, кліматичного районування, метеорологічні: температури повітря, тиску, опадів, сонячної радіації, синоптичні, фенологічні
5/ карти гідросфери	Океанологічні, гідрографічні, сучасного зледеніння
6/ карти біосфери	Грунтові, рослинності, флористичного районування, тваринного населення, зоогеографічні, фенологічні
7/ геофізичні	Гравітаційні, сейсмічні, магнітного поля
8/ комплексні	Ландшафтні
<b>Соціально-географічні</b>	
1/ карти населення	Чисельності, складу, міграцій, розміщення
2/ карти економічні	Загальноекономічні, промисловості, сільського господарства, лісового господарства, транспорту, використання земель, природних ресурсів
3/ карти політичні	Політичні, політико-адміністративні
4/ карти культури	Науки й освіти, охорони здоров'я, мистецтва
5/ карти історичні	Загальні історичні різних періодів

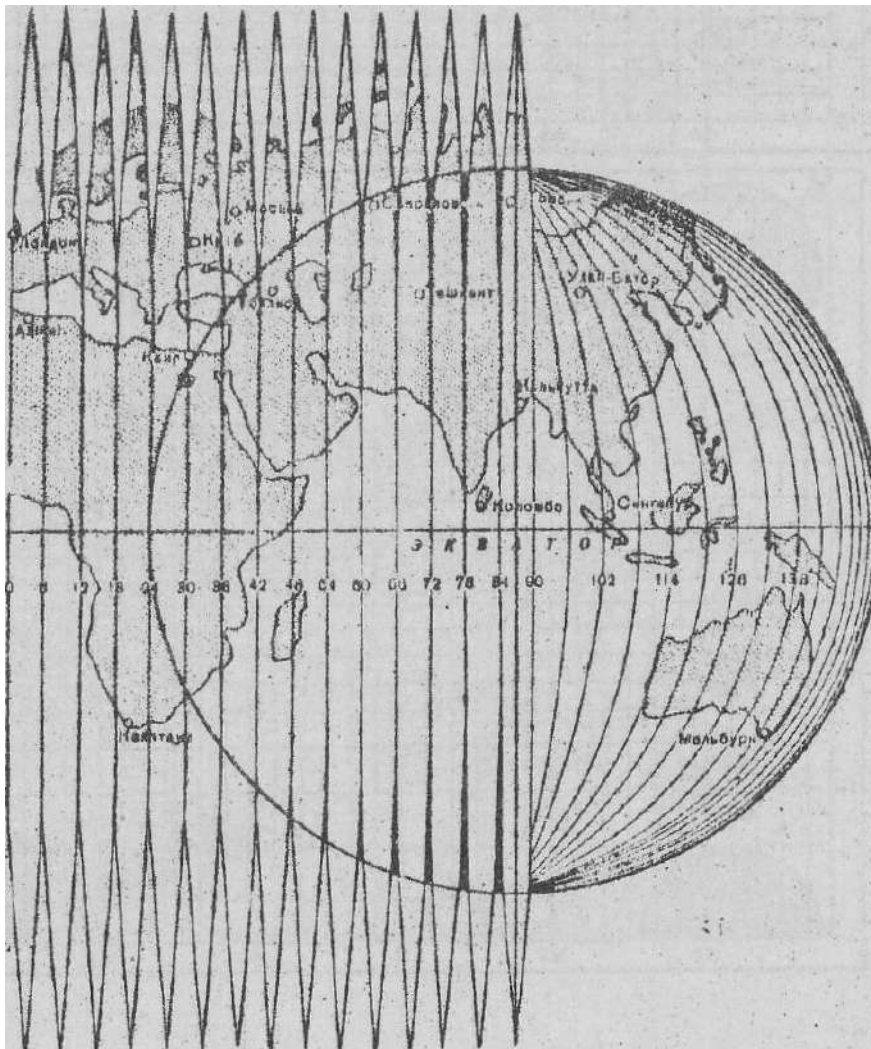
Зміст загально-географічних і тематичних карт, детальність зображення та інші особливості залежать від призначення і масштабу. Крім довідкових і навчальних карт, особливе значення мають морські, навігаційні, дорожні, туристичні, проектні та інші карти. Поряд з тематичними картами виділяють групи **технічних**, або спеціальних, карт.

### 7.11. Картографічні проєкції

**Картографічна проєкція** - це математично визначене зображення поверхні еліпсоїда або кулі на площині, причому на карті передаються положення і контури об'єктів, а також сітка меридіанів і паралелей. Картографічна проєкція характеризується графічною побудовою, таблицею координат та іншими засобами (рис. 25-28). На рис. 25 показано геометричну суть рівнокутної проєкції Гауса - Крюгера і відповідної системи плоских прямокутних координат, яку використовують для топографічних карт. Поверхня референц-еліпсоїда розбивається меридіанами на 60 зон - по 6° за довготою в кожній, починаючи від Грінвічського меридіана на схід.

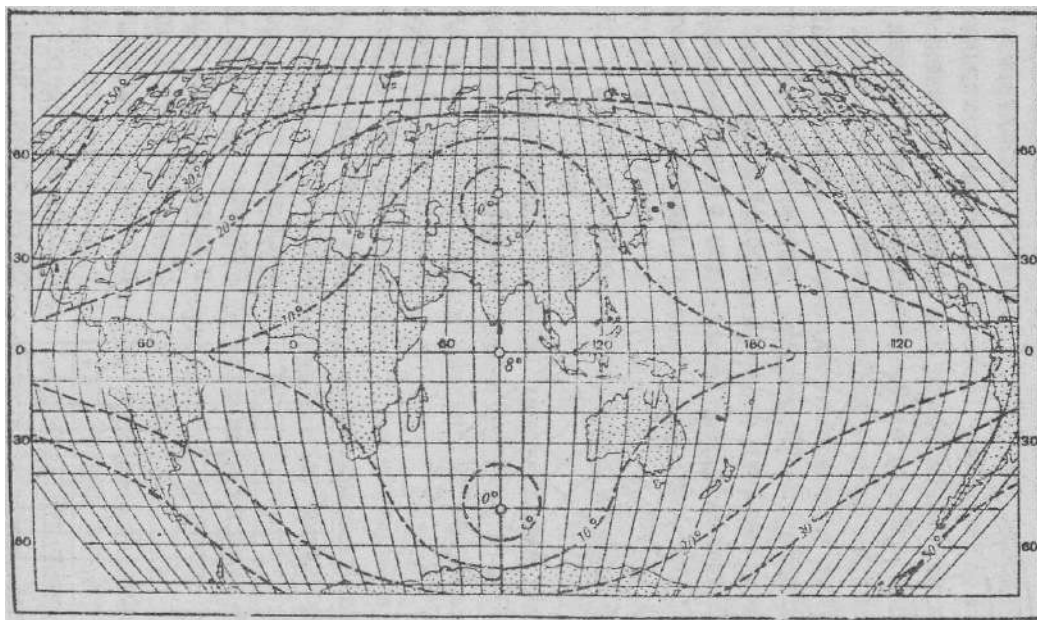


Картам притаманні спотворення довжин, площин, кутів. Спотворення довжин (лінійних розмірів об'єктів) означає, що масштаб довжин змінюється



при переході від одної точки до іншої. Спотворення площин зумовлене тим, що масштаб площин відрізняється в різних точках карти. Спотворення кутів полягає в тому, що кути між напрямками на карті не відповідають кутам на місцевості, порушена форма об'єктів. Внаслідок спотворення форм фігури об'єктів на карті не подібні до відповідних фігур на місцевості.

**Рис. 25. Шестиградусні геодезичні зони для рівнокутної проєкції Гауса – Крюгера.**



**Рис. 26. Картографічна сітка в псевдоциліндричній проєкції з ізоколами кутів (за Саліщевим К.О., 1982).**

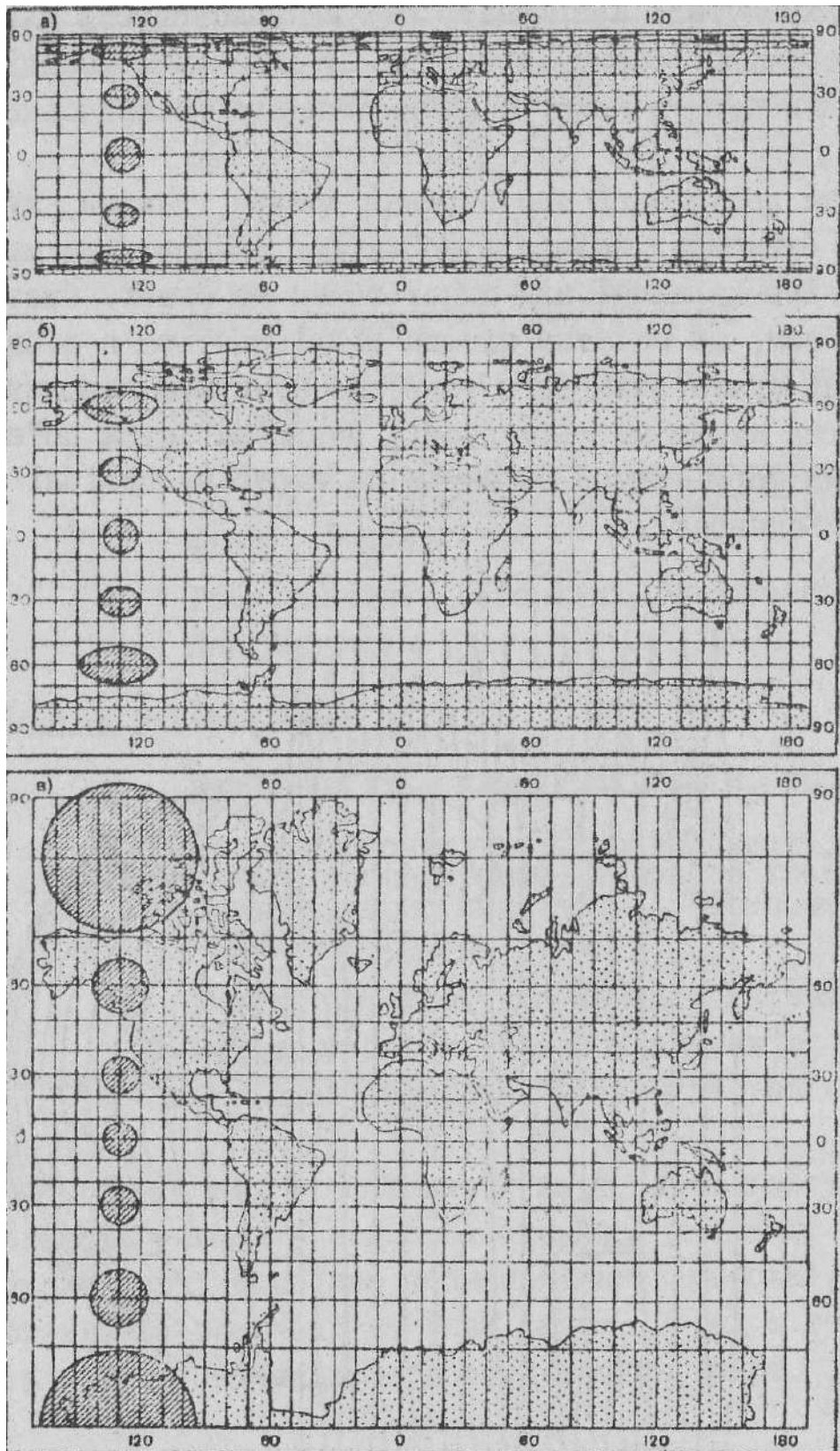
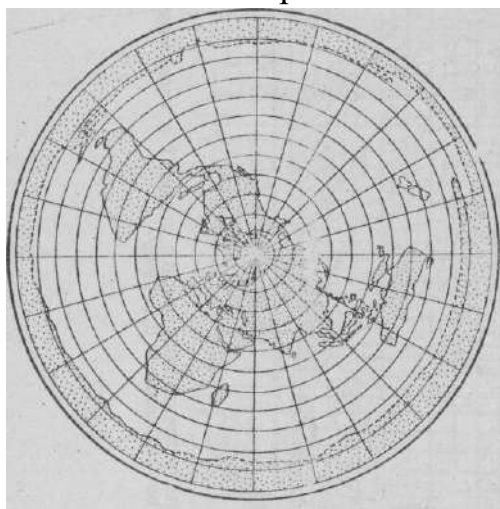


Рис. 27. Картографічні сітки в циліндричних проекціях: а - рівновеликій, б - рівнопрямій, в - рівнокутній Меркатора (за Саліщевим К.О., 1982).

За характером спотворень розрізняють наступні картографічні проекції.

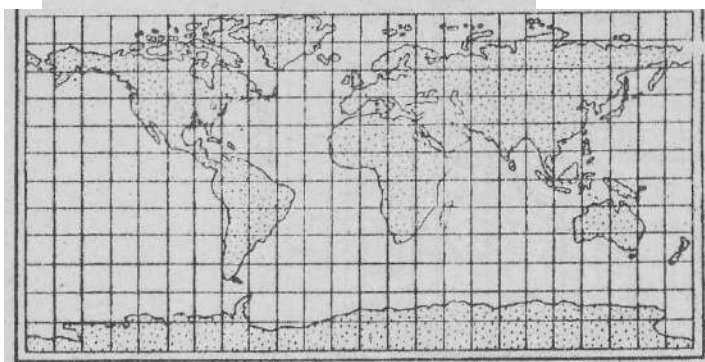
**Рівновеликі** проєкції характеризуються правильною передачею кутів і значними спотвореннями площин (див. рис. 25, 27, 28).



**Рівнопроміжкові** проєкції зберігають постійний масштаб довжин в одному головному напрямку, але мають рівновагу між спотвореннями кутів і площин (див. рис. 26).

**Довільні** проєкції відрізняються спотвореннями кутів і площин у всіх співвідношеннях.

**Рис. 28.** Карти світу в нормальній рівнопроміжній азимутальній та нормальній рівнопроміжній циліндричній проєкціях (за Саліщевим К.О., 1982).



За видом допоміжної поверхні, на яку проєктують земний еліпсоїд або кулю, проєкції бувають: а) **азимутальні**, в яких куляста поверхня переноситься на дотичну площину; б) **циліндричні**, в яких поверхня еліпсоїда або кулі переноситься на бокову поверхню дотичного або січного циліндра; в)

конічні, в яких поверхня еліпсоїда або кулі переноситься на бокову поверхню дотичного або січного конуса, а потім розрізається та розвертається на площину (див. рис. 27, 28).

За орієнтуванням допоміжної поверхні відносно до полярної осі або до екватора розрізняють азимутальні, поперечні і навскісні проєкції. На азимутальних проєкціях паралелі мають вигляд концентричних кіл, а меридіани - прямих ліній, які виходять з загального центра.

На конічних проєкціях паралелі зображуються дугами концентричних кіл, а меридіани - прямими, які розходяться від загального центра паралелей під кутами, пропорційними до різниці довготи.

На циліндричних проєкціях меридіани зображені паралельними прямими, а паралелі - перпендикулярними до них прямими (див. рис. 27-28).

Крім перелічених, існують більш складні проєкції, на яких паралелі або меридіани зображуються лініями перемінної кривини, наприклад, псевдоазимутальні, псевдоконічні, псевдоциліндричні, поліазимутальні, поліконічні, колові, умовні (див. рис. 26).

## 7.12. Використання карт.

У сучасній картографії існує розділ, який вивчає напрямки і засоби використання карт, атласів, глобусів та інших картографічних матеріалів у різних сферах практичної, наукової, навчальної, культурної діяльності.

Мета використання карт - це пізнання оточуючої реальності, отримання якісних і кількісних характеристик явищ, оціночних показників, вивчення структури, взаємозв'язків, динаміки явищ, прогнозування їх розміщення і розвитку.

Кarti необхідні для всіх галузей наук про Землю, в суспільних науках, в плануванні, будівництві, освоєнні земель та інших галузях народного господарства.

Методи картографічного дослідження включають наступні засоби: описання явищ і процесів, зображення на карті, графічні прийоми побудови профілів, розрізів, графіків, діаграм, блок-діаграм; графоаналітичні засоби - виміри координат, довжин, висот, площин, об'ємів, кутів; прийоми картографічного моделювання - побудову і аналіз математичних моделей за даними карти та складання нових карт на основі математичних моделей.

При використанні карт розрізняють такі рівні механізації та автоматизації робіт: 1) візуальний аналіз карт; 2) інструментальний аналіз з використанням вимірювальних і механічних приладів; 3) напівавтоматичні дослідження з застосуванням автоматичних пристроїв та ЕОМ для аналізу, перетворення і відтворення даних з карти; 4) автоматичні дослідження - з повною автоматизацією процесів використання карт на базі автоматичних картографічних систем (АКС).

## РОЗДІЛ II. АТМОСФЕРА.

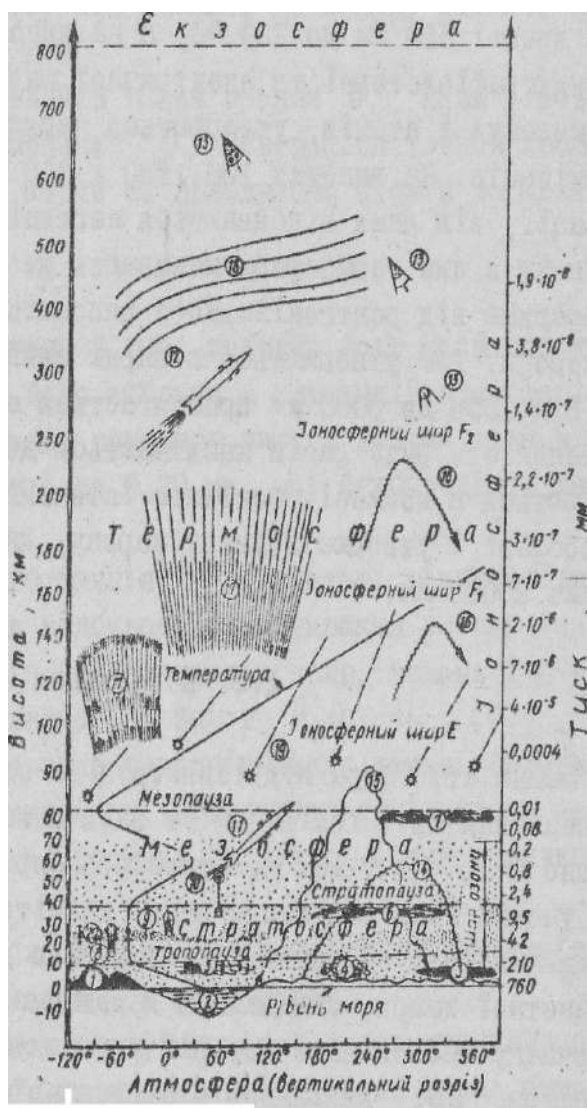
### Глава I. СКЛАД І БУДОВА АТМОСФЕРИ

#### І.І. Газовий склад атмосферного повітря.

Атмосфера - це газова оболонка Землі (від грецького "атмос" - пара/. Вона простягається від поверхні Землі до 20000 км і поступово переходить в міжпланетний простір. За складом атмосфера являє собою фізичну суміш газів, рідин /краплини води/ та твердих речовин (пил, сніг, град). Основні компоненти, які входять до складу сухого повітря нижньої атмосфери: азот (78,09%), кисень (20,55%), аргон (0,93%), вуглекислий газ (0,03%) і в незначній кількості - гелій, водень, неон, криптон, ксенон та ін. Крім того, в повітрі може бути від 0 до 4% водяної пари. Основна маса атмосфери (90%) зосереджена в приземному шарі товщиною 16 км. До висоти 250 км у складі повітря переважають азот і кисень, від 250 до 700 км - атоми кисню, а ще вище - водень і гелій.

#### 1.2.Будова атмосфери

За фізичними властивостями атмосфера поділяється на концентричні оболонки: тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу (іоносферу) та водневу корону (рис. 29). До географічної оболонки входять тільки тропосфера та нижня стратосфера до озонowego екрана. Нижньою межею атмосфери умовно вважають поверхню суші та океанів.



**Рис. 29. Вертикальний розріз атмосфери** (Введение в физическую географию, 1978): 1 - найбільша висота гір; 2 - найбільша глибина океану; 3 - хмари нижнього ярусу; 4 - хмари конвекції; 5 - пористі шари; 6 - перламутрові хмари; 7 - сріблясті хмари; 8, 9 - стратостати; 10 - радіозонд; Ц - метеорологічна ракета; 12 - геофізична ракета; 13 - штучні супутники Землі; 14 - відбивання звукових хвиль; 15 - відбивання середніх радіохвиль; 16 - відбивання коротких радіохвиль; 17, 18 - полярні сніжки; 19 - метеори; 20 - шар найбільшої концентрації озону

У тропосфері відбувається вертикальна конвекція (підняття і опускання) повітря: (від грецького "тропос" – поворот). В екваторіальних широтах висота тропосфери досягає 18

км, у помірних - до 11 км, а в полярних - до 8 км, вона дещо змінюється залежно від широти, температури і циркуляції повітря. В тропосфері зосереджено 80% всієї маси повітря. Атмосферний тиск падає від  $1013 \times 10^2$  Па (1013 мб) біля земної поверхні до  $280 \times 10^2$  Па (280 мб) на верхній межі тропосфери, тобто на Земній поверхні атмосфера тисне в середньому з силою 1,032 кг на  $1 \text{ см}^2$ .

До складу тропосфери входять 90% водяної пари і вуглекислого газу атмосфери, майже всі аерозолі, тут формуються погода і клімат.

У тропосфері відбуваються процеси теплообміну і трансформації сонячної енергії. Температура повітря в тропосфері поступово знижується з висотою в середньому на  $0,6^\circ\text{C}$  на кожних 100 м. На верхній межі тропосфери температура падає до  $-45 \dots -65^\circ\text{C}$  над полюсом і до  $-70 \dots -80^\circ\text{C}$  над екватором.

Перехід від тропосфери до **стратосфери** поступовий протягом 1 км, цей шар називають **тропопаузою**.

**Стратосфера** (грец. "стратос" – шар) простягається від 8-18 до 50-60 км, де розміщений перехідний шар – **стратопауза**. Падіння температури в стратосфері припиняється і з висоти 20 км до 55 км температура підвищується до  $+30^\circ\text{C}$ . Це обумовлено інтенсивним поглинанням ультрафіолетової сонячної радіації при утворенні та розпаді озону  $\text{O}_3$ . Найбільша концентрація озону припадає на висоту 20-25 км і є верхнього межею біосфери /поширення організмів і теплового впливу земної поверхні/. На висоті 20- 30 км зустрічаються перламутрові шари, складені з кристалів льоду. Після стратопаузи, вище за 55 км, міститься **мезосфера**, яка простягається до 80 км, де температура знову падає до  $-60^\circ\text{C}$ , а на висоті 80 км у **мезопаузі** - до  $-130 \dots -150^\circ\text{C}$ . Тут бувають сріблясті шари, ще недостатньо вивчені. Над мезопаузою розміщена **термосфера**, де температура підвищується на висоті 150 км до  $220^\circ\text{C}$ , а на висоті 600 км - до  $1500^\circ\text{C}$ , під дією ультрафіолетової та електричної радіації Сонця порушується будова молекул і атомів, утворюються заряджені іони, тобто відбувається **іонізація**. На висотах 100, 180 і 300 км виділяють шари посиленої іонізації, від яких відбиваються середні та короткі радіохвилі.

В зв'язку з цим термосферу називають ще **іоносферою**. Вона захищає земну поверхню від рентгенівського випромінювання і шкідливої дії сонячної корони. Тут утворюються полярні сніва.

Від 1000 до 3000 км простягається **екзосфера** (зовнішня атмосфера), тут швидкість руху газів наближається до 11,2 км/с, і вони поступово розсіюються в космосі. Особливо інтенсивно вислизає водень, він панує в екзосфері і утворює **водневу корону**, яка закінчується на висотах близько 20000 км.

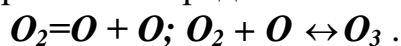
### 1.3. Походження атмосфери

Земна атмосфера відрізняється за своїм складом від Всесвіту, де поширені водень і гелій, вміст яких в земному повітрі мізерний, відповідно  $6 \times 10^{-5}$  і  $7 \times 10^{-4}\%$ . Атмосфера формувалася разом з розвитком Землі в умовах гравітаційного поля, магнітосфери і обертання планети. Первинна газова оболонка, яку захопило гравітаційне поле Землі з протопланетної хмари, складалася переважно з  $\text{H}_2$  і  $\text{NH}_3$  з домішками  $\text{CH}_4$ .

На початку геологічної історії утворилася власна вторинна вуглекисла атмосфера.  $CO_2$  виділявся з надр в зв'язку з інтенсивним вулканізмом і орогенезом, а вміст  $NH_3$ ,  $CH_4$  та  $H_2$  знижувався. З виникненням близько 3 млрд, років тому та прогресивним розвитком живих організмів - зелених рослин - починається найважливіший природний процес - **фотосинтез**. Відбувається витягнення рослинами з атмосфери  $CO_2$  і виділення вільного  $O_2$ . У фотосинтезі беруть участь  $CO_2$  і  $H_2O$ . Частіша води розкладається, водень засвоюється, а кисень виділяється в атмосферу. О.П.Виноградов (1962) показав, що в атмосфері панує ізотоп кисню  $^{16}O$ , який, утворюється при розкладі води рослинами в процесі фотосинтезу. 70%  $O_2$  виробляють водорості Світового океану і 30% - зелені рослини на суші. Основні джерела азоту - це окислення  $NH_3$ , вулканічні гази, електричні розряди і живі організми. Американський геохімік Л.Кальп довів, що інертний газ аргон, якого порівняно багато в атмосфері та гідросфері, утворився з радіоактивного ізотопу калію  $^{40}K$  і виділився з надр.

Атмосфера містить приблизно  $10^{15}$  т кисню, стільки ж його проходить через живі організми. Роль вільного  $O_2$  виключно велика - він необхідний для дихання. За рахунок кисню живі організми одержують енергію для фізіологічних функцій, він входить до складу білків, жирів, вуглеводів.

Кисень в атмосфері представлений також озоном  $O_3$ , який утворюється в результаті розщеплення молекул  $O_2$  ультрафіолетовими променями і електричними зарядами на атоми та приєднання атомів до молекул:



Озон - нестійкий і дуже активний газ, головна його маса міститься на висоті від 10 до 60 км. Якби його зібрати в приземній атмосфері з їх щільністю, утворився б шар озону товщиною лише в 2-5 мм, але він поглинає всі ультрафіолетові хвилі до 0.29 мк, які згубно діють на живі організми.

Атмосфера - це динамічна субстанція. В результаті різноманітних внутрішніх та зовнішніх, процесів відбувається коливання вмісту газів. Кожного року до 1 млн. тонн газів виділяється з надр, водень і гелій зверху вислизають від Землі. Коливається вміст  $H_2O$ ,  $O_3$ ,  $CO_2$ , які поглинають довгохвильове інфрачервоне випромінювання земної поверхні та зумовлюють тепличний ефект атмосфери. Збільшується кількість аерозолів, концентрація яких змінна в просторі та в часі і які проникають з тропосфери в стратосферу.

Частину атмосфери, яка має постійний склад переважаючих газів, приблизно до висоти 90-100 км, називають **гомосферою**.

Вище 90-100 км, де під дією ультрафіолетової та корпускулярної сонячної радіації й гравітаційної диференціації газовий склад атмосфери змінюється, її називають **гетеросферою**.

#### 1.4. Методи дослідження атмосфери

Атмосфера - це об'єкт вивчення метеорології, кліматології, аерономії, синоптичної метеорології.

**Метеорологія** - це наука про фізичні явища і процеси в атмосфері, їх взаємодію з земною поверхнею та космічним середовищем (грец. метеор - небесне явище, грец. логос - вивчення, пізнання).

**Кліматологія** - наука про клімат, тобто сукупність атмосферних умов, притаманних тому чи іншому району залежно від його географічних факторів. Це географічна наука, а метеорологія належить до геофізичних наук.

**Аерономія** - це вивчення процесів у високих шарах атмосфери або фізика верхньої атмосфери.

**Синоптична метеорологія** вивчає закономірності формування і змін погоди на великих територіях і методи завбачення погоди. Погода - це стан атмосфери біля земної поверхні та прилеглих більш високих шарів. Вона характеризується такими метеорологічними показниками, як температура повітря, хмарність, атмосферні опади, вітер, тиск тощо.

В атмосфері відбуваються кліматотворні процеси - теплообмін., вологообіг і атмосферна циркуляція, які розглядаються в даному розділі далі.

Для вивчення атмосферних процесів і явищ проводять спостереження та виміри. Зібрані матеріали узагальнюють і аналізують для виявлення закономірностей розвитку атмосферних процесів, які використовуються для розв'язання практичних задач, найважливішою з яких є передбачення погоди.

Методи дослідження в метеорології поступово вдосконалювались. На початку переважали візуальні спостереження та епізодичні вимірювання деяких величин біля земної поверхні,

У ХУІІ ст. винайдені перші метеорологічні прилади (Галілеєм та його учнями). Інструментальні спостереження почалися з кінця ХУІ і початку ХУІІІ ст. в деяких пунктах Європи і на морських маршрутах. З приватної ініціативи в другій половині ХУІІІ ст. була організована міжнародна сітка метеорологічних станцій в Європі. Результати її спостережень за 12 років були опубліковані,

У ХІХ ст. виникають перші державні сітки станцій, І.В.Брандес складає в Німеччині перші синоптичні карти, а О.Гумбольт закладає, основи кліматології. Після винаходу телеграфу в 50-х роках розвивається синоптичний метод досліджень і виникає служба погоди та синоптична метеорологія. Це дало можливість вивчати процеси великого масштабу з урахуванням впливу різних фізико-географічних умов. Організуються перші метеорологічні інститути, розвивається динамічна метеорологія, яка використовує закони гідромеханіки і термодинаміки при дослідженнях атмосферних процесів,

У ХХ ст. починається дослідження атмосфери з допомогою радіозондів, літаків, аеростатів, ракет, штучних супутників Землі та різноманітних радіотехнічних засобів.

В останні десятиріччя розвиваються експериментальні методи, особливо для вивчення хмар і туманів, оптичних і електричних явищ.

При дослідженнях атмосфери широко використовуються математика і сучасна обчислювальна техніка. Проводяться експерименти активного втручання в атмосферні процеси з метою управління явищами погоди, особливо багато спроб впливу на хмари та тумани.



Дуже поширився дистанційний метод зондування атмосфери, суть якого полягає у знанні закономірностей проходження електромагнітних і звукових хвиль через атмосферні неоднорідності. Зондування здійснюється з допомогою ракет-гранат, лазерів і прожекторів, радіолокаторів.

Новим технічним засобом отримання метеорологічної інформації з території всієї земної кулі є штучні супутники Землі (ШСЗ), які вперше були запущені в СРСР. Супутники дозволяють дуже швидко прозондувати стан атмосфери, поверхню океану і суші. Кількість інформації, яку дають супутники, величезна. Наприклад, за добу два супутники системи "Метеор" передають таку саму кількість інформації, яка надходить за півроку зі всіх наземних метеостанцій світу. Всю супутникову інформацію можна швидко обробити лише за допомогою ЕОМ (електронно-обчислювальних машин). У першу чергу ці результати використовують для аналізу і прогнозу погоди. Переробку метеоінформації здійснюють Гідрометеоцентри у столицях більшості країн та науково-дослідний інститут з вивчення природних ресурсів у Москві і регіональні гідрометеоцентри (наприклад, у Києві, Одесі, Дніпрі, Новосибірську, Ташкенті, Харькові, Хабаровську, Мінську, Севастополі).

Найкращі зіставлення і порівняння проводяться з допомогою карт. Серії синоптичних карт відображають стан атмосфери і атмосферні процеси на великих територіях на певний момент часу. Результати синоптичної обробки багаторічних спостережень показують на кліматичних картах (карти розподілу температур і опадів, карти розподілу тиску і переважаючих вітрів, карти висоти і тривалості залягання снігового покриву та інші).

У всіх країнах світу є спеціальні державні організації гідрометеослужби, до складу яких входять сітки метеостанцій і гідрометеопостів на суші і на кораблях, літаках, плаваючих кригах, а також наукові метеорологічні установи і обсерваторії та численні бюро прогнозів погоди.

При ООН існує Всесвітня метеорологічна організація з Всесвітньою службою погоди, яка має три світових метеорологічних центри - Москва, Вашингтон та Мельбурн. Вона розробляє програми досліджень глобальних атмосферних процесів, в яких беруть участь різні країни. Нині проведено велику кількість комплексних досліджень зусиллями багатьох країн.

Це міжнародні проекти: ПДГАП - програма досліджень глобальних атмосферних процесів, МОНЕКС - Мусонна підпрограма, ПОЛЕКС - Полярний експеримент, ТРОПЕКС - Тропічний експеримент та ін.

На наземних метеостанціях всього світу проводять синхронні спостереження через кожні три години за єдиним Грінвіцьким часом, Результати передаються по інтернету, телефону, телеграфу чи радіозв'язку в центри служби погоди для складання синоптичних карт.

На метеостанціях основного типу спостерігаються наступні метео-елементи: температура повітря на висоті 2 м над земною поверхнею; атмосферний тиск; вологість повітря (пружність водяної пари і відносна вологість); вітер на висоті 10-12 м (швидкість і напрям); хмарність (ступінь покриття неба, типи хмар, висота, швидкість і напрям руху); кількість опадів та

їх типи; наявність та інтенсивність туманів та опадів, які утворюються на земній поверхні (роса, іней, ожеледь, ожеледиця); горизонтальна видимість.

## Глава 2. СОНЯЧНА. РАДІАЦІЯ

### 2.1. Типи радіації

Сонячна радіація - це основне джерело енергії й теплоти для земної поверхні та атмосфери. Порівняно з нею радіація зірок і Місяця, а також вихід теплоти з надр Землі мізерні.

Сонячна радіація складається з електромагнітних хвиль, які поширюються зі швидкістю світла (300000 км/с) та корпускулярної радіації з потоку заряджених протонів і електронів, швидкість яких в 10 разів менша, а енергія в  $10^7$  разів менша, ніж енергія теплової радіації.

До електромагнітної радіації належать ультрафіолетове, інфрачервоне, рентгенівське випромінювання, гамма-промені, світло, радіохвилі. Радіохвилі мають довжину від міліметрів до кілометрів, рентгенівське і гамма-випромінювання - менше тисячних часток мікрометра, а температурна радіація від 0,002 до 100-120 мікрометрів. Остання становить 99% всієї сонячної енергії. В її складі 47% припадає на інфрачервоні промені (0,76-120 мк), 46% - видиме світло (0,40-0,76 мк), 7% - ультрафіолетові хвилі (0,002-0,4 мк).

У метеорології виділяють короткохвильову радіацію (0,1 - 4 мкм) і довгохвильову (понад 4 мкм). Сонячна радіація на 99% є короткохвильовою. Довгохвильову радіацію з довжиною хвиль від 4 до 100-120 мкм випромінюють земна поверхня і атмосфера.

Радіацію, яка надходить до земної поверхні безпосередньо від сонячного диска, називають **прямою** сонячною радіацією. Відстань від Землі до Сонця дуже велика, тому пряму радіацію розглядають у вигляді паралельних променів, які надходять з нескінченності. Інтенсивність прямої сонячної радіації, або **інсоляція**, - це кількість променистої енергії, що падає на одиницю площі. Вона вимірюється в джоулях (Дж) за системою одиниць СІ або кіловатах (кВт). Зовнішньосистемною одиницею інтенсивності радіації, або теплоти, є калорія, яка дорівнює 4,19 Дж (1 ккал на  $\text{см}^2$  дорівнює 41,9 МДж на  $\text{м}^2$ ).

Безпосередньо від Сонця приходить **пряма** сонячна радіація. Її інтенсивність до вступу в атмосферу, тобто на верхній "межі" атмосфери, називають **сонячною константою**. Вона залежить тільки від відстані від Сонця і, за рекомендацією Міжнародної комісії з радіації має стандартне значення  $1,37 \text{ кВт/м}^2$ . Зміни сонячної сталої протягом багатьох років не встановлено. За 1,5 доби Сонце дає Землі стільки енергії скільки всі електростанції світу за рік. І це між іншим тільки  $2 \times 10^{-9}$  частина випромінювання Сонця. **Інсоляція** залежить від зміни відстані до Сонця протягом року, від кута падіння сонячних променів, обумовленого широтою. Тому в дні весняного і осіннього рівнодення добова інсоляція (потік сонячної теплоти на горизонтальну площадку) найбільша на екваторі  $37,7 \text{ МДж/м}^2$  і зменшується до нуля на полюсі. Взимку за полярним колом, де Сонце не показується над горизонтом, інсоляція дорівнює нулю, а на екваторі -  $36 \text{ МДж/м}^2$ . У день літнього сонцестояння для північної півкулі

добова інсоляція на полюсі сягає 46 МДж/м<sup>2</sup>, водночас на екваторі 33 МДж/м<sup>2</sup>. Влітку добова інсоляція в південній півкулі дещо більша в зв'язку з меншою відстанню до Сонця.

Проходячи крізь атмосферу, частина сонячної радіації розсіюється атмосферними газами, частина поглинається, решта досягає земної поверхні, частково відбивається, а в більшості поглинається і нагріває її. Частина розсіяної радіації виходить в міжпланетний простір, а частина йде до земної поверхні, частково відбивається, а частково поглинається нею, тому інтенсивність прямої сонячної радіації біля земної поверхні зменшується. Вона залежить від тривалості освітлення і кута падіння сонячних променів, обумовленого висотою Сонця над горизонтом, а також прозорості атмосфери. Сильно ослаблює сонячну радіацію хмарність, в середньому на 20%.

У чистій атмосфері при високому положенні Сонця інтенсивність прямої радіації дорівнює 1,5 кал/см<sup>2</sup> за хвилину, а на висоті 4-5 км у горах до 1,7 кал/см<sup>2</sup> за хвилину.

Атмосферні гази (азот, кисень, озон, вуглекислий газ, водяна пара) і аерозолі поглинають в цілому 15-20% сонячної радіації. Близько 25% радіації перетворюється в **розсіяну**. Її розсіюють постійні гази ідеальної атмосфери. Вона відрізняється від прямої тим, що йде від усього небосхилу і складається з більш короткохвильовик променів (синіх і фіолетових). З розсіяною радіацією пов'язані такі явища, як блакитний колір неба, денне освітлення (вся атмосфера стає джерелом освітлення); сутінки після заходу і перед сходом Сонця; білі ночі влітку, коли Сонце не опускається нижче 18° за горизонт; кольорові світанки і вечірня зоря. Ослаблення радіації за рахунок поглинання і розсіювання атмосферою залежить від **коефіцієнта прозорості**. Середня прозорість атмосфери 0,7-0,8, а якби атмосфера складалася тільки з газів,  $K_{\text{проз}} = 0,9$ . Коефіцієнт прозорості залежить від мутності атмосфери, від погоди, від географічної широти, висоти Сонця. Він показує, яка частина радіації досягає земної поверхні:

$$P = \frac{I}{I_0}$$

де  $I$  - кількість прямої радіації на земній поверхні;  $I_0$  - сонячна радіація, яка потрапляє на верхню межу атмосфери.

## 2.2. Добовий та річний хід радіації

Пряма і розсіяна радіація мають добовий хід в зв'язку із зміною висоти Сонця. Інтенсивність їх зростає від сходу Сонця до полудня, а потім падає від полудня до заходу Сонця. Відхилення в добовому ході можуть бути пов'язані зі зміною прозорості атмосфери і хмарності протягом дня.

Відповідно до висоти Сонця пряма сонячна-радіація змінюється протягом року. Її мінімальна інтенсивність припадає в помірних широтах на грудень, коли висота Сонця найменша, а максимальна на весняні місяці, оскільки влітку зростає запилення, кількість водяної пари та продуктів конденсації. Інтенсивність прямої радіації дуже мало зростає від полюсів до екватора (від

1,3 до 1,5-1,6 кал/см<sup>2</sup> за хвилину), бо в цьому самому напрямку підвищується запилення і вміст вологи в повітрі.

З висотою пряма сонячна радіація посилюється, бо зменшується маса атмосфери, крізь яку вона проходить. На кожні 100 м висоти інтенсивність радіації збільшується на 0,02 кал/см<sup>2</sup> за хвилину.

Розсіяна радіація зростає при збільшенні запилення і хмарності. Відбивання радіації сніговим покривом також збільшує її розсіювання атмосферними газами. Найбільших значень розсіяна радіація досягає в Арктиці і Антарктиді, де Сонце стоїть дуже низько, і шлях прямої радіації до земної поверхні довгий, більша частина її відбивається сніговим покривом назад в атмосферу і ще більше розсіюється.

Всю сонячну радіацію, яка надходить до земної поверхні у вигляді прямої і розсіяної, називають **сумарною**. Інтенсивність сумарної радіації - надходження її енергії за 1 хвилину на 1 см<sup>2</sup> горизонтальної поверхні, вона дорівнює:  $I_{\beta} = I \sin h + i$ ,

де  $I$  - інтенсивність прямої радіації;  $h$  - висота Сонця;  $i$  - інтенсивність розсіяної радіації.

При безхмарному небі сумарна радіація має правильний добовий хід з максимумом біля полудня і річний, хід з максимумом влітку. Хмарність в середньому зменшує сумарну радіацію.

Спостереження за сонячною радіацією називають актинометричними. Для вимірювання прямої сонячної радіації використовують піргеліометри і актинометри, а розсіяної - піранометри. Тривалість сонячного сяння в годинах вимірюють з допомогою геліографа,

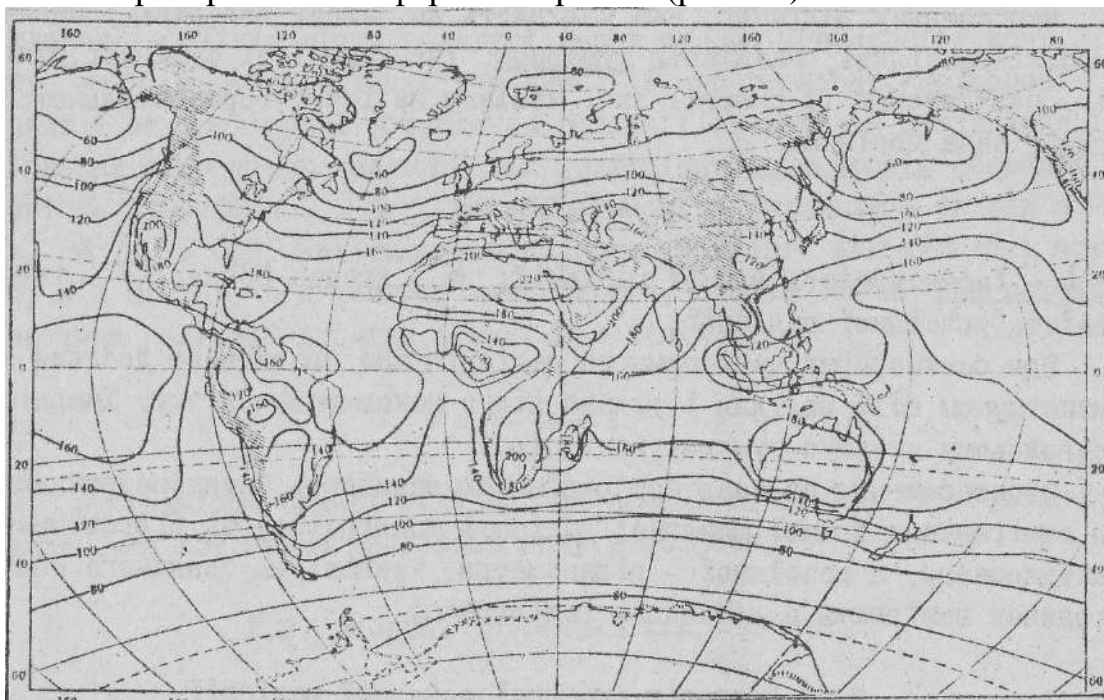
### 2.3. Розподіл сумарної сонячної радіації

Географічний розподіл сумарної сонячної радіації на верхній межі атмосфери залежить від широти і пори року, обумовлених кулястістю Землі та нахилом площини: екватора до площини земної орбіти. За рік кількість сумарної радіації зменшується від 318 ккал/см<sup>2</sup> на екваторі до 133 ккал/см<sup>2</sup> на полюсах. Влітку надходження радіації зменшується від 160 ккал/см<sup>2</sup> на екваторі до 133 ккал/см<sup>2</sup> на полюсі за 6 місяців теплого періоду, а зимою - від 160 ккал/см<sup>2</sup> на екваторі до 0 біля 75° пн.ш.

У річному ході радіації на верхній межі атмосфери між тропіками є два максимуми, коли Сонце досягає найбільшої полуденної висоти (на екваторі - рівнодення, в інших широтах між рівноденнями і літнім сонцестоянням). Зовні тропіків спостерігається тільки один максимум в річному ході радіації під час літнього сонцестояння, коли висота Сонця найбільша ( $90^{\circ} - \varphi + 23,5^{\circ}$ ) і залежить від широти місця  $-\varphi$ , і один мінімум під час зимового сонцестояння, відповідно, коли висота Сонця найменша ( $90^{\circ} - \varphi - 23,5^{\circ}$ ).

Розподіл сумарної радіації біля земної поверхні широтно-зональний. Тут радіація послаблена тим, що пройшла крізь атмосферу, частина її поглинулася, розсіялася, відбилася хмарами. Хмарність зменшує пряму сонячну радіацію на

20-75%. Ізолінії сумарної радіації на картах відхиляються від широтного ходу під впливом прозорості атмосфери і хмарності (рис. 30).



**Рис. 30. Сумарна сонячна радіація, ккал/см<sup>2</sup>. рік (ФГАМ, 1964).**

Річна кількість сумарної радіації найбільша в тропічних і субтропічних широтах (понад 140 ккал/см<sup>2</sup> за рік), а в пустелях північної Африки і Аравії становить 200 - 220 ккал/см<sup>2</sup>/рік. На екваторі над басейнами Амазонки і Конго та в Індонезії вона зменшується до 100-120 ккал/см<sup>2</sup> за рік. Від субтропіків на північ і південь радіація знижується до полярного кола, де становить 60 - 80 ккал/см<sup>2</sup> рік, потім до північного полюса дещо підвищується, а над Антарктидою досягає 120 - 130 ккал/см<sup>2</sup> рік. На всіх широтах, крім екваторіальних, сумарна радіація над океанами нижча, ніж над сушею.

У грудні найбільша сумарна радіація в пустелях південної півкулі (20 - 22 ккал/см<sup>2</sup>.міс), а біля екватора – 8 - 12 ккал/см<sup>2</sup>. У північній півкулі вона швидко зменшується до 2 ккал/см<sup>2</sup> на 50° пн.ш. і до 0 біля полярного кола. В південній півкулі сумарна радіація знижується до 10 ккал/см<sup>2</sup> на 60° пд.ш., а потім збільшується до 20 - 30 ккал/см<sup>2</sup>-міс в Антарктиді, де вона більша, ніж в тропіках, в зв'язку з полярним днем, мізерною хмарністю і чистішою атмосферою.

У червні найбільша сумарна радіація надходить до поверхні Африки. Аравії, Ірану, тобто до 20 - 22 ккал/см<sup>2</sup> і вище в тропічних і субтропічних пустелях північної півкулі. В приекваторіальних хмарних широтах вона знижується до 8 - 12 ккал/см<sup>2</sup>, а в тропіках південної півкулі на суші підвищується до 14 ккал/см<sup>2</sup>.міс, і спадає до 0 біля південного полярного кола.

У північній півкулі літом сумарна радіація зменшується до 8 - 10 ккал/см<sup>2</sup> над океанами в помірних широтах, де найбільша хмарність, а біля північного полярного кола знову збільшується до 20 ккал/см<sup>2</sup> в Арктиці.

## Глава 3. РАДІАЦІЯ НА ЗЕМНІЙ ПОВЕРХНІ

### 3.1. Альbedo

Сумарна сонячна радіація падає на земну поверхню, частина її поглинається і переходить в теплову, а частина відбивається. Відбиваюча властивість поверхні - це **альbedo**, яке вираховують у відсотках від співвідношення відбитої радіації і сумарної радіації. Альbedo залежить від стану поверхні, її кольору, кута падіння променів на водну поверхню. Найбільша альbedo має чистий сніг - 85-90%, а найменше - чорноземна рілля - 5-14%. Зелене листя відбиває 20-25%, а жовте - 30-38% сонячної радіації. Альbedo гладкої водної поверхні змінюється від 2% при zenітному положенні Сонця до 70-75% при низькому. Альbedo верхньої поверхні хмар в середньому становить 50-60%.

Переважна частина відбитої радіації і приблизно 1/3 розсіяної виходять з атмосфери в Космос. Відношення відбитої і розсіяної радіації, яка виходить в Космос, до загальної кількості радіації, що надходить в атмосферу називають планетарним альbedo Землі. Планетарне альbedo становить 28%.

### 3.2. Випромінювання теплоти

Всі складові Землі: ґрунт, вода, сніг, льодовики, рослинність випромінюють довгохвильову теплову радіацію. Це земна радіація, яку називають власним **випромінюванням земної поверхні**. За законом Стефа-Больцмана випромінювання абсолютно чорної поверхні залежить від температури:  $E = GT^4$ , де  $E$  - випромінювання;  $T$  - абсолютна температура,  $G = 5,7 \times 10^{-8}$  Вт/(м<sup>2</sup>-К<sup>4</sup>). Земне випромінювання все інфрачервоне і практично має довжину хвилі 4-120 мкм. Всі тіла, нагріті вище за абсолютний 0, починають випромінювати теплоту. Атмосфера теж має власне випромінювання, частина якого виходить в Космос, а частина йде до Земної поверхні і має назву зустрічного **випромінювання атмосфери**. Воно зростає при збільшенні хмарності, температури і вологості атмосфери. Зустрічне випромінювання дещо менше, ніж випромінювання земної поверхні, тому земна поверхня втрачає теплоту. Різницю між випромінюванням земної поверхні та зустрічним випромінюванням атмосфери називають **ефективним випромінюванням (Ee)**:

$$E = E_3 - E_a$$

Ефективне випромінювання являє собою чисту витрату теплоти з земної, поверхні вночі, оскільки вдень воно перекривається або компенсується поглинутою сонячною радіацією. Випромінювання вимірюється спеціальними приладами - піргеометрами.

Зустрічне випромінювання атмосфери вночі зменшує охолодження земної поверхні, а вдень атмосфера не перешкоджає її нагріванню сумарною сонячною радіацією. В цьому і полягає тепличний ефект атмосфери.

### 3.3.Радіаційний баланс

Різницю між поглинутою радіацією й ефективним випромінюванням називають радіаційним балансом земної поверхні:

$$R = (I \sin h + i)(1 - A) - E_e,$$

де  $I$  - пряма сонячна радіація на перпендикулярну до сонячних променів поверхню;  $h$  - висота Сонця;  $I \sin h$  - пряма радіація на горизонтальну поверхню;  $i$  - розсіяна радіація;  $(I \sin h + i)$  - сумарна радіація;  $A$  - альbedo;  $(I \sin h + i)(1 - A)$  - поглинута радіація;  $E_e$  - ефективне випромінювання (рис. 31).

Радіаційний баланс земної поверхні має добовий хід, вночі він від'ємний, після сходу Сонця й підняття його, над горизонтом на  $10^\circ$  стає додатним, а перед заходом Сонця знову стає від'ємним. Вночі він дорівнює ефективному випромінюванню. При наявності снігового покриву баланс стає додатним тільки при висоті Сонця понад  $20-25^\circ$ .

Частина земного випромінювання проходить через атмосферу в світовий простір, крім того, сама атмосфера випромінює ще більше теплоти, особливо вище за 6 - 10 км. Ці довгохвильові випромінювання земної поверхні та атмосфери, які виходять в космос, називають відхідною радіацією.

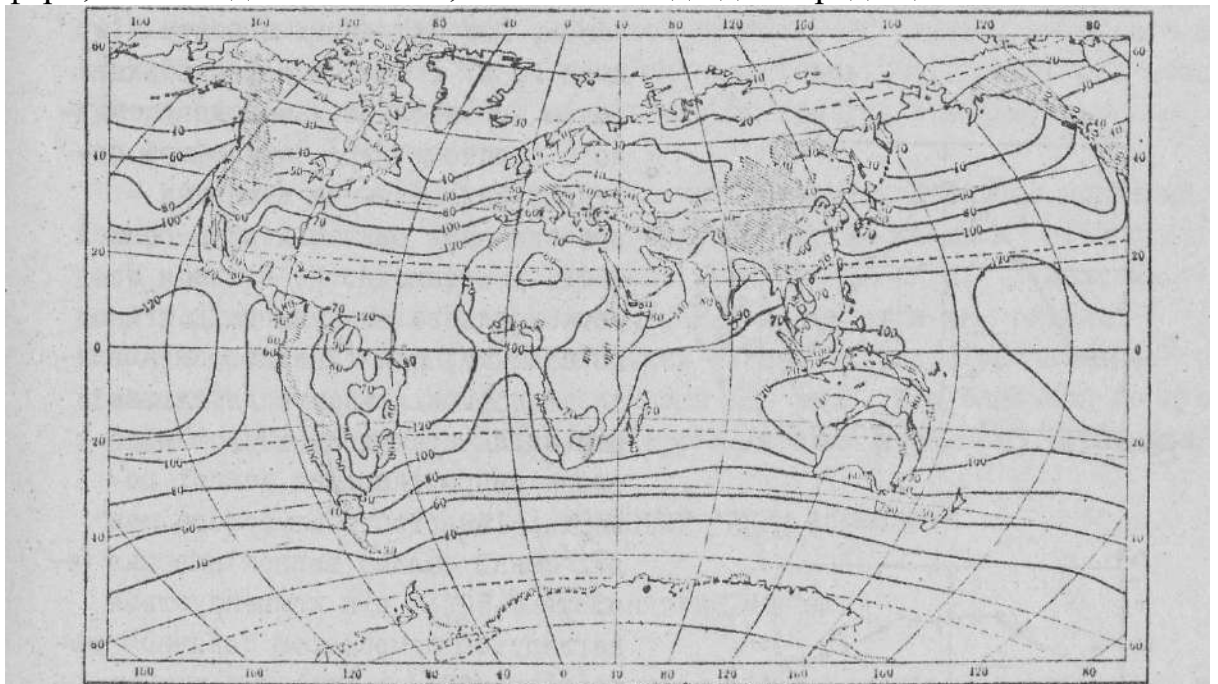


Рис. 31. Радіаційний баланс земної поверхні, ккал/см<sup>2</sup>, рік (ФГАМ, 1964).

Якщо прийняти за 100% потік сонячної радіації на верхню межу атмосфери. Відхідна радіація становить 72%. Ще 28% складається з відбитої та розсіяної радіації, яка виходить за межі атмосфери. Отже, Земля разом з атмосферою втрачає стільки радіації, скільки одержує, тобто загальний радіаційний баланс дорівнює нулю.

Радіаційний баланс самої атмосфери складається з поглинутих нею теплового випромінювання Землі  $E_n$  та сумарної сонячної радіації  $I_n$ , витрат теплоти на зустрічне випромінювання до земної поверхні  $E_a$  і в космос  $E_\infty$ :

$$R_A = E_n + I_n - E_a - E_\infty$$

На всіх широтах в середньому за рік радіаційний баланс атмосфери від'ємний і змінюється від  $-83$  ккал/см<sup>2</sup> рік до  $-60 - -70$  ккал/см<sup>2</sup> рік від екватора до полярних широт.

Середній за рік загальний радіаційний баланс Землі в цілому складається з усіх типів радіації та випромінювання, які надходять в атмосферу і до земної поверхні та витрачаються ними (рис, 32).

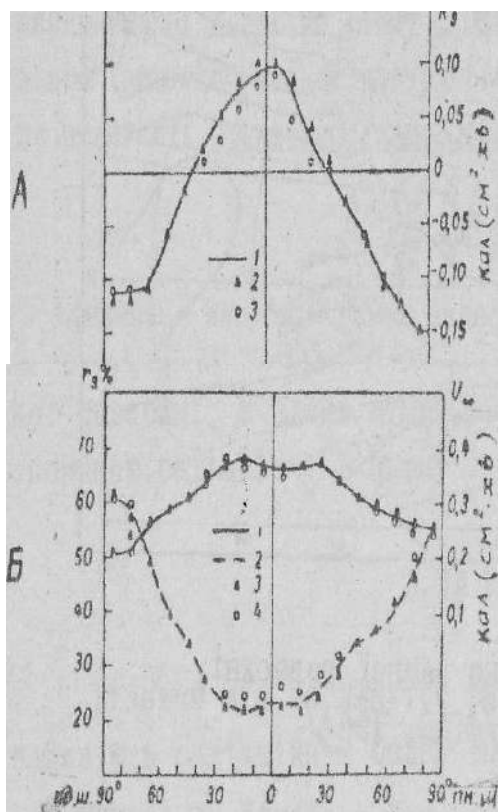
Якщо прийняти за 100% кількість сонячної радіації на верхню межу атмосфери, 33% становить відбита від хмар (26%) і від земної поверхні разом з розсіяною назад до космічного простору (7%). Атмосфера поглинає 22%, а земна поверхня - 45% сонячної радіації (24% прямої і 21% розсіяної). Це і є вся короткохвильова частина радіаційного балансу. Відхідне випромінювання атмосфери в космос (відхідна радіація) становить 67%. а ефективне випромінювання земної поверхні 15%, тобто атмосфера має від'ємний баланс випромінювання теплоти (~52%), він компенсується поглинутою атмосферою сонячною радіацією (22%) і теплотою, яка виділяється при конденсації водяної пари в атмосфері (30%). Поглинута земною поверхнею сонячна радіація (45%) витрачається на ефективне випромінювання (15%) і випаровування (30%). Точність наведених визначень загального радіаційного балансу вважають більш-менш задовільною (Матвеев Л.Т., 1976).

Радіаційний баланс земної поверхні змінюється за широтами (див. рис. 31). Від полярних кіл до полюсів радіаційний баланс зменшується від 20 - 30 ккал/см<sup>2</sup>-рік до від'ємного (-5 - -10 ккал/см<sup>2</sup> рік). Південніше полярних кіл він збільшується до 100 ккал/см<sup>2</sup>-рік у тропіках і до 110 - 120 ккал/см<sup>2</sup>рік між тропіками. На океанах радіаційний баланс більший, ніж на суші, внаслідок більшого поглинання радіації.

В пустелях радіаційний баланс знижений (в Сахарі до 60 ккал/см<sup>2</sup> рік у зв'язку з великим випромінюванням  $E_e$  в сухому малохмарному повітрі.

В мусонному кліматі влітку спостерігається велика хмарність, що зменшує сумарну радіацію і радіаційний баланс на 10 - 20ккал/см<sup>2</sup> рік.

Рис. 32. Середній за рік радіаційний баланс системи Земля - атмосфера  $-R$  (А) . Середнє річне альbedo Землі -  $r\%$  та випромінювання в космічний простір  $u_{\infty}$  (Б) за даними супутників 1972-1980 рр.



У грудні нульовий радіаційний баланс збігається з південною межею стійкого снігового покриву північної півкулі, 40°пн.ш., на північ від якої баланс від'ємний, до -4 ккал/см<sup>2</sup> за місяць. На південь він збільшується до 10 - 14 ккал/см<sup>2</sup> на південному тропіку і зменшується до 4 - 5 ккал/см<sup>2</sup> в Антарктиці.

У червні на всій північній півкулі радіаційний баланс додатний і зростає від 8 ккал/см<sup>3</sup> на полярному колі до 14 ккал/см<sup>2</sup> біля північного тропіка,



зменшується на південь до 0 на 40° пд.ш. і далі на південь від'ємний і становить -2 ккал/см<sup>2</sup> біля берегів Антарктиди.

На території України радіаційний баланс за рік північніше 48° пн.ш від'ємний (до -1 ккал/см<sup>2</sup>), південніше 48° пн.ш. він близький до нуля.

В липні радіаційний баланс на території України досягає 8 - 10 ккал/см<sup>2</sup>.

## Глава 4. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ

### 4.1. Тепловий баланс.

Нижні шари атмосфери нагріваються і охолоджуються в основному за рахунок радіаційного і нерадіаційного теплообміну з підстеляючою поверхнею. Через земну поверхню теплота передається не тільки в атмосферу, а й донизу, в ґрунт і воду. Алгебраїчна сума приходу і витрати теплоти повинна дорівнювати за певний проміжок часу нулю, оскільки в протилежному випадку буде порушений закон збереження енергії. Більша частина теплоти надходить на земну поверхню від сонячної енергії і є різницею між поглинутою радіацією і ефективним випромінюванням, тобто радіаційним балансом  $R$ . Шляхом теплопровідності земна поверхня може віддавати теплоту вниз або одержувати з глибини ґрунту і води  $P$ . Внаслідок турбулентного і молекулярного теплообміну теплота може переходити від земної поверхні в атмосферу і навпаки  $A$ . Крім того, земна поверхня втрачає теплоту на випаровування або одержує при конденсації водяної пари ( $LE$ ,  $L$  - прихована теплота пароутворення;  $E$  - маса сконденсованої або випаруваної води), рівняння теплового балансу земної поверхні буде мати вигляд:  $R = P + A + LE$

Тепловий баланс атмосфери складається з поглинутої атмосферними газами сумарної сонячної радіації, земного випромінювання, зустрічного випромінювання атмосфери, теплоти від конденсації та від теплообміну з земною поверхнею і випромінювання, яке атмосфера віддає в міжпланетний простір,

За підрахунками С.П.Хромова (1994), атмосфера поглинає 20 одиниць теплоти сумарної сонячної радіації, 30 одиниць теплоти конденсації і теплообміну з земною поверхнею і 107 одиниць теплоти від земного випромінювання і випромінює 157 одиниць теплоти в космос, тобто стільки ж, скільки отримала (рис, 33).

Загальний тепловий баланс системи "Земля - атмосфера" визначається на верхній межі атмосфери, через яку проходить сонячна радіація (100%) і виходить в космос відбита і розсіяна радіація (35% - планетарне альbedo), ефективне випромінювання земної поверхні (10%) та випромінювання атмосфери (55%), Отже, на верхній межі атмосфери є рівновага між надходженням і витратою тільки променевої енергії, тобто складових частин радіаційного і теплового балансу системи "Земля - атмосфера" в цілому.

У підручнику "Кліматологія" (Дроздов О.А. та ін., 1989) наведено схему теплового балансу системи Земля - атмосфера в відносних одиницях за Шнайдером і Деннетом (див. рис. 33,Б). За цією схемою атмосфера поглинає 20 одиниць від сонячної енергії, яка надходить на верхню межу атмосфери, 47

одиниць поглинає діюча поверхня суші і океану, 5 одиниць - хмари. Загальне альbedo системи "Земля - атмосфера" – 28%, тобто 28 одиниць відбивається назад у Космос. Довгохвильове випромінювання підстеляючої поверхні становить 114 одиниць, зустрічне - 96 одиниць. Атмосфера поглинає 109 одиниць випромінювання, яке надходить від земної поверхні. Загальне довгохвильове випромінювання, яке атмосфера посилає в світовий простір, становить 72 одиниці. Радіаційний баланс підстеляючої поверхні 29 одиниць, атмосфери - 29 одиниць, тобто для системи він дорівнює нулю. Перенесення енергії завдяки випаровуванню і конденсації становить 24 одиниці і турбулентності - 5 одиниць.

На схемах зображений в основному механізм вертикального перерозподілу енергії в кліматичній системі. Але радіаційний баланс компенсується ще й в результаті горизонтального перенесення теплоти в океані та атмосфері, завдяки міжширотному обміну повітряних мас і води. Горизонтальне перенесення енергії враховують в теорії клімату, адже регіональний розподіл складових радіаційного балансу системи "Земля - атмосфера" змінюється під впливом хмарності. Повний потік явної теплоти в атмосфері має три максимуми: один біля екватора і два біля 40° ш. обох півкуль, оскільки між даними широтами спостерігається надлишок радіаційної енергії, а північніше 40° ш. - нестача. Теплота переноситься з приекваторіальних, тропічних і субтропічних районів в інші, а також з океанів і океанічних областей помірних широт, де вона нагромаджується завдяки виносу океанськими течіями.

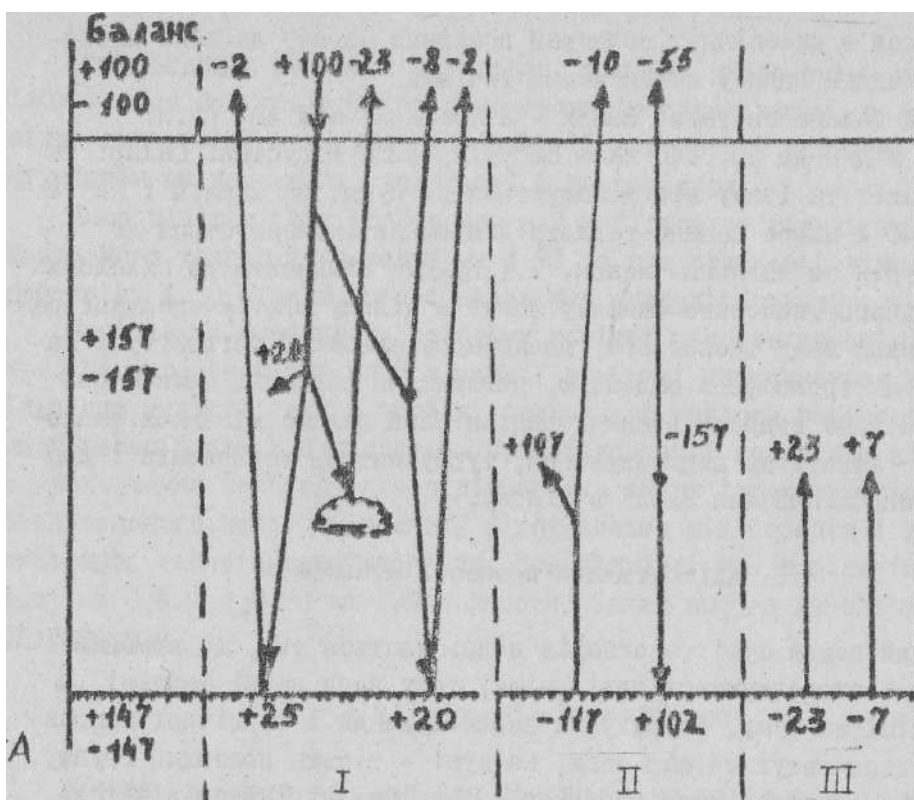


Рис. 33. А - тепловий баланс Землі, атмосфери і земної поверхні (Хромов С.П., 1983): I- короткохвильова радіація; II - довгохвильова радіація; III - нерадіаційний теплообмін;

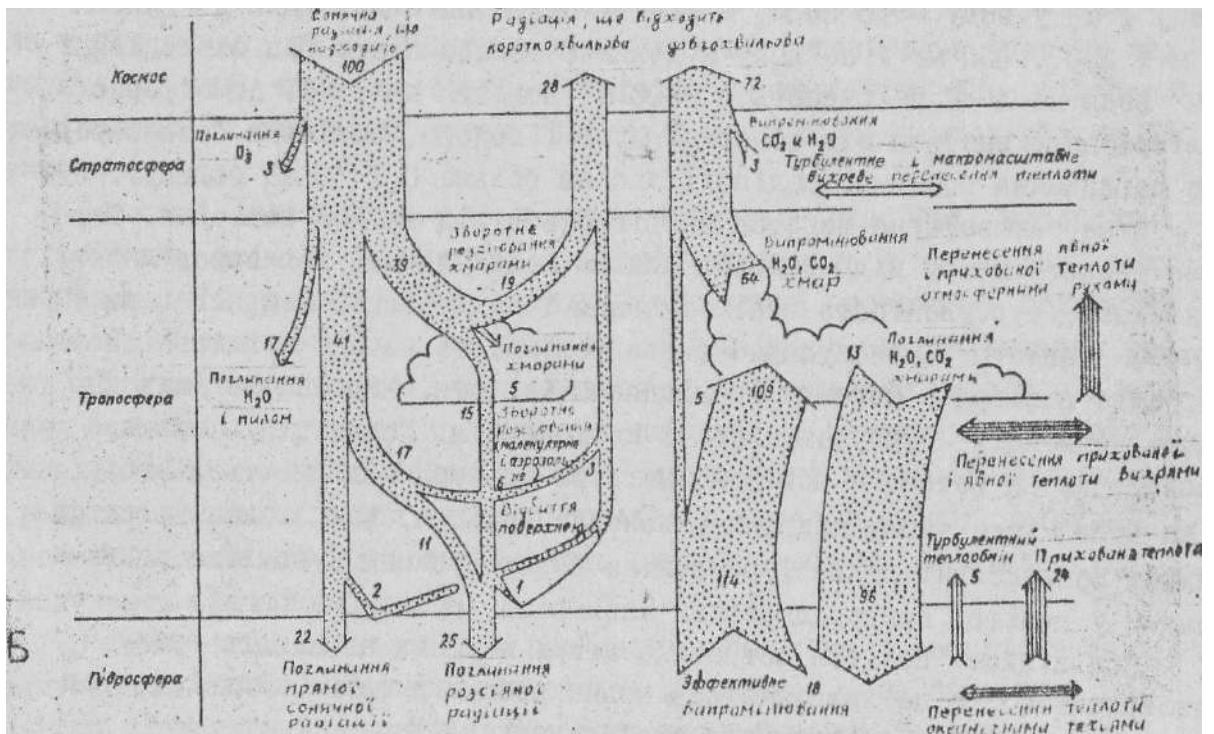


Рис. 33. Б - схема теплового балансу системи Земля- атмосфера (Дроздов О.А. і ін., 1989).

Тепловий баланс системи "Земля - атмосфера" між 40° пд.ш. збільшується від 0 до 20 - 40 ккал/см<sup>2</sup>.рік, лише в пустелі Сахарі та в пустелі Аравії та Ірану він зменшується до нуля. На північ і на південь від 40-х широт баланс теплоти від'ємний і зменшується до -60 ккал/см<sup>2</sup>-рік за полярним колом, М.І.Будико відносить до складових частин загального теплового балансу Землі в- цілому притік сонячної радіації на верхню межу тропосфери, планетарне альbedo, поглинуту і засвоєну повітрям тропосфери радіацію, поглинання радіації земною поверхнею, ефективне випромінювання, радіаційний баланс (залишок теплоти), витрати теплоти на випаровування, турбулентний теплообмін і довгохвилюве випромінювання Землі в цілому.

#### 4.2. Адіабатичні процеси в атмосфері

Термічний режим суші та океанів відрізняється тим, що водойми нагріваються і охолоджуються повільніше, тому вони вночі тепліші, а вдень холодніші за сушу. За рахунок перемішування і термічної конвекції нагрівається потужний шар води, на суші - тільки поверхня ґрунту. Добові коливання температури проникають в ґрунт до глибини в середньому 1 м, у воду - до 20 м, а річні коливання відповідно до глибин 20 м і 200 - 400 м. У зв'язку з великою теплоємністю при охолодженні 1м<sup>3</sup> води на 1 °С нагрівається 3000 м<sup>3</sup> повітря на 1 °С. Атмосферне повітря нагрівається від поверхні суші і водойм, оскільки безпосередньо поглинання сонячної радіації дає не більше 0,1 °С за годину.

Отже, атмосферне повітря нагрівається від земної поверхні. Передача теплоти вгору відбувається шляхом молекулярної теплопровідності, конвекції, турбулентного перемішування і конденсації водяної пари /прихована теплота/. Молекулярна теплопровідність не має великого значення, адже повітря є

поганим провідником теплоти. Вирішальне значення мають конвекція, турбулентність і конденсація. Конвекція - перенос теплоти вгору потоками повітря. Нагріте повітря підіймається вгору, а на його місце знову надходить холодне повітря. Так виникають вертикальні конвективні рухи. Турбулентне перемішування зумовлене виникненням у повітрі неупорядкованих завихрень, рухів, напрямків.

При підйомі повітря потрапляє вгору в умови зниженого тиску, розширюється. На це витрачається певна робота і певна кількість теплоти, тому повітря адіабатично охолоджується.

**Адіабатичним** називається процес, під час якого зміни температури відбуваються без теплообміну з навколишнім середовищем, а лише внаслідок перетворення внутрішньої енергії в роботу і навпаки, завдяки внутрішнім змінам тиску, вологості і температури.

Якщо повітря сухе, тобто без водяної пари, з підняттям на 100 м висоти його температура надає на 1 °С, а при опусканні відповідно зростає на 1 °С. Такий процес називають **сухоадіабатичним**.

Вирішальне значення у вологому повітрі має конденсація водяної пари. На випаровування води з земної поверхні витрачається велика кількість теплоти, яка у вигляді прихованої теплоти переноситься водяною парою вгору і виділяється при конденсації внаслідок адіабатичного охолодження повітря, яке підіймається вгору і розширюється. Охолодження вологого повітря, в якому відбувається конденсація і виділення прихованої теплоти пароутворення, при піднятті йде повільніше, наприклад, на 0,5...0,8 °С на 100 м висоти. Такий процес називають **вологоадіабатичним**.

### 4.3. Інверсія температури

Головне джерело теплоти для повітря - це земна поверхня, тому нормальним є те, що температура з висотою в тропосфері знижується.

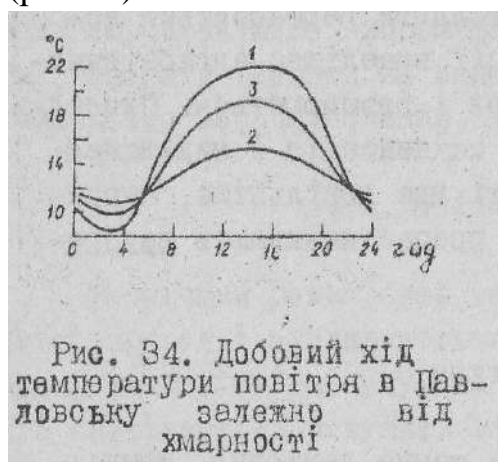
Але часто буває, що температура в певному шарі повітря з висотою підвищується, таке явище називають **інверсією температури**. Інверсії спостерігаються в приземних шарах повітря і на деяких висотах у вільній атмосфері.

Приземні інверсії за походженням бувають радіаційні, адвективні, орографічні, сніжні. Радіаційні інверсії виникають в теплу пору, року при безхмарній погоді. Після заходу Сонця земна поверхня і прилеглий шар повітря; охолоджуються за рахунок радіаційного випромінювання теплоти. Орографічні інверсії утворюються в тиху штилевую погоду в котловинах і долинах, куди стікає холодне повітря, а на вершинах горбів і схилах лишається більш тепле повітря. Адвективні інверсії виникають в результаті надходження теплого повітря в охолоджену місцевість. Навесні біля земної поверхні теплота витрачається на танення снігу і виникають сніжні інверсії.

З інверсіями певною мірою пов'язані заморозки навесні і восени, коли середньодобові температури стають додатними, але приземний шар повітря охолоджується нижче 0°С. Заморозки бувають радіаційні та адвективні подібно до відповідних інверсій температури.

#### 4.4. Тепловий режим нижнього шару атмосфери

Розподіл температури на поверхні або в атмосфері та її безперервна зміна в часі називається **тепловим режимом**. Тепловий режим атмосфери характеризується середньодобовими температурами, середніми температурами кожного місяця, найтеплішого і найхолоднішого місяців, середніми температурами кожного року і середньою багаторічною температурою, мінімальними і максимальними температурами за певний проміжок часу (рис.34).



Залежність температури повітря від інтенсивності сонячної радіації та характеру підстиляючої поверхні обумовлюють її нерівномірний хід протягом дня і року. Добовий і річний хід температури повітря до висоти 2 км у загальних рисах нагадує хід температури на земній поверхні. В повітрі на висоті 2 м добовий максимум в середньому настає після максимуму температури ґрунту, о 14-15 годині, а мінімум - після сходу Сонця. Але добовий хід температури повітря може

бути зовсім неправильним залежно від зміни хмарності та надходження повітряних мас з іншою температурою. Добова амплітуда температури залежить від широти, сезону, характеру ґрунтів, рельєфу, амплітуди температури підстиляючої поверхні та від хмарності (рис. 84). Добова амплітуда температури повітря зменшується від тропіків (в середньому 12°C) до полюсів (на широті 60° - 6 °C, на широті 70° - 3 °C). В степах і пустелях добова амплітуда температури зростає, а над густим рослинним покривом або над водою зменшується, вона більша в долинах і ярах і менша на вершинах, схилах і горбах. Над океаном в нижньому шарі повітря добова амплітуда, не перевищує 1,5 °C.

Річний хід температури повітря залежить від широти.

Ступінь океанічності або континентальності клімату проявляється в річній амплітуді температури, тобто в різниці між середніми температурами найтеплішого і найхолоднішого місяців. Річна амплітуда температури збільшується за широтами (табл. 5).

Таблиця 5 Річні амплітуди температури повітря. °C.

Широти	Північна	Південна	Широти	Північна	Південна
80	31,0	28,7	40	17,7	4,9
70	32,2	19,5	30	13,3	7,0
60	29,0	11,8	20	7,4	5,9
50	23,8	4,3	0		1,8

Крім того, річна амплітуда температури залежить від переважання морських або континентальних повітряних мас і відповідно зростає у внутрішніх материкових секторах. Особливо наочно це спостерігається в Євразії (табл. 6).

Таблиця 6 Річна амплітуда температури повітря в Євразії на 52° пн.ш.

Довгота	Середні температури, °С		Річна амплітуда температури, °С	Середня річна t °С
	Найтеплішого місяця	Найхолоднішого місяця		
10 <sup>0</sup> з.	15	7	8	10
7 <sup>0</sup> сх.	17	1	16	9
21 <sup>0</sup> сх.	18	-5	23	7
36 <sup>0</sup> сх.	19	-10	29	5
55 <sup>0</sup> сх.	22	-15	37	3
80 <sup>0</sup> сх.	22	-18	40	3
116 <sup>0</sup> сх.	23	-30	53	-2

Залежно від широти і континентальності виділяють наступні **типи річного ходу температури повітря**:

**А. Екваторіальний тип.** Характеризується малою амплітудою (1 - 5 °С). Не дуже чітко проявляються два відносних максимуми рівнодення під час. zenітного стояння Сонця.

**Б. Тропічний тип** Амплітуда, зростає до 10 - 15 °С у внутрішніх материкових секторах. Спостерігається один максимум під час літнього сонцестояння і один мінімум під час зимового сонцестояння. Абсолютний максимум температури досягає 58 °С у північній Африці біля м. Триполі,

**В. Тип помірного поясу.** Річна амплітуда в морському кліматі 10 - 15 °С, у континентальному 25 - 40 °С, в центрі Євразії - до 60 °С і більше. Один максимум спостерігається після літнього сонцестояння, наприклад, у північній півкулі для морського клімату - в серпні, а для континентального - в липні. Мінімум, відповідно, настає після зимового сонцестояння і в північній півкулі припадає на лютий-березень над морями і на січень на суші, тобто над морями екстремуми запізнюються в зв'язку з особливостями термічного режиму води. Полюси холоду північної півкулі перебувають на північному сході Азії в Верхоянську і Оймяконі, де абсолютний мінімум температури дорівнює -78 °С.

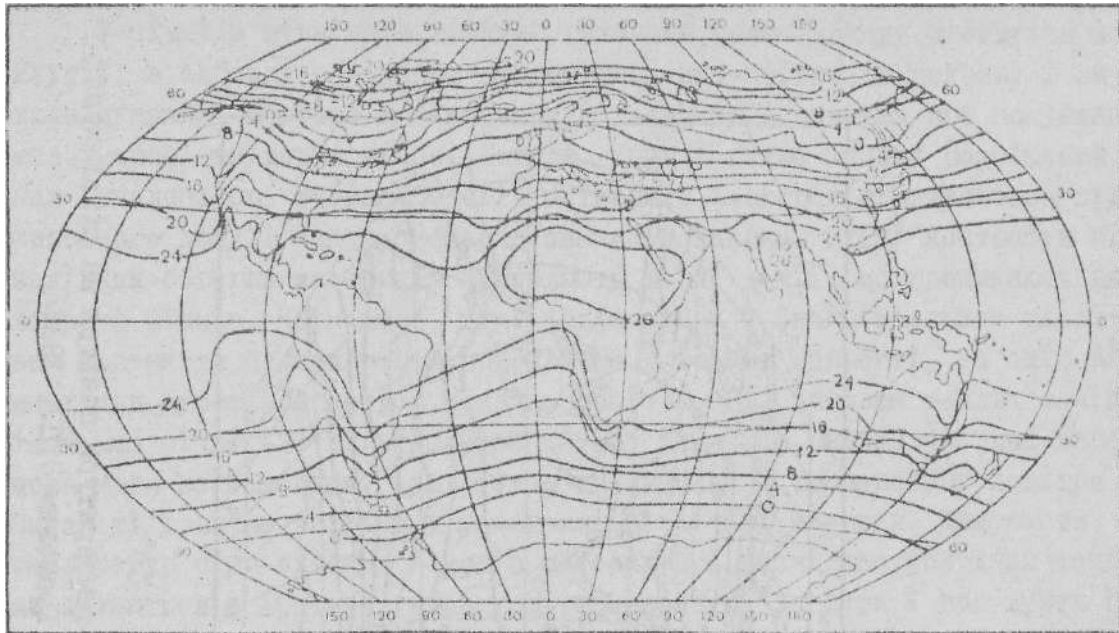
**Г. Полярний тип.** Мінімум температури зміщений на час появи Сонця після тривалої полярної ночі. Найтеплішим у північній півкулі є липень, у південній - січень або грудень. Річна амплітуда температури на суші дорівнює 30 - 40 °С, а в морському кліматі - менш 20 °С. Найнижча на Землі температура повітря -89.2 °С зафіксована в Антарктиді поблизу полярної станції "Восток".

Спостереження за температурою повітря, ґрунту і води на метеостанція ведуться з допомогою термометрів і термографів. Прилади для вимірювання температури повітря встановлюють в метеобудці на висоті 2м над землею поверхнею. Термометри бувають термінові, максимальні та мінімальні.

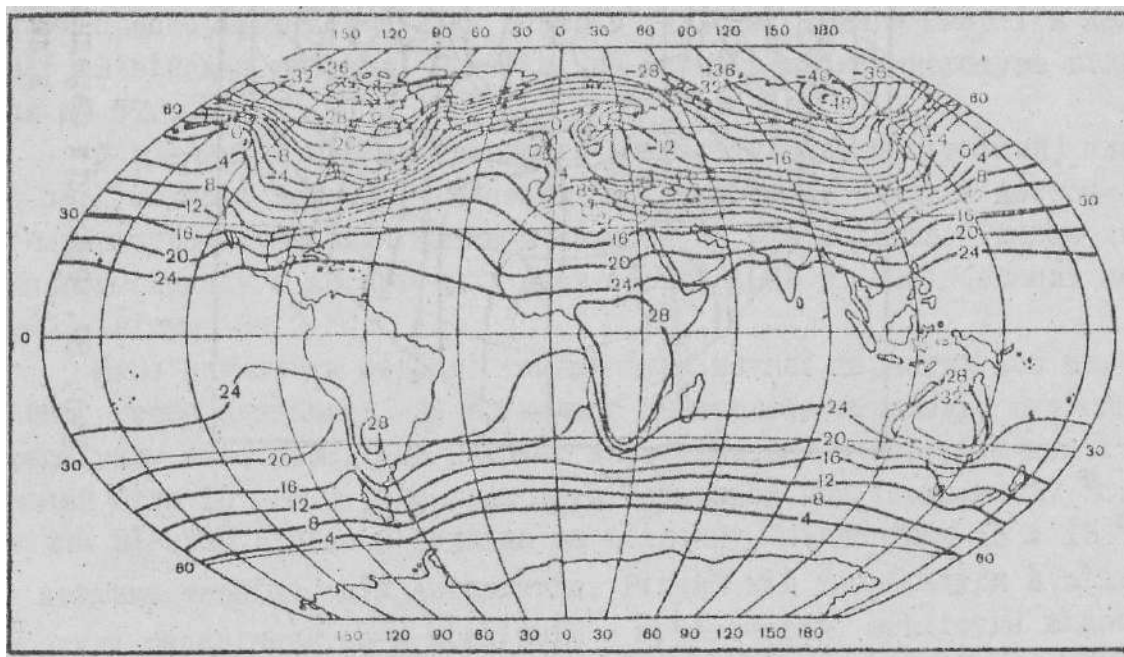
#### 4.5. Географічний розподіл температури повітря

Розподіл температури повітря на земній поверхні показують на картах ізотерм року, найтеплішого і найхолоднішого (липень і січень) місяців. **Ізотерми** - це лінії, які з'єднують точки з однаковою температурою. Для складання карт ізотерм температури приводять до рівня моря, вважаючи, що з висотою температура зменшується в середньому на 0,6 °С на кожні 100 м.

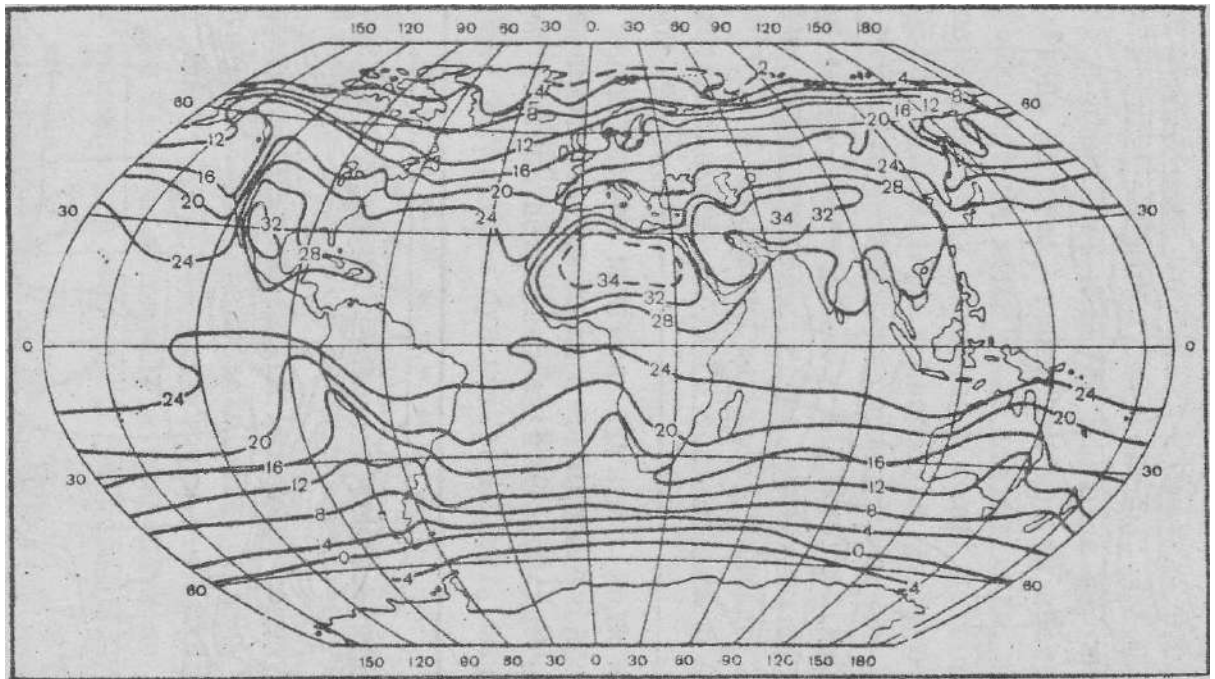
Для вивчення закономірностей розподілу температури використовують карти ізотерм липня і січня, які взято за найтепліший і найхолодніший місяці, або карту ізотерм року (рис. 35-37). На картах ізотерм простежується широтно-зональна закономірність в розподілі теплоти. Температури поступово зменшуються від екватора до полюсів, але взимку це явище проявляється більш різко, бо горизонтальні температурні градієнти в 2 рази більші, ніж влітку. Над сушею зниження температури в бік полюсів виражено більш чітко, ніж над океанами.



**Рис. 35. Розподіл середньої річної температури повітря на рівні моря, °С (за Хромовим С.П., 1983).**



**Рис. 36. Розподіл середньої місячної температури повітря на рівні моря в січні, °С (за Хромовим С.П., 1983).**



**Рис. 37. Розподіл середньої місячної температури повітря на рівні моря в липні, °С (за Хромовим С.П., 1983).**

У січні в північній півкулі головний полюс холоду міститься в Якутії, в зв'язку з великим випромінюванням снігового покриву і вихолоджуванням повітря в міжгірних котловинах і долинах при пануванні малоохмарної антициклонічної погоди. Другий полюс холоду розміщений над Гренландією. Вздовж берегів материків ізотерми відхиляються від широтного ходу і мають субмеридіональний напрям. Різкі контрасти біля західних берегів материків зумовлюють теплі течії, що проникають далеко на північ. Крім того, між Гольфстрімом і Скандинавським півостровом контрасти підсилюються прибережними горами Норвегії, на схід від яких над сушею збирається холодне повітря. Під впливом теплих течій ізотерма січня  $-20^{\circ}\text{C}$  відступає до  $83^{\circ}$  пн.ш., а значна частина Баренцового моря не замерзає. Аналогічно впливають на температуру повітря Скелясті гори на західному узбережжі Північної Америки. Контрасти температур біля східних берегів материків є наслідком холодних течій, що рухаються з Арктики, зменшують температуру повітря і порушують її зональний розподіл (див. рис. 36).

Влітку розподіл температури значно змінюється (див. рис. 37).

У північній півкулі напрям ізотерм наближається до широтного і лише в районах холодних течій біля берегів Північної Америки. Каліфорнії, Північно-Східної Азії вони відхиляються далеко на південь. Над материками спостерігаються кілька центрів теплоти: Долина Смерті в Каліфорнії, Лівійська пустеля, Мексика, де максимальна температура підвищується до  $57 - 58^{\circ}\text{C}$ .

У південній півкулі розподіл температур одноманітніший, але й тут є свої області теплоти - пустеля Калахарі та Центральна Австралія, де температура січня піднімається вище за  $45^{\circ}\text{C}$ , а липня - падає до  $-5^{\circ}\text{C}$ . Полюсом холоду є Антарктида, де в серпні 1983 р. зафіксований абсолютний мінімум  $-89,2^{\circ}\text{C}$ .



Якщо визначити середні температури кожної паралелі або широтної зони, можна зазначити, де проходить найтепліша паралель, яку називають термічним екватором. Цей екватор не збігається з географічним і розміщений біля 10° пн.ш., де проходить середньорічна ізотерма 27 °С. Північна півкуля в цілому тепліша за південну, відповідно 15 і 13 °С, а Арктика тепліша, ніж Антарктида. Річний хід температури в південній півкулі океанічний, а в північній - материковий, амплітуда відрізняється в 2,5 рази. Все це прояви термічної, або теплової, дисиметрії Землі. Крім того, термічні умови порушуються <sup>в</sup> гірських країнах, де завдяки зменшенню температури з висотою проявляється висотна кліматична поясність.

#### 4.6. Теплові пояси

На основі широтно-зональних закономірностей в розподілі ізотерм виділяють теплові пояси на земній кулі: жаркий, два помірних, два холодних і два пояси вічного морозу.

Від 30° пн.ш. до 30° пд.ш. розміщений **жаркий** пояс в середньорічними температурами вище 20 °С. На північ і на південь йдуть **помірні** теплові пояси які обмежені, середньорічними ізотермами 10 °С найтеплішого місяця, тобто крайньою температурою досягання насіння деревних порід. Термічні умови поясу змінюються за широтою. На півдні вони придатні для росту субтропічних рослин, помірно-теплі в степах і мішаних лісах, помірно-холодні в зоні хвойних лісів (див. рис.35-37) . У субполярних широтах простягаються **холодні пояси**, північна і південна межа яких збігається з нульовою ізотермою найтеплішого місяця (зона тундри). Біля полюсів розміщені пояси **вічного морозу**, де середня температура всіх місяців року від'ємна. Термічні пояси служать основою для виділення кліматичних поясів.

### Глава 5. ВОДА В АТМОСФЕРІ

#### 5.1. Випаровування і випаровуваність

Другим після теплообміну кліматотворним процесом є вологообіг, який складається з випаровування води з поверхні океанів і суші, її конденсації в атмосфері, випадання опадів на земну поверхню і стоку поверхневих і підземних вод суші.

Випаровування - це перехід води з рідкого стану в газоподібний. Сумарне випаровування складається з фізичного випаровування води з поверхні водойм і ґрунту та транспірації рослин. Водяна пара в результаті дифузії й вітру поширюється в атмосферному повітрі.

Випаровуваність, або випарність, - це максимально можливе при даній температурі випаровування, не обмежене запасом вологи.

Фактичне випаровування залежить від температури повітря і води, швидкості вітру, атмосферного тиску, ступеня-насичення повітря вологою, наявності вологи на поверхні, характеру земної поверхні та рослинного покриву. На океанах воно вбігається з випарованістю і значно перевищує випаровування з суші, змінюючись від 600 мм за рік в середніх широтах до

2500 - 3000 мм за рік у тропіко-екваторіальних широтах. На суші в помірному поясі найбільше випаровування спостерігається в зоні мішаних лісів (500 - 600 мм), воно зменшується до 100 - 155 мм за рік у зоні тундри в зв'язку з пониженням температури повітря і до 200 - 100 мм в зонах пустель як помірних, так і тропічного поясів внаслідок відсутності вологи.

Найбільше випаровування на суші характерне для вологих тропічних, субтропічних і екваторіальних лісів - до 800 - 1000 мм за рік. На екваторі випаровування дорівнює випаровуваності (1000 мм за рік), в тропічних пустелях випаровуваність становить 400 мм, а в помірних - 200 мм. а випаровування мізерне і можливе а основному тільки з поверхні невеликих водойм. На відміну від випаровування випаровуваність залежить від температури і насиченості повітря вологою, тому в полярних областях вона маленька (80 - 100 мм за рік) і поступово збільшується на південь до 300 - 400 мм у лісовій зоні, до 1000 мм - у степах і 1500-2000 мм - у пустелях помірних поясів. В тропіках на західних узбережжях материків випаровуваність становить 600 - 700 мм за рік, а в пустелях понад 3000 мм. Біля екватора випаровуваність відносно невелика (700 - 1000 мм) внаслідок високої вологості повітря. Вологий ґрунт, вкритий рослинністю, може випаровувати більше, ніж водна поверхня, оскільки до фізичного випаровування тут додається транспірація. В цілому за рік з земної поверхні випаровується в середньому 1000 мм вологи.

## 5.2. Абсолютна і відносна вологість

Вологість повітря залежить від кількості водяної пари. Майже вся водяна пара зосереджена в приземному шарі тропосфери до висоти 5000 м. Вміст водяної пари в повітрі називають **вологістю повітря**. Вона характеризується абсолютною вологістю, або пружністю водяної пари, відносною вологістю і дефіцитом вологості.

Абсолютна вологість - це щільність (густина\_ водяної пари, тобто її маса в одиниці об'єму повітря, в грамах на  $1 \text{ м}^3$ ). Часто під абсолютною вологістю розуміють пружність водяної пари, яка пропорційна її щільності та температурі й виражається в таких самих одиницях, як і тиск, тобто в мілібарах (мб, гПа) або міліметрах ртутного стовпа (мм рт. ст.). Кількість водяної пари, яку може одержати повітря, залежить від його температури. Коли температура знижується, повітря досягає стану насичення і при дальшому зниженні температури надлишок водяної пари починає конденсуватися. Розрізняють фактичну пружність  $e$  і пружність насичення водяної пари  $E$ . Пружність насичення - це максимально можлива за даної температури пружність водяної пари. Наприклад, при температурі  $0^\circ\text{C}$  вона дорівнює близько 6 мб, при температурі  $20^\circ\text{C}$  - близько 24 мб. а при  $30^\circ\text{C}$  - близько 42 мб. Чим вища температура повітря тим більший вміст водяної пари, тому при достатній кількості вологи на підстиляючій поверхні в теплом повітрі вдень пружність водяної пари більша, ніж у холодному.

Відносна вологість  $r$  - це процентне відношення фактичної пружності водяної пари до пружності насичення за даної температури:

$$R = \frac{e}{E} \times 100\%$$

Різницю між пружністю насичення і фактичною пружністю водяної пари називають дефіцитом вологості ( $d = E - e$ ). З охолодженням, повітря стає насиченим, тобто досягає **точки роси**, коли починається конденсація вологи. Точка роси - це температура, до якої треба охолодити повітря, щоб воно досягло насичення. При насиченні точка роси дорівнює фактичній температурі повітря.

Вологість повітря вимірюють за допомогою психрометра. Психрометром називають пару термометрів, у одного з яких (змоченого) резервуар обв'язаний мокрою тканиною (батистом). Для визначення основних характеристик вологості за показаннями сухого й змоченого термометрів є спеціальні психрометричні таблиці.

Відносну вологість вимірюють ще за допомогою гігрометра, дія якого базується на тому, що знежирене волосся змінює свою довжину при змінах вологості. Самописний прилад називають гігрографом.

Вологість повітря змінюється залежно від добового і річного ходу температури, а також за широтними зонами. Пружність водяної пари має простий добовий хід, паралельний добовому ходу температури і досягає максимуму після полудня. Але у сухих внутрішніх континентальних областях пружність водяної пари збільшується від сходу Сонця до 9 години ранку, після чого знижується до 15 годин і має таким чином два мінімуми і два максимуми (о 9 годині і 22 годині). Річний хід абсолютної вологості також паралельний річному ходу температури, найхолодніший місяць має найменшу, а найтепліший - найбільшу пружність водяної пари.

Географічний розподіл абсолютної вологості в основному пропорціональний розподілу температури. Біля екватора пружність водяної пари найбільша і становить 20 - 25 мб. Вона зменшується в тропічних поясах до 20 мб, у помірних - до 12 мб влітку і 6 мб взимку, в полярних областях - нижче за 2 мб. Зимом над холодними внутрішніми областями материків утворюються райони зниженої пружності, так в Центральній Якутії та в Антарктиді вона менша за 0.1 мб. Влітку областями пониженої пружності є пустелі. В мусонному кліматі абсолютна вологість найбільша влітку і найменша взимку.

Відносна вологість має добовий і річний хід, протилежний ходу температури, оскільки при зниженні температури вона зростає. Добовий мінімум відносної вологості збігається з добовим максимумом температури після полудня, а максимум відносної вологості - з добовим мінімумом температури під час сходу Сонця. В горах і високих шарах атмосфери максимальна відносна вологість спостерігається вдень, а мінімальна - ранком.

Відносна вологість залишається високою протягом року в екваторіальних широтах (понад 85%), а також над Північно-Льодовитим океаном, на півночі Атлантичного і Тихого океанів і біля Антарктиди, де абсолютна вологість незначна, але дуже низька температура повітря. В помірних широтах зимою над охолодженими материками відносна вологість дорівнює 75-80%, а влітку знижується до 60-70%. Цілий рік невелика відносна вологість спостерігається в

субтропічних і тропічних пустелях (менше 50%). Відносна вологість залежить і від абсолютної вологості, тому в мусонних областях Індії взимку відносна вологість знижена до 50%, а на початку літнього мусону збільшується до 80-85%. З висотою вологість повітря зменшується. Половина водяної пари міститься в приземному шарі повітря до висоти 1,5 км.

### 5.3. Конденсація і сублімація

Конденсація - це перехід води з газоподібного стану в рідкий, а сублімація - це перехід води з газоподібного стану в твердий. Конденсація і сублімація протилежні випаровуванню. Необхідні умови конденсації: зниження температури повітря; наявність ядер конденсації (частинок, на яких можливе зсідання водяної пари). Ядра конденсації - це дрібні аерозолі діаметром менше одного мікрона, на яких зсідає водяна пара у вигляді краплинок і утворює шари й тумани. Найчастіше серед аерозолів трапляються сполуки *Cl*, *S*, *N*, *C*, *Mg*. Вони надходять до атмосфери з поверхні океанів і морів, суші, з промислових центрів з відходами, а також з Космосу. Кількість ядер в 1 см<sup>3</sup> повітря біля земної поверхні тисячі і десятки тисяч, а в містах - мільйони.

Охолодження повітря відбувається при його піднятті та розширенні при вертикальній конвекції нагрітого від поверхні повітря, при піднятті на атмосферних фронтах, де зустрічаються теплі й холодні повітряні маси, при піднятті повітря вгору по схилах гір, при вихолоджуванні поверхні суші та льоду, при адвекції повітря на охолоджену місцевість.

Висота, на якій повітря охолоджується до точки роси, називається рівнем конденсації. В тундрі цей рівень розміщений на висоті кілька сотень метрів, а в пустелях - кілька кілометрів.

## ГЛАВА 6. ТУМАНИ. ХМАРИ. ОПАДИ

### 6.1. Типи туманів, їх утворення і поширення

**Тумани** - це нагромадження в приземному шарі повітря продуктів конденсації, тобто дрібних краплин води або кристалів льоду. При утворенні туману теплота віддається в приземний шар повітря. Видимість в тумані може бути до 1 км. Якщо видимість перевищує 1 км, явища називають димною (серпанком). Скупчення твердих частин, диму і пилу в сухому повітрі називають імлою. Залежно від умов формування тумани бувають різних типів:

1) **радіаційні тумани**; утворюються в теплу пору року увечері або вночі в тиху безхмарну погоду над річками, озерами, низовинами;

2) **адвективні тумани**; виникають в теплому повітрі, яке прийшло в охолоджену місцевість. Вони характерні для морських узбереж, особливо восени;

3) **тумани випаровування**; спостерігаються восени над водоймами (річками, озерами), коли їх вода тепліша за повітря;

4) **тумани змішування** - при перемішуванні двох повітряних мас з різною температурою і вологістю. Серед них розрізняють **гарруа** - це тумани, характерні для берегових пустель в тропіках, де біля берегів проходять холодні

течії. Змішування відбувається і при зустрічі холодних і теплих течій (острів Ньюфаундленд);

5) на гірських схилах при піднятті та адиабатичному охолодженні повітря виникають **тумани схилів**;

б) **міські тумани** пов'язані з величезною кількістю ядер конденсації у великих містах. Коли туман перемішується з димом, викидами автотранспорту, продуктам горіння, видимість падає до 0, повітря стає задушливим - це **смог** (від англ. "*smoke*" - дим і "*fog*" – туман).

Тумани можуть складатися з крапель води або кристалів льоду, або з тих та інших (мішані).

Найчастіше тумани спостерігаються в Арктиці та в південних частинах інших океанів біля Антарктиди. В помірних широтах виділяють район о. Ньюфаундленда, біля якого зустрічаються тепла течія Гольфстрім і Лабрадорська холодна течія. В прибережних пустелях Південної Америки і Півдня Африки тепле повітря з пустель проходить над холодними океанічними течіями. Збільшена повторюваність туманів в Середній Європі, на берегах Каліфорнії, Атлантичному узбережжі Південної Америки, Мадагаскарі. Мало туманів у внутрішніх частинах материків, особливо в пустелях (рис. 38).

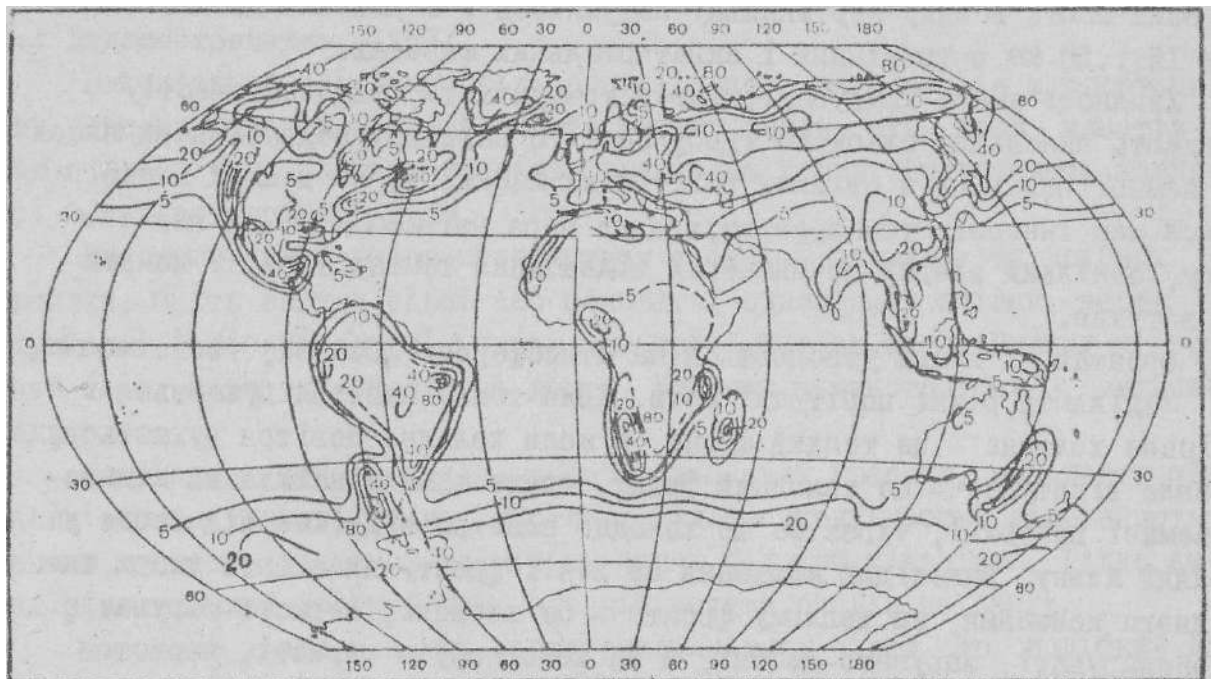


Рис. 38. Середня річна кількість днів з туманами (за Хромовим С.П., 1983).

## 6.2. Хмари і умови їх утворення

У результаті конденсації вологи в повітрі на деяких висотах виникають хмари. Конденсацію спричинює адиабатичне охолодження повітря. Кожна хмара - це динамічна система, в одній частині якої утворюються краплі води, в другій - випаровуються, за кілька десятків хвилин хмара оновлюється. За складом хмари бувають водяні, льодяні та мішані. Водяні хмари (крапельні)

можуть існувати не тільки при додатних температурах, а й нижче 0°C в перехолодженому стані. При від'ємних температурах утворюються мішані хмари, які складаються з переохолоджених крапель і кристалів льоду. При достатньо низьких температурах (-30 - -50°C) хмари складаються тільки з кристалів льоду і називаються кристалічними або льодяними, Вміст води в хмарах невеликий – від 0,2 до 5 г в 1 м<sup>3</sup> повітря.

За походженням розрізняють хмари конвекції, хвилясті й фронтальні. Конвективні хмари утворюються в нестійких повітряних масах і пов'язані з інтенсивною конвекцією і адіабатичним охолодженням висхідного повітря. Де купчасті або купчасто-дощові хмари, в їх верхній частині з'являються льодяні кристали, а основна маса складається з крапель води. Вони мають велику вертикальну потужність і вершинами досягають висоти 15 - 20 км в тропічних і екваторіальних широтах.

Хвилясті хмари (шаруваті, шарувато-купчасті, висококупчасті) виникають внаслідок слабкого турбулентного переносу водяної пари вгору від земної поверхні в стійких повітряних масах, де на певній висоті міститься шар інверсії температури, водяна пара нагромаджується під тим шаром, оскільки зверху починається підвищення температури, і конвекція затухає.

Фронтальні хмари утворюються на атмосферних фронтах, тобто смугах, які поділяють різні повітряні маси. Коли тепле повітря рухається і витісняє холодне - це теплий фронт, а коли холодне повітря рухається, а тепле, відступає - це холодний фронт. Фронт завжди нахилений відносно земної поверхні, через те що холодне повітря підтікає під тепле у вигляді клину. Внаслідок ковзання по лінії фронту виникають хмари висхідного ковзання, на теплому фронті - це перисті, перисто-шаруваті, високошаруваті, шарувато-дощові, а на холодному - перисті, перисто-купчасті, висококупчасті, купчасто-дощові зі зливовими дощами.

### 6.3. Міжнародна класифікація хмар

Міжнародна класифікація хмар включає 10 родів: 1) перисті (*Cirrus*); 2) перисто-купчасті (*Cirrocumulus*); 3) перисто-шаруваті (*Cirrostratus*); 4) висококупчасті (*Alto cumulus*); 5) високошаруваті (*Altostratus*); 6) шаруваті (*Stratus*); 7) шарувато-купчасті (*Stratocumulus*); 8) шарувато-дощові (*Nimbostratus*); 9) купчасті (*Cumulus*); 10) купчасто-дощові (*Cumulonimbus*).

За висотою розрізняють: верхній ярус - вище 3 - 6 км (перисті, перисто-шаруваті та перисто-купчасті хмари); середній – від 2 до 4 - 6 км (висококупчасті, високошаруваті); нижній ярус – нижче 2 км (шаруваті, шарувато-дощові, шарувато-купчасті). Купчасті та купчасто- дощові хмари займають нижній та середній яруси, а вершини їх розміщені в верхньому ярусі. Детальний опис всіх видів хмар наведений в атласі хмар (Атлас облаків, 1957).

Перисті, перисто-купчасті й перисто-шаруваті хмари складаються з кристаликів льоду, не дають опадів, вони тоненькі, білого кольору. Перисті хмари мають волокнисту будову, прозорі, бувають ниткоподібні або щільні, перисто-купчасті утворюють тонкі шари, пасма, дрібні хвилі, бувають двох видів - хвилясті та купчасто-подібні. Перисто-шаруваті хмари мають вигляд

однорідної тонкої плівки, яка не розмиває Сонця і Місяця, бувають ниткоподібні й туманоподібні види (Атлас облаков. - Гидрометеоиздат, 1957).

Високі купчасті хмари білі або сіруваті, складаються з дрібненьких переохолоджених крапель, мають вигляд хвиль, куп, гряд, пластівців з просвітами блакитного неба, опадів не дають. Розрізняють хвилясті й купчасто-подібні види.

Високошаруваті хмари складаються з суміші сніжинок та дрібних краплин, мають вигляд сірої або синюватої однорідної плівки, через яку Сонце і Місяць просвічується, як крізь матове скло. Взимку можуть дати сніг, а влітку опадів не дають. Бувають туманоподібні та хвилясті види.

Шарувато-купчасті складаються з однакових крапель, утворюють сірі великі пасма, хвилі, купи, пластини. Від висококупчастих відрізняються меншою висотою, великими розмірами куп і більшою щільністю. Рідко випадає нетривалий дрібний дощ, але найчастіше опадів не дають.

Шаруваті хмари являють собою одноманітний сірий шар, подібний до туману, іноді розірваний знизу. Закривають все небо, бувають тумано-подібні, хвилясті, розірвано-шаруваті. З них може падати рідкий сніг або моросити дрібнесенький дощ (мряка).

Шарувато-дощові хмари складаються з великих крапель внизу і дрібних наверху. Мають вигляд темно-сірого суцільного шару, ніби освітленого зсередини, під час дощу шар виглядає одноманітним. Випадають обложні дощі або сніг, іноді з перервами.

Купчасті та купчасто-дощові хмари - це хмари вертикального розвитку, конвективні за походженням. Купчасті хмари складаються з крапель, але опадів не дають. Це щільні високі хмари з білими купчастими та куполоподібними вершинами і плоскою основою сірого або синього кольору. Бувають такі види: плоскі, середні, потужні; є багато різновидів, Купчасто-дощові, або грозові, хмари знизу складаються з крапель, а зверху - з кристалів. Вони мають вигляд білих щільних хмар з темною основою або гір величезного ковадла тощо. Бувають лисі та волохаті види, з них випадають зливові дощі, град, які супроводжуються грозою.

Ступінь покриття небосхилу шарами називають **хмарністю** вона визначається в балах від 1 до 10; відповідно 10 б - все небо (100%) вкрито хмарами. Окремо оцінюють загальну хмарність і хмарність нижнього яруса. На всіх широтах над океанами хмарність більша, ніж над сушею (рис. 39, 40). У річному ході всюди, крім Європи і субтропічного поясу, максимум припадає на літо, а мінімум - на зиму або інші пори року. В субтропіках і Європі максимальна хмарність спостерігається взимку, а мінімальна - влітку або навесні. Географічний розподіл хмарності характеризується значною хмарністю в екваторіальних широтах (5-6 балів), найменшою в тропіках (3-4 бали), поступовим збільшенням середньорічної хмарності від субтропиків (4-5,7 балів) до субполярних широт (6-7,6 балів) і невеликим зниженням до 6,3-6,4 балів у полярних областях.

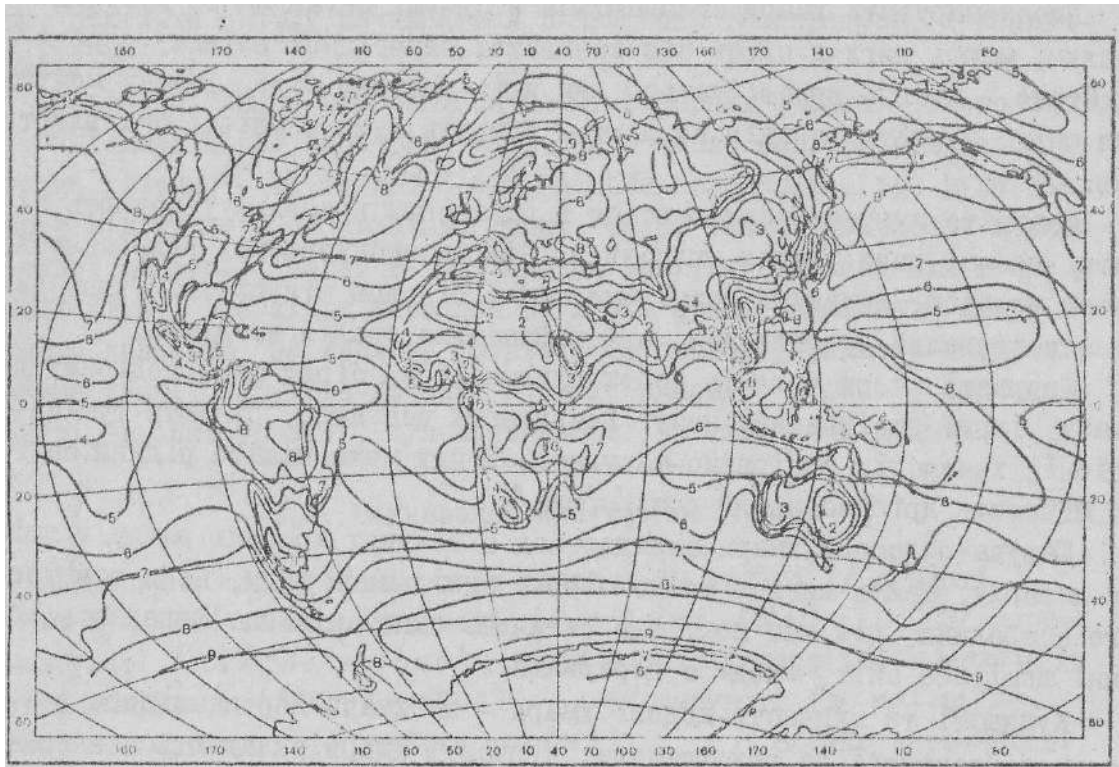


Рис. 39. Розподіл середньої хмарності в січні (в балах).

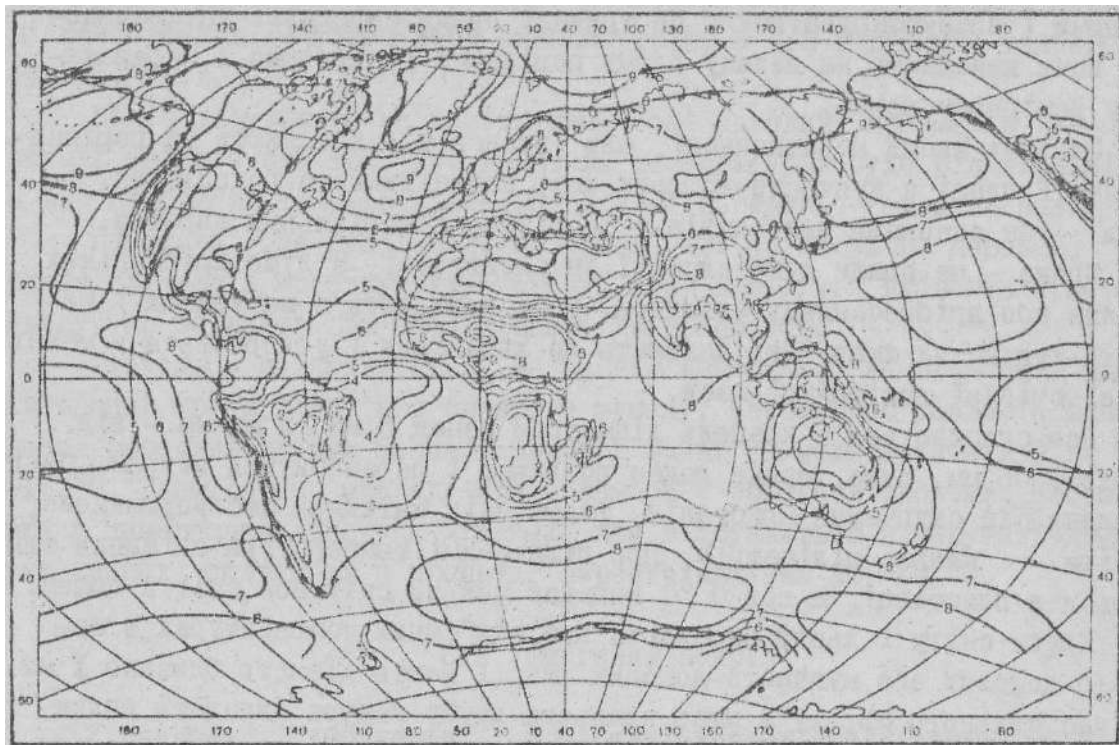


Рис. 40. Розподіл середньої хмарності в липні (в балах).

#### 6.4. Опади, їх види і генетичні типи

При збільшенні крапель і кристалів вода в хмарах до такого розміру, що вони можуть подолати опір висхідних повітряних струмків, починають випадати опади. З хмар випадають дощ, сніг, крупи льоду і снігу, льодовий дощ, град, мряка. Опади характеризуються розміром шару в міліметрах, розподілом за сезонами, тривалістю випадання, інтенсивністю, ймовірністю.



**Сніговий покрив** характеризується щільністю, тривалістю залягання в днях, висотою, розподілом за орографічними елементами рельєфу, запасом води. На метеостанції опади виміряють за допомогою дощоміра або самописного приладу - плювіографа. Дощомір - це циліндричне відро, спеціально захищене від вітру. Висоту снігового покриву визначають за допомогою рейки (дошка з нафарбованою шкалою в сантиметрах).

Види опадів залежать від умов походження (генезису). За генезисом виділяються **обложні, зливові опади і мряка**. Обложні опади пов'язані з атмосферними фронтами і хмарами висхідного ковзання (шарувато-дошовими і високошаруватими). Де тривалі опади середньої інтенсивності, вони випадають на велику площу порівняно рівномірно і переважають у помірному поясі .

Зливові опади короточасні, але інтенсивні, випадають на порівняно меншій площі з купчасто-дошових хмар конвективного походження.

Зливи - це основний вид опадів у тропіко-екваторіальних широтах.

Мряка - це опади дуже слабкої інтенсивності, з дуже дрібненьких краплин або дрібнесеньких сніжинок. Вони випадають з шаруватих і шарувато-купчастих хмар, які належать до хвилястих і утворюються в межах однієї стійкої повітряної маси.

Дош складається з крапель діаметром понад 5 мм, а мряка – від 5 до 0,05 мм, отже, мряка падає повільно і переноситься вітром. Сніг складений із скупчення кристалів, форма всіх сніжинок шестипроменева, розміри - кілька міліметрів. При підвищенні температури сніжинки злипаються в пластівці, а при 0 °С випадає мокрий сніг або сніг з дощем.

Крупи снігу і льоду випадають при від'ємних температурах з шарувато-дошових або купчасто-дошових хмар і мають діаметр близько 1 мм. Під час сильного морозу з хмар нижнього ярусу можуть випадати голки льоду - кристали у вигляді шестикутних призм. При інверсії температури краплі дощу замерзають у повітрі, й на земну поверхню падають прозорі, кульки льоду діаметром 1 - 3 мм. Влітку в жарку погоду з купчасто-дошових конвективних хмар іноді випадає град у вигляді порівняно великих кусочків льоду неправильної круглої форми, шаруватої будови внаслідок багатократного піднесення і опускання, коли в нижній частині хмари на частинку зсідала вода, а наверху хмари цей шар води замерзав.

З хмарами і опадами пов'язані різноманітні електричні процеси і оптичні явища, більшість з яких ще достатньо не вивчена. Наприклад, з купчасто-дошовими хмарами пов'язані **грози**, коли злива супроводжується електричними розрядами (блискавками) і громом, а також міцними шквалами вітру. З атмосферою електрикою зв'язують появу **кулястої блискавки** у вигляді кулі діаметром у кілька десятків сантиметрів, яка рухається в повітрі й може вибухати або спокійно зникати. Коли з загострених предметів в атмосферу витікають розряди, це явище називають **вогнем Святого Ельма**. В тонких високих хмарах навколо Місяця і Сонця можуть виникати кольорові або жовті й білі круги, стовпи. В купчасто- дошових хмарах після зливи виникає веселка, або **райдуга**.

Конденсація і сублімація можливі й на земній поверхні, за рахунок чого утворюються такі опади, як **роса, іній, твердий і рідкий наліт, паморозь**. Роса та іній виникають в ясну тиху погоду вночі, коли поверхня вихолоджується внаслідок випромінювання теплоти. При зниженні температури до точки роси випадає роса, а при від'ємних температурах - іній.

Наліт формується на навітряному боці холодних предметів при адвекції теплого повітря. При додатних температурах буде рідкий наліт, а при від'ємних температурах охолодженої поверхні - твердий наліт.

Паморозь - це пухкі білі кристали, які зсїдають на деревах, проводах тощо в морозну тиху погоду, коли в повітрі плавають кристали льоду, що зсїдають при доторкуванні до предметів.

Ожеледь - це наліт льоду на земній поверхні й на предметах при випаданні мряки, дощу або сильного туману. Необхідною умовою є випадання переохолоджених крапель при від'ємних температурах від 0 до -15 °С. Товстий шар ожеледі може зламати і обірвати проводи. Небезпечним є намерзання льоду на літаках, яке відбувається в шарувато-дощових шарах, складених з крапель, переохолоджених до -10 °С (обледеніння літаків).

## 6.5. Сніговий покрив

У полярних, субполярних і помірних широтах опади випадають у вигляді снігу і утворюють сніговий покрив. В Арктиці й в Антарктиді на поверхні льоду сніговий покрив лежить цілий рік. На півночі та північному сході Сибіру тривалість залягання снігового покриву 8-9 місяців і довше, в помірному поясі скорочується до 6-5 місяців і на 45° пн.ш. до 1 місяця. В субтропіках біля 40° пн.ш. сніговий покрив нестійкий і лежить 10-20 днів. На південь від 40° пн.ш. сніговий покрив формується тільки в горах на певній висоті, до якої опускається взимку снігова лінія. В високогір'ях, вище за кліматичну снігову лінію, сніговий покрив залягає цілорічно. Снігова лінія - це висота, на якій прихід твердих опадів дорівнює їх витраті на танення. В південній півкулі постійний сніговий покрив, за виключенням Антарктиди і високих гір, не утворюється, через те що південніше 45° пд.ш. майже немає суші. Крайні північні пункти, де рідко випадає сніг, не буває стійкого снігового покриву - це м. Буенос-Айрес, м. Сідней, південний острів Нової Зеландії, мис Доброї Надії.

У північній півкулі крайніми точками, де виключно рідко випадає сніг, є гори Атлас, Месопотамія, Південний Китай, о. Кюсю. Каліфорнія, Флорида, північ Мексики, узбережжя Мексиканської затоки.

Сніговий покрив сам впливає на клімат, оскільки в снігу дуже велике альбедо (80-90%). Але теплопровідність снігу мізерна, тому під снігом зберігається достатньо висока температура, яка захищає від вимерзання озимину. Від товщини снігового покриву залежить глибина промерзання ґрунту. Сніговий покрив - це нагромадження води, яка забезпечує живлення річок і весняну повінь, а також доповнює ґрунтові води.

## 6.6. Розподіл опадів на земній поверхні

Режим опадів характеризується їх середньою багаторічною сумою за рік і за місяцями, середнім числом днів з опадами за місяцями і за рік, тривалістю випадання опадів в годинах, інтенсивністю опадів у міліметрах за добу, за хвилину або за годину. **Добовий хід** опадів дуже мінливий, тому виділяють лише два основних типи добового ходу - континентальний і береговий.

В континентальному типі головний максимум відмічається після полудня і слабкий вторинний максимум - ранком, особливо це характерно для тропічних широт. Береговий тип характеризується одним максимумом опадів (вночі і ранком) і одним мінімумом після полудня. В деяких районах спостерігається взимку береговий, а влітку континентальний тип добового ходу опадів.

Річний хід опадів залежить від загальної циркуляції атмосфери і місцевих фізико-географічних умов. Основні типи річного ходу опадів наступні..

**А. Екваторіальний тип.** Характерні два максимуми (дощові сезони), поділені порівняно сухими сезонами. Дощові сезони збігаються з рівноденнями, коли Сонце проходить над екватором і разом в них рухається зона найбільш інтенсивної конвекції. Наприклад, на ст. Лібревіль (0,5° пн.ш., 9,5° сх.д.) суми опадів дорівнюють: лютий - 220, березень - 340, липень - 3, листопад - 380, рік - 2410 мм.

**Б. Тип тропічних і субекваторіальних мусонів** (Індія, Південно-Східний Китай, Гвінейська затока, північ Австралії). В річному ході опадів різко виділяється літній максимум і мінімум узимку, цей контраст може підсилити орографія. Наприклад, на ст. Черапунджі (25,3° пн.ш., 91,8° сх.д.) в грудні - 10 мм, в липні - 2730 мм, а за рік - 11633 мм опадів. Тут відмічений абсолютний максимум опадів за один рік для всієї Землі - 26461 мм,

**В. Тропічний тип.** Максимум опадів спостерігається під час літнього сонцестояння в дощовий сезон, який біля тропіка триває 4 місяці, а мінімум в сухий сезон при найнижчому стоянні Сонця. Наприклад, на ст. Сан-Сальвадор (13,7° пн.ш., 89,2° зх.д.) в січні - 10 мм, в червні - 320 мм, за рік - 1800 мм.

**Г. Середземноморський тип.** Максимум опадів припадає на зиму або осінь. Сухий сезон улітку пов'язаний з впливом субтропічних антициклонів. Взимку вони зміщуються в тропіки, а в субтропіках панує циркуляція повітряних мас помірного поясу. Цей тип характерний для західної частини материків і островів в субтропічних широтах, він чітко виражений в Каліфорнії, на півдні Африки і Австралії, на південному березі Криму, в Середземноморських країнах. Наприклад, на ст. Гібралтар (36,1° пн.ш., 5,4° зх.д.) у липні - 1 мм, у листопаді - 160 мм, за рік - 910 мм опадів; в Ялті (44,5° пн.ш., 34,2° сх.д.) у січні - 80 мм, в серпні - 30 мм, за рік - 600 мм опадів.

**Д. Морський тип помірних широт** характерний для західних частин материків помірного поясу, куди циклони частіше приходять взимку. Опади розподіляються рівномірно протягом року з невеликим переважанням узимку. В берегових районах Західної Європи максимум опадів припадає на осінь і зиму, а мінімум - на раннє літо і весну. Наприклад, на ст. Валенсія (51,8° пн.ш., 10,2° зх.д.) в травні випадає 80 мм, у грудні - 160 мм, а за рік - 1430 мм опадів.

**Е. Материковий континентальний тип помірних широт.** Максимум опадів припадає на літо, а мінімум - на зиму, через те що взимку переважає антициклональна суха погода. Такий тип річного ходу опадів різко виражений в Азії, але існує й в Східній Європі та в Північній Америці. Так, в Чікаго (41,9° пн.ш., 97,6° зх.д.) в січні й лютому випадає по 50 мм, у липні - 90 мм і за рік 840 мм опадів, а в Тобольську (68,2° пн.ш., 68,2° сх.д.) у лютому 15 мм, а у липні 80 мм при річній сумі 440 мм опадів.

**Є. Мусонний тип помірних широт** спостерігається на сході материка Євразії й відрізняється більш різким річним ходом з максимумом влітку і мінімумом узимку. У Владивостоці (43,1° пн.ш., 131,9° сх.д.) в січні випадає 10 мм опадів, а в вересні - 110 мм, за рік - 570 мм,

**Ж. У пустелях помірних і субтропічних широт** Середньої Азії літо сухе, а найбільша кількість опадів випадає навесні, коли тут проходить Помірний фронт. Наприклад, у Ташкенті (41,3° пн.ш., 68,3° сх.д.) в серпні - 1 мм, у березні - 60 мм, за рік - 350 мм.

**З. У полярних і субполярних країнах** опади характерні для всіх місяців, але максимум випадає влітку, коли збільшується випаровування і вологість повітря в зв'язку з підвищенням температури. На мисі Челюскін (77°43' пн.ш., 104° 18' сх.д.) у грудні випадає 3 мм, у липні - 29 мм, а за рік - 116 мм опадів. Але в морському кліматі в зв'язку з більш інтенсивною циклонічною діяльністю максимум опадів може бути в зимку. Так, на ст. Мирний (66,5° пд.ш., 93,0° сх.д.) у січні випадає 4 мм опадів, у липні - 106 мм, за рік - 626 мм.

З року в рік суми опадів коливаються навколо **середньої багаторічної** кількості, яку беруть за **норму**. Середнє відхилення річних або місячних сум опадів у відсотках від норми називають річною або місячною **мінливістю** опадів. Наприклад, на материках Північної півкулі мінливість річних сум опадів становить 10-20% і збільшується до 20-30% на півночі й в пустелях.

Для всіх пустель земної кулі характерна значна мінливість кількості опадів. Мінливість сум опадів за місяць ще більша, особливо в умовах континентального клімату, де в зоні степів вона зростає до 40-50-60%, а в пустелях - до 90%. У **зоні степів** велика мінливість опадів призводить до того, що в деякі роки виникають **засухи** (60-70 днів без дощу влітку). Це зона нестійкого зволоження. Засухи спостерігаються у степових зонах Євразії та Північної Америки, рідко бувають і в лісостеповій зоні, а 1-2 рази на 100 років навіть у Фінляндії та Швеції.

**Географічний розподіл опадів** залежить від розподілу хмар, водності хмар, особливо змішаних, все це, в свою чергу, залежить від розподілу температури. Отже, основна закономірність розподілу опадів - це **зональність**. Велике значення мають розподіл суші й моря та орографія (рис. 41. табл. 7).

Таблиця 7. Зональний розподіл річної суми опадів, мм (Дроздов О.А. та ін. 1989).

Півкуля	Широти, град								
	0-10	0-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90
Північна	1817	1900	607	582	642	708	568	332	182
Південна	1935	1124	591	663	1385	1885	462	160	84

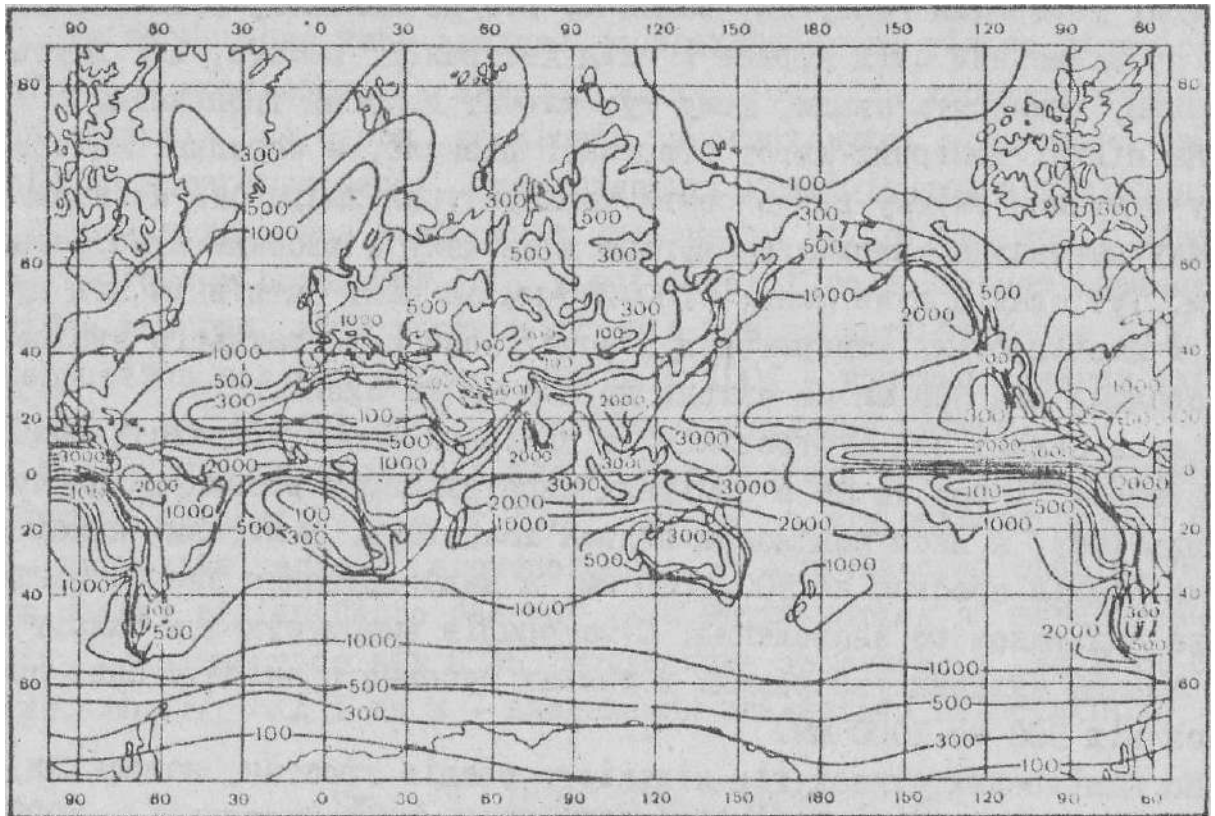


Рис. 41, Розподіл середньої річної суми опадів в міліметрах (за Хромовим С.П., 1994).

Максимальна кількість опадів випадає в екваторіальному і субекваторіальному поясах, приблизно від  $17^{\circ}$  пн.ш. до  $20^{\circ}$  пд.ш. Сюди входять Амазонія, Центральна Америка, береги Гвінейської затоки, басейн Конго, о-ви Індонезії. В зоні, де зустрічаються пасати двох півкуль, спостерігається найбільш потужне висхідне підняття повітря, насиченого вологою, та його адиабатичне охолодження, конденсація, інтенсивне утворення хмар, які досягають значної висоти. Тут кількість опадів становить 2000-3000 мм і більше. Найбільша кількість опадів випадає на схилах гір Кауаї на Гавайських островах – 11884 мм, Гімалаїв (Черрапунджи) - 11633 мм, на схилах вулкана Камерун - 10287 мм, в Андах Колумбії - 8992 мм.

У тропічних поясах, між  $20$  і  $32^{\circ}$  широти, панує сухе повітря, тут розміщені пустелі. Це обумовлено адиабатичним нагріванням повітря, яке опускається в антициклонах. Біля західних берегів протікають холодні течії, над якими повітря більш холодне, ніж зверху й над сушею. Середня кількість опадів у тропічних і субтропічних пустелях менш 200 мм за рік, але в деяких пунктах пустелі Атакама - 0,8 мм, пустелі Сахари (Судан) - 2,5 мм, в Адені - 43,9 мм, в Австралії - 102 мм за рік.

На східні узбережжя (Флорида, район м. Ріо-де-Жанейро, Південно-Східна Азія, південний схід Африки і схід Австралії) пасати, які дмуть в океанів, приносять опади, тому тут клімат вологий тропічний.

На півдні помірних широт північної півкулі, в середині материків, у пустелях влітку при високих температурах хмарність незначна, а взимку переважає малохмарна погода в зв'язку з високим атмосферним тиском. Тут

опадів дуже мало - 100-200 мм за рік. На північ від пустель і напівпустель утворюються степові зони недостатнього зволоження з опадами від 500 мм на заході до 300 мм на сході. В цілому в помірних широтах кількість опадів збільшується, тому що в помірному поясі розвинута циклонічна діяльність, з якою пов'язана велика хмарність. В лісових зонах річна сума опадів зростає до 500-1000 мм, а випаровуваність значно менша - це зона надлишкового зволоження. Сума опадів зменшується з заходу на схід, але на східних узбережжях в умовах мусонного клімату знов збільшується від 500 до 1000 мм.

На навітрених схилах гір кількість опадів зростає, наприклад, в Норвегії - 1700 мм, в Шотландії - 4000-5000 мм, в Югославії - 5000 мм, в Альпах - 4000 мм, на південно-західних схилах Великого Кавказу понад 3000 мм, на схилах Кордільєр, гір Аляски і Анд південного Чілі - 2000-3000 мм і більш, на західному схилі Кордільєр у Канаді відмічено понад 6000 мм опадів за рік.

За полярними колами опадів мало, в зв'язку з низькими температурами, малим вмістом вологи і малою водністю хмар, а в Антарктиді і хмарність незначна. Тут випадає в середньому 200-250 мм опадів. У зоні тундри кількість опадів зменшується з заходу на схід від 400-300 до 100 мм за рік, незважаючи на велику кількість днів з опадами. Але випаровування тут ще менше, тому це зона надлишкового зволоження. Розподіл кількості опадів між материками наведено в таблиці 8.

**Таблиця 8.** Кількість опадів на материках (за даними Інституту географії АН СРСР, 1972)

Материки	Опади за рік		Материки	Опади за рік	
	мм	км <sup>3</sup>		мм	км <sup>3</sup>
Європа	734	7165	Азія	726	32690
Австралія	736	6405	Африка	686	20780
Південна Америка	1648	29355	Північна Америка	670	13910

Для визначення умов зволоження враховують не тільки кількість опадів, а й можливість їх випаровування. Тому для характеристики зволоження за рік, за сезон, за місяць використовують відношення суми опадів до випаровуваності, яке називають **коефіцієнтом зволоження**.

М.М.Іванов підрахував коефіцієнт зволоження для різних зон і областей. Якщо коефіцієнт перевищує 1,0 (100%) у всі місяці року, клімат вважається постійно вологим, якщо частина місяців має зволоження менше 100% - це непостійно вологий клімат (1,0-0,7 - помірно вологий, 0,6-0,3 - посушливий), між 25 і 100% - помірно вологий клімат, менш 0,25 (25%) у всі місяці року - постійно засушливий клімат. Для зон коефіцієнт зволоження наступний: більш 1,0 - лісові зони, 0,95 - 0,7 - лісостеги, саванни з рідколіссями; 0,6 - 0,3 - стеги, сухі саванни, 0,25 - 0,15 - напівпустелі, менш 0,15-0,1 - пустелі.

М.І.Будико запропонував для характеристики зволоження радіаційний індекс сухості:  $R/Lr$ , де  $R$  - радіаційний баланс за рік;  $L$  - прихована теплота пароутворення;  $r$  - річна сума опадів. Він показує частку радіаційного балансу, яка витрачається на випаровування опадів, і коливається від 0,45 (надлишкове зволоження) до 3 та більше (сухий клімат), від 1 до 3 - зволоження вважається недостатнім.

## Глава 7. АТМОСФЕРНИЙ ТИСК. ВІТЕР

### 7.1. Атмосферний тиск

Рух молекул повітря та його власна маса, що обумовлена силою тяжіння Землі, утворюють атмосферний тиск. Величина його на одиницю площі відповідає масі повітряного стовпа. Якщо кількість повітря в стовпі збільшується - тиск збільшується, якщо зменшується - тиск зменшується. Сила тяжіння зростає від екватора до полюсів, а величина повітряного стовпа залежить від висоти над рівнем моря і від температури. В зв'язку з цим за **нормальний атмосферний тиск** беруть атмосферний тиск на рівні моря на 45° широти при температурі повітря 0°C, який врівноважується ртутним стовпчиком висотою 760 мм. Оскільки густина ртуті за таких умов дорівнює 13,596 г/см<sup>3</sup>, маса ртутного стовпа з висотою 760 мм і площиною перерізу 1 см<sup>2</sup> становить 1033,2 г, тобто на 1 см<sup>2</sup> земної поверхні атмосфера тисне з силою 1 кг і 33 г. З урахуванням сили тяжіння нормальний тиск буде дорівнювати 1013250 дин/см<sup>2</sup>. У Міжнародній системі одиниць (СІ) основною одиницею тиску є паскаль (1 Па = 1 Н/м<sup>2</sup> = 10 дин/см<sup>2</sup>; 1 гПа = 10<sup>2</sup> Па). Нормальний атмосферний тиск, врівноважений ртутним стовпчиком висотою 760 мм, становить 1013,2 гПа (гектопаскалів, або мілібар). Відповідно: 1 гПа = 0,75 мм; 1 мм = 1,33 гПа.

З висотою тиск падає в нижніх шарах атмосфери швидко, в верхніх - повільніше. Зміна тиску з висотою характеризується **баричним ступенем**;  $h$  висота в метрах, при піднятті або опусканні на яку атмосферний тиск змінюється на 1 мм, або 1 гПа, На рівні моря баричний ступінь дорівнює близько 8 м/гПа, або 10,5 м/мм, а на висоті 3 км - 20 м/гПа.

Для вимірювання атмосферного тиску на метеостанціях основним приладом є **ртутний барометр**, в якому відповідно зі зміною атмосферного тиску коливається висота ртутного стовпчика. Крім того, є електронний прилад – **бар** і прилади, принцип дії яких ґрунтується на пружних деформаціях порожніх металічних коробочок під впливом зовнішнього тиску на них, - це **анероїди і барографи**.

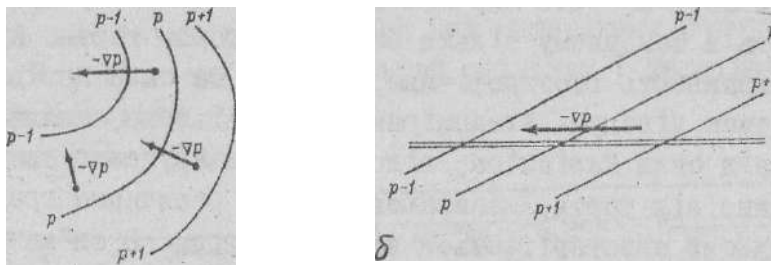
### 7.2. Баричне поле

Розподіл тиску в атмосфері називають **баричним полем**. Якщо в вільній атмосфері об'єднати точки з однаковим тиском, можна виявити поверхні рівного тиску, які називають **ізобаричними**. Такі поверхні пронизують всю атмосферу, близько до рівня моря проходить поверхня 1000 гПа, на висотах біля 3 км - 700 гПа, на висоті близько 5 км - 500, а на висоті 16 км – 100 гПа. Карти висотного положення ізобаричних поверхонь називають картами **баричної топографії**, яка складається з прогинів (лійок) і піднять (опуклостей), які відповідають областям підвищеного і пониженого тиску. Слід зазначити, що баричний ступінь залежить від температури: в теплому повітрі він менший, ніж у холодному. Там, де ізобаричні поверхні перетинаються з земною поверхнею або з горизонтальною площиною, утворюються лінії рівного тиску - **ізобари**. Карти ізобар можна побудувати для рівня моря або для будь-якої площини

вище рівня моря. Практично ізобари рисують на комплексних **синоптичних картах** разом з іншими метеорологічними показниками. В кліматології карти ізобар складають виходячи з середніх багаторічних даних. На картах ізобар також виявляються області пониженого тиску, оконтурені замкнутими ізобарами з найменшим тиском в центрі, тобто **циклони**, і області підвищеного тиску, оконтурені замкнутими ізобарами з найбільшим тиском у центрі, тобто **антициклони**. Циклони або депресії або **баричні мінімуми** та антициклони або **баричні максимуми** - це, баричні системи, з яких складається баричне поле. Крім циклонів і антициклонів, бувають ще баричні системи підвищеного тиску без замкнутих ізобар - це **гребені**, а також області пониженого тиску з незамкнутими ізобарами - це **улоговини**.

### 7.3. Вітер

Зміну тиску на одиницю відстані в горизонтальному напрямку називають **горизонтальним баричним градієнтом**. Фактично це вектор, напрям якого збігається з напрямом нормалі до ізобари в сторону падіння тиску, а величина зворотно пропорційна відстані між ізобарами. Напрямок горизонтального баричного градієнта відповідає нахилу ізобаричної поверхні (рис. 42).



**Рис. 42. Напрямок горизонтального баричного градієнту ( $-\Delta p$ ): а)-по нормалі до ізобар; б)-вздовж нахилу ізобаричних поверхонь.**

Різниця атмосферного тиску між двома точками спричинює горизонтальний рух повітря відносно земної поверхні, який називають **вітром**. Вітер характеризують **швидкістю і напрямом**. Швидкість вітру прямо пропорційна горизонтальному баричному градієнту і вимірюється в метрах за секунду або в милях за годину (вузлах). Швидкість вітру в **балах** оцінюють за **шкалою Бофорта**, яка включає 12 балів, а також зв'язує силу вітру з хвилюванням моря, з гойданням гілок і дерев, поширенням диму тощо. Згідно зі шкалою Бофорта, 0 балів відповідає штилю, 1, 2 і 3 бали - відповідно тихому, легкому і слабкому вітрам, швидкість яких зростає від 0,5 до 5,2 м/с, 4 бали - це помірний, 5 балів - свіжий, 6, 7 і 8 балів - міцний, сильний і дуже міцний вітри (9,9 - 18,2 м/с), 9, 10 і 11 балів - шторм, сильний шторм і жорстокий шторм (від 18,3 до 29 м/с), 12 балів - це ураган, коли швидкість більша за 29 м/с. Потік вітру завжди турбулентний, постійно коливаються швидкість і напрям, тому на практиці з допомогою **анемометрів** визначають згладжену швидкість вітру за кілька хвилин. При окремих поривах урагану швидкість зростає до 65 м/с або до 100 м/с (тропічні урагани). На швидкість вітру впливає **сила тертя**, тобто



різні нерівності на земній поверхні, тому прилади для спостереження за вітром встановлюють на висоті 10-15 м над землею.

Крім баричного градієнта і тертя, на вітер впливають обертання Землі або **сила Коріоліса і відцентрова сила**. Завдяки силі Коріоліса вітер в північній півкулі відхиляється праворуч, а в південній - ліворуч від напрямку баричного градієнта. Кут відхилення збільшується з широтою і в середньому дорівнює 45-50° над сушею і 70-80° над морем. Відцентрова сила виникає в замкнених баричних системах (циклонах і антициклонах) і спрямована від центра до периферії. Сила тертя обернена відносно сили баричного градієнта. Тертя впливає на вітер приблизно до висоти 1000 м - цей шар атмосфери називають **шаром тертя**. Вище за 1 км діють в основному тільки баричний градієнт та сила Коріоліса, і вітер називають **геострофічним**, він дме вздовж ізобар, залишаючи низький тиск ліворуч. Рівномірний рух повітря за круговою траєкторією залежно від сили Коріоліса, відцентрової сили і баричного градієнта і незалежно від тертя, називають **градієнтним вітром**. В зв'язку з дією всіх означених сил спостерігається відповідний розподіл вітрів в циклонах **H** і антициклонах **B** (рис. 43 – для північної півкулі).

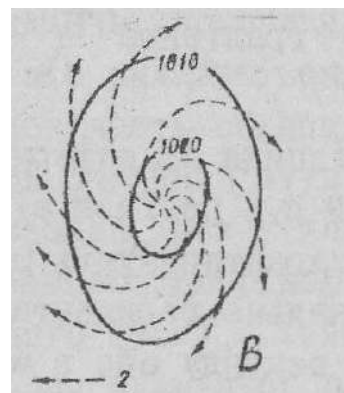
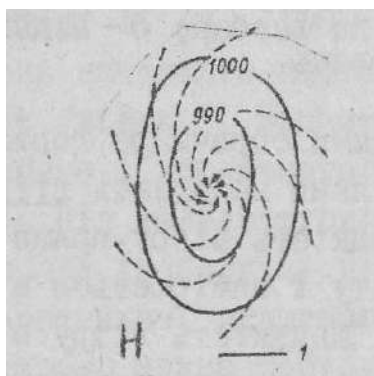


Рис. 43. Ізобари (1) і лінії вітрів (2) у нижніх частинах циклону (H) і антициклону (B).

Напрямок вітру визначають за сторонами горизонту, звідки він дме: Пн, ПнПнСх, ПнСх, СхПнСх, Сх, СхПдСх, ПдСх, ПдПдСх, Пд, ПдПдЗх, ПдЗх, ЗхПдЗх, Зх, ЗхПнЗх, ПнЗх, ПнПнЗх (N, NE, NW, E, SE, S, SW, W).

Вітри бувають залежно від напрямку постійні, пануючі, сезонні, середньомісячні, річні та ін. За результатами спостережень будують графіки розподілу вітрів за місяцями, сезонами і за рік, на яких відображають повторюваність напрямку вітру по основних румбах. Такі графіки називають **розами вітрів**.

#### 7.4. Географічний розподіл тиску на рівні моря.

##### Центри дії атмосфери

Зональні особливості розподілу атмосферного тиску легко помітити на картах ізобар. Але вплив нерівномірного співвідношення суші й моря приводить до появи регіонів високого і низького тиску з замкнутими ізобарами, їх називають центрами дії атмосфери (рис. 44, 45).

Біля екватора в смузі шириною  $10^\circ$  протягом року існує область низького тиску (1000-1010 Гпа), і переважає штиль. В січні ця область зміщується на південь, де над прогрітими материками утворюються баричні депресії - Південно-Африканський, Австралійський та Південно-Американський мінімуми. В липні область низького тиску переходить в більш нагріту північну півкулю, де також над материками формуються Південно-Азіатський, або Ірансько-Тарський, мінімум і Мексиканська барична депресія (1005-1000 Гпа).

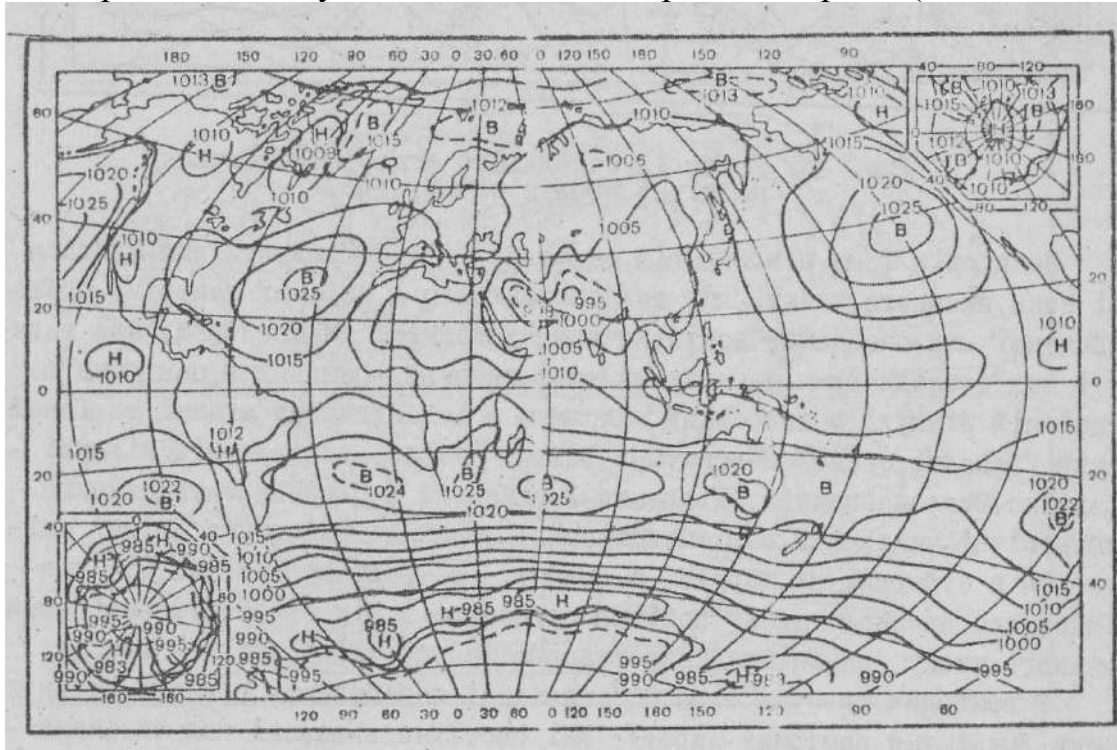


Рис. 44. Розподіл середнього атмосферного тиску на рівні моря в липні, гПа.

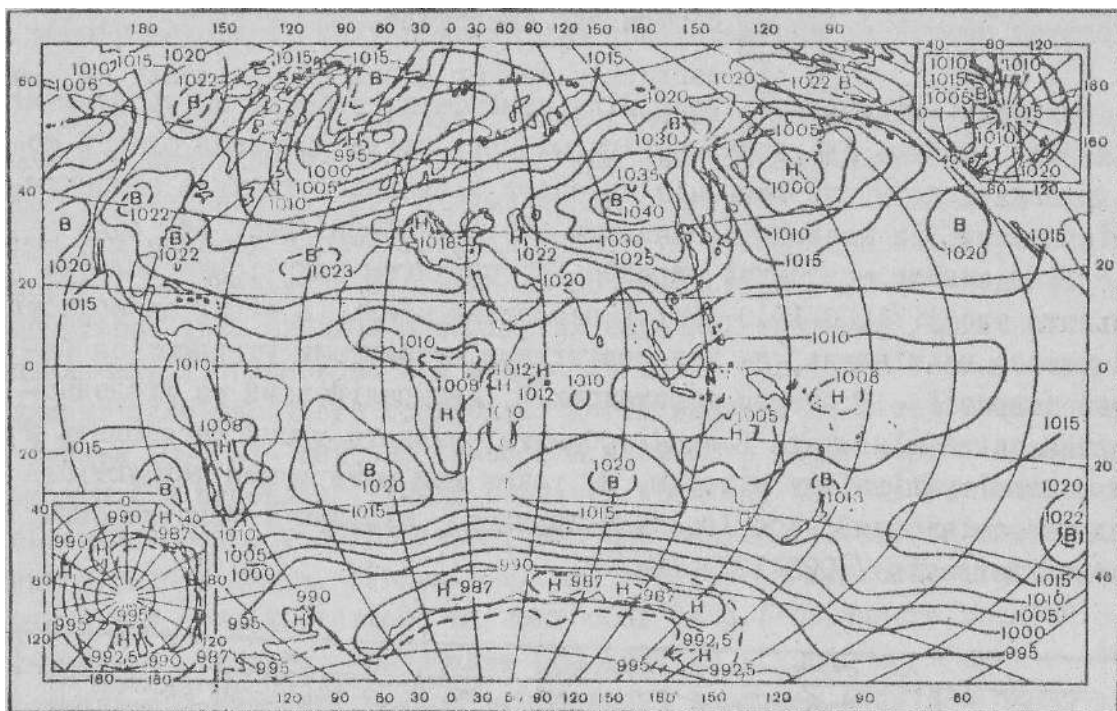


Рис. 45. Розподіл середнього атмосферного тиску на рівні моря в січні, гПа.

На північ і на південь від екватора біля  $30^\circ$  широти виділяються дві зони високого тиску, які теж складаються з окремих центрів, краще виражених над океанами, оскільки вони холодніші за материки, але взимку і над охолодженими материками тиск високий. Основними центрами в північній півкулі є Азорський максимум в Атлантичному океані та Гавайський (Гонолульський) максимум в Тихому океані, в південній півкулі - Південно-Тихоокеанський, Південно-Індійський і Південно-Атлантичний субтропічні максимуми, або антициклони. Означені максимуми влітку зміщуються в субтропічні широти, а взимку - в тропічні широти. Від тропічних зон високого тиску повітря рухається в бік екваторіальної зони низького тиску, внаслідок чого утворюються постійні вітри - пасати.

У помірних широтах біля  $60^\circ$  паралелі перебувають області низького тиску (мінімуми помірних широт), які постійно виражені над океанами - це Алеутський та Ісландський мінімуми північної півкулі з тиском нижче 1000 ГПа в центрі, а в південній півкулі - майже суцільна зона низького тиску Південного океану навколо Антарктиди. Але над материками існують характерні значні сезонні коливання баричного поля. Взимку океани зберігають теплоту, ще більш чіткими стають Ісландський і Алеутський мінімуми, через те що над вихолодженими материками формуються Азіатський та Північно-Американський максимуми з тиском до 1036 - 1020 ГПа в центрі. Влітку материки нагріваються, означені максимуми зникають і субполярна область низького тиску охоплює все широтне коло (і материки, і океани). В помірних широтах панує західний перенос повітряних мас і активна циклонічна діяльність на Помірному і Арктичному та Антарктичному фронтах (рис. 46, 47).

Над Арктикою і Антарктикою розміщені області підвищеного тиску: Арктичний і Антарктичний максимуми, оскільки тут цілорічно повітря холодне. Над льодовиковою поверхнею Антарктиди баричний максимум виражений чітко, а над Арктикою нечітко, через те що сюди часто проникають циклони з північної частини Атлантичного океану.

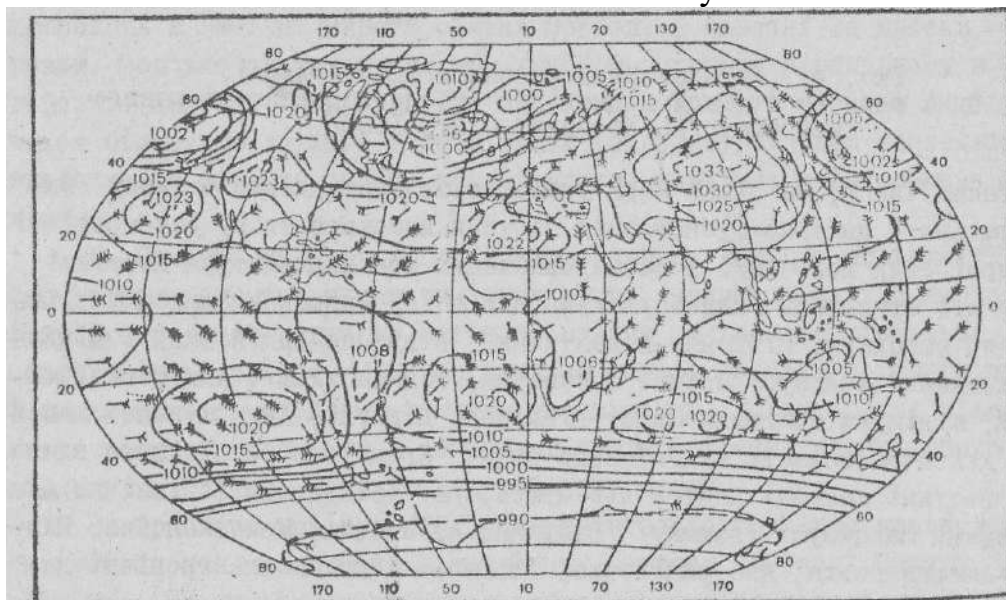
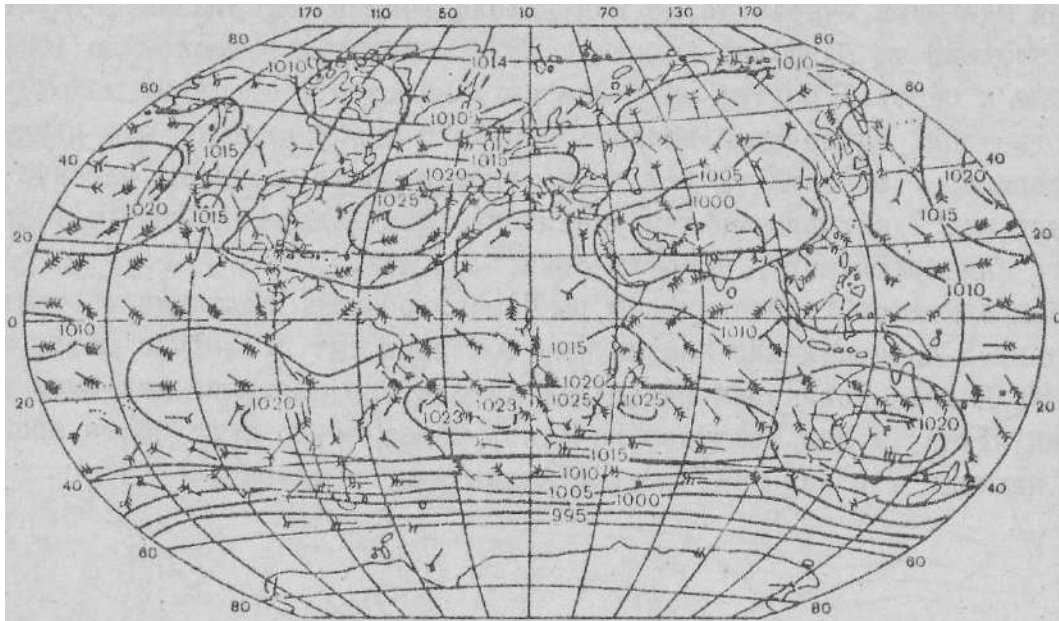


Рис. 46. Переважаючий напрям вітрів у січні. Одне перо на стрілці відповідає 10% повторюваності даного напрямку (за Хромовим С.П., 1994).



**Рис. 47. Переважаючий напрям вітрів в липні. Одне перо на стрілці відповідає 10% повторюваності даного напрямку (за Хромовим С.П.. 1994).**

Таким чином, на рівні моря утворюються зони низького тиску (екваторіальна і помірно-субполярні) та зони високого тиску (субтропічні і полярні біля полюсів). У межах означених зон виділяються постійні центри дії атмосфери: Екваторіальна депресія, Азорський максимум, Гавайський максимум, Південно-Атлантичний, Південно-Індійський і Південно-Тихоокеанський субтропічні максимуми, Ісландський і Алеутський мінімуми, мінімуми помірних широт південної півкулі. Антарктичний максимум і Арктична область підвищеного тиску. Крім того, періодично виникають потужні сезонні центри дії атмосфери: взимку - Північно-Американський і Азіатський максимуми, влітку - Південно-Азіатська, Мексиканська, Південно-Американська, Австралійська, Південно-Африканська тропічні депресії.

## **ГЛАВА 8. ПОВІТРЯНІ МАСИ І АТМОСФЕРНІ ФРОНТИ**

### **8.1. Повітряні маси**

Атмосфера складається з окремих повітряних мас. В певних умовах радіації над однорідною підстеляючою поверхнею формуються повітряні маси із певними властивостями: температурою, вологістю, тиском, прозорістю тощо. Ці властивості швидко змінюються на межі двох різних повітряних мас. Відповідно бувають теплі й холодні, сухі та вологі, морські й континентальні повітряні маси.

На земній поверхні розрізняють основні географічні типи повітряних мас та їх морські та континентальні відміни.

**А. Арктичне повітря (АП).** Континентальне арктичне повітря (**КАП**) формується над крижаною Арктикою, Таймиром, басейном Колими, Чукоткою і північною Канадою ~ взимку, а континентальне Антарктичне повітря (**КАнП**) - над Антарктидою. Це повітря характеризується низькими температурами, малою вологістю, великою прозорістю, стійкістю. Взимку воно приносить в

помірні широти сильні морози, а навесні та восени - заморозки. Морське арктичне повітря (МАП) формується в основному в Європейській Арктиці, над вільними від криги морями і океаном й відрізняється більшою вологістю і дещо вищою температурою, при надходженні на охолоджений материк узимку воно викликає невелике короткочасне потепління.

Б. **Помірне повітря (ПП)**. Континентальне помірне повітря (КПП) формується над-материками помірних широт, узимку - сильно охолоджене і стійке з ясною морозною погодою, влітку сильно прогрівається. Морське помірне повітря (МПП) формується над океанами в середніх широтах і переноситься західними вітрами та циклонами на материки; відрізняється великою вологістю й помірними температурами; взимку приносить відлигу, а влітку - прохолодну похмуру погоду.

В. **Тропічне повітря (ТП)**. Континентальне тропічне повітря (КТЦ) формується над материками в тропічних широтах (пустелі Сахара, Аравії, Тар, Калахарі), а влітку в субтропіках і на півдні помірних широт (південь Європи, Середня Азія і Казахстан, Монголія, Північний Китай); воно сухе, запилене і має високу температуру. Морське тропічне повітря (МТП) утворюється над тропічними акваторіями океанів і характеризується високими температурами і високою вологістю, хоча відносна вологість знижена.

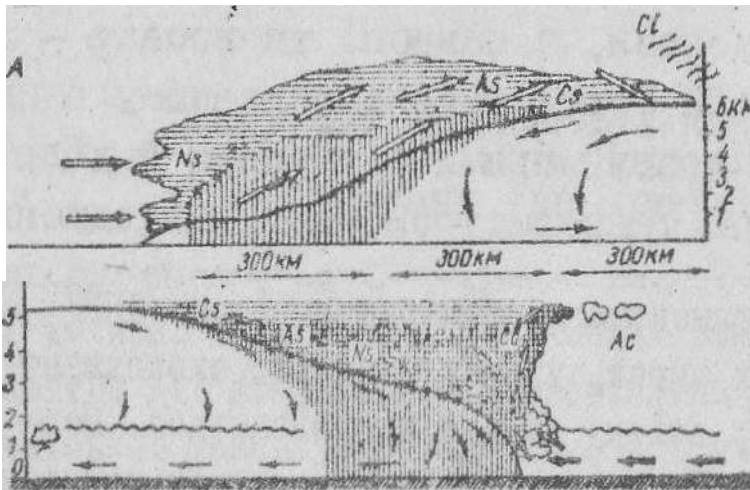
Г. **Екваторіальне повітря (ЕП)** формується в екваторіальних широтах, характеризується високою температурою та великим вмістом вологи як над сушею, так і над морями,

## 8.2. Атмосферні фронти

Поверхню або смугу, яка поділяє повітряні маси, називають **атмосферним фронтом**. Поверхня фронту завжди нахилена, тут різко змінюються температури, вітер, вологість і тиск. Там, де фронтальна поверхня перетинається з земною поверхнею, проходить **лінія фронту**. Розрізняють теплі й холодні фронти. Якщо лінія фронту рухається в бік холоднішого повітря, що відступає у вигляді клина і звільняє місце для теплого повітря, яке, в свою чергу, піднімається вгору по схилу холодного повітря, такий фронт називають **теплим**. При висхідних потоках теплого повітря відбувається його адіабатичне охолодження, конденсація водяної пари, утворення хмар, послідовно: перистих, перисто-шаруватих, високошаруватих і шарувато-дощових. Смуга фронтальної хмарності може сягати 800 км, в тому числі шарувато-дощових хмар, які дають опади, до 800 км (рис. 48).

Якщо лінія фронту зміщується в бік теплого повітря, виникає тупий клин холодного повітря, перед яким відступає і пересувається вгору тепле повітря, фронт називають **холодним**. На цьому фронті висхідні підняття значно потужніші й тут утворюються купчасто-дощові хмари з інтенсивними опадами і грозами, за якими йдуть шарувато-дощові хмари з опадами меншої активності, а потім високошаруваті і перисто-шаруваті - без опадів (див. рис. 48).

Між основними географічними типами повітряних мас існують планетарні кліматичні атмосферні фронти: це **Арктичний і Антарктичний фронти** на межі арктичних і антарктичних та помірних повітряних мас; **Помірні або Полярні фронти**, які поділяють тропічні та помірні повітряні маси. Коли кінці помірних фронтів заходять далеко до тропіків, їх називають **пасатними фронтами**. Між тропічними повітряними масами південної та північної півкуль утворюється Тропічний фронт, його називають **внутрішньо тропічною зоною конвергенції**, в якій зустрічаються тропічні повітряні маси, однакові за температурою.



**Рис. 48. Будова теплого (А) і холодного (Б) фронтів** (назви хмар в них наведено в тексті).

Зміна пір року викликає значні коливання кліматичних фронтів.

Так, помірний фронт північної півкулі взимку розміщений біля 30° пн.ш., а влітку - біля 50° пн.ш.

Арктичний фронт на північному сході Євразії влітку

піднімається до 70° пн.ш., а взимку опускається до 50° пн.ш.

Зона внутрішньотропічної конвергенції в січні розміщена між екватором і 20° пд.ш., а в липні вздовж екватора до 10-30° пн.ш. на південному сході Азії (в Індії та Індокитаї).

## Глава 9. ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ

### 9.1. Причини нерівномірного розподілу тиску і циркуляції атмосфери.

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

Динамічною причиною циркуляції атмосфери є обертання планети навколо осі, внаслідок чого рух повітря відхиляється вправо в північній півкулі й вліво - в південній. На планеті, яка обертається, виникають західні і східні переноси повітря, які формують зональні складові циркуляції атмосфери.

Однією з причин неоднорідності баричного поля і руху повітря є прихована теплота пароутворення, яка виділяється при конденсації водяної пари і переходить в повітря, завдяки чому рух триває.

## 9.2. Загальна циркуляція атмосфери

Систему великомасштабних повітряних течій називають **загальною циркуляцією атмосфери**. В 1921 р. норвезький кліматолог Б'єркнес на основі синоптичних карт розробив схему циркуляції атмосфери, згідно з якою в кожній півкулі формуються три зональних кільця (рис. 49).

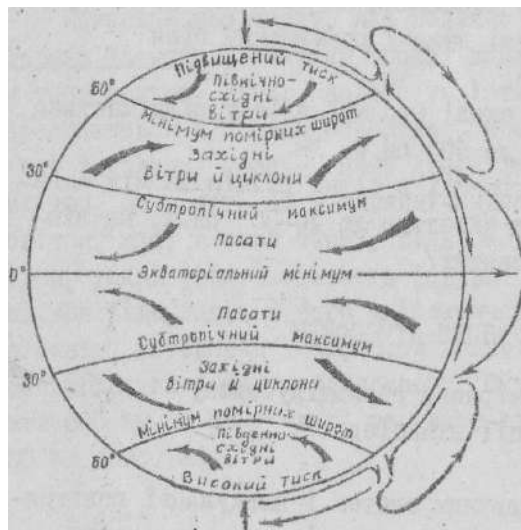


Рис.49..Схема загальної циркуляції атмосфери; зональний розподіл тиску і вітрів біля земної поверхні (за Шубаєвим Л.П., 1977).

Перше кільце охоплює тропічні широти і включає висхідні підняття повітря над екватором, перенесення його до тропіків, опускання біля 30° широти (баричні максимуми) і повертання до екватора **пасатами**. Друге кільце в помірних широтах складається з підняття повітря і переносу його через стратосферу в тропічні широти й до полюсів, а в тропосфері тут панує **західний перенос** з утворенням циклонів і антициклонів. Третє кільце розміщене біля полюсів, там повітря опускається і переноситься до Арктичного і Антарктичного фронтів, де переважають висхідні рухи повітря. Загальна циркуляція включає до себе зональні й меридіональні складові, основними ланками яких є: 1) Західно-Східний і Східно-Західний переноси повітряних мас; 2) циклонічна і антициклонічна діяльність у помірних широтах; 3) полярні циркуляції; 4) пасати; 5) мусони; 6) струменеві течії.

**Західний перенос** виникає завдяки тому, що баричний градієнт спрямований за меридіаном від тропіків до полюсів, а сила Коріоліса відхиляє повітряні маси в північній півкулі вправо, а в південній вліво, тобто з заходу на схід. Західний перенос охоплює в помірних широтах всю тропосферу, в полярних широтах верхню частину тропосфери, вище північно-східних і південно-східних вітрів нижньої тропосфери; в тропічних широтах над пасатами верхній тропосфері також панують західні вітри, які іноді називають антипасатами, хоча генетичного зв'язку між ними немає.

**Східний перенос** включає північно-східні вітри в Арктиці та південно-східні - в Антарктиді. Вони віють від полярних областей високого тиску в бік мінімуму помірних широт і охоплюють нижні шари тропосфери. Від субтропічних антициклонів до екватора (мінімум) дмуть північно-східні в північній півкулі й південно-східні - в південній півкулі вітри, які називають **пасатами**. Ближче до екватора східний (пасатний) перенос охоплює всю тропосферу.

### 9.3. Циклонально-антициклональна циркуляція

Вона характерна для помірних широт, де на атмосферних фронтах виникають збудження у вигляді хвиль довжиною до 1000 км, внаслідок чого холодне-повітря проникає на південь, а хвиля теплої - на північ. Норвезький кліматолог В. Б'єркнес довів, що циклони виникають через хвилювання атмосферного фронту, і розробив теорію народження циклону. **Життя циклону** включає три стадії: **народження, поглиблення і оклюзію**. Народження циклону обумовлене адвекцією теплоти і холоду, а також адіабатичними і гідродинамічними змінами температури повітря. На хвилях збудженого фронту тепле повітря піднімається вгору по схилу холодного і внаслідок обертання Землі відхиляється вправо (на схід). У центрі підняття теплої повітря формується область низького тиску, тобто центр циклону. Вітри дмуть до центру, відхиляючись за дуговими лініями проти годинникової стрілки в північній півкулі та за годинниковою стрілкою - в південній півкулі. Отже, циклон - це атмосферне збудження пониженого тиску з мінімальним тиском в центрі, з рухом повітря навколо центра проти годинникової стрілки в північній півкулі (за годинниковою стрілкою - в південній півкулі) і з власною погодою.

В циклоні утворюються **два сектори: клиноподібний теплий** з півдня й південного заходу і **холодний**, який займає схід, захід і північ від центра. В східній частині теплої сектора міститься **теплий фронт**, де тепле повітря піднімається по схилу холодного, а в західній частині - **холодний фронт**, де холодне повітря рухається за теплим і витісняє теплий сектор і всю область низького тиску, завдяки чому циклон зміщується з заходу на схід і північний схід, тобто з загальним західним переносом у помірному поясі. Швидкість руху циклону в середньому дорівнює 30-40 км за годину, а живе циклон 4-7 днів.

Поглиблення циклону відбувається завдяки адвекції холодного повітря, циклон охоплює по вертикалі всю тропосферу і займає значну площу діаметром у кілька тисяч кілометрів. **Оклюзія** - це стадія заповнення центра циклону холодним повітрям, яке наздогнало теплий фронт і витіснило тепле повітря вгору. Циклони утворюються серіями по 2-4, відповідно хвилям лінії фронту. В середньому над Європою за рік проходять 60 серій циклонів. У південній півкулі їх шляхи проходять між Антарктидою і 40° пд.ш.

У цілому циклони приносять хмарну, вітряну і дощову погоду, хоча є відмінності між різними секторами циклону.

Між циклонами, в тих частинах фронтальних хвиль, де тиск високий, формуються **антициклони** в середині одноманітної повітряної маси. Повітря в їх центрі опускається, адіабатично нагріваючись, стає сухим. Тому переважає ясна і суха погода, безхмарна або малохмарна, жарка влітку і морозна взимку. В центрі панує штиль, а по периферії дмуть слабкі вітри. В своєму розвитку антициклон спочатку охоплює тільки приземну частину тропосфери, потім росте вгору і по площі, нарешті повітря трансформується, оскільки змінюються його температура й вологість, і антициклон руйнується. Антициклони завжди йдуть разом з циклонами зі швидкістю близько 30 км за годину, але вони



відхиляються на південний схід. Найбільш стійкими є **антициклони Арктики і Антарктиди**, які виникають над холодною поверхнею льоду і снігу.

Панування антициклонів у **субтропічних максимумах** пов'язане з опусканням тут повітря, яке піднялося над екватором, а також з відхиленням шляхів антициклонів помірних широт на південний схід, вони концентруються тут у субтропіках, через те що біля екватора сила Коріоліса незначна і не може змістити баричні максимуми, які зупиняються в тропічних широтах.

На межі циркуляції помірних і тропічних широт виникає **зона змінної циркуляції на 35-40° північної і південної широти**. Вона охоплює Середземне і Чорне моря, південь Середньої Азії, Центральну і Середню Азія, півострови Корею і Каліфорнію, південь Африки і Австралії, південь Чілі. Влітку тут панує тропічне повітря в зв'язку зі зміщенням тропічних баричних максимумів, а взимку - західний перенос морського помірного повітря.

#### 9.4. Полярна циркуляція

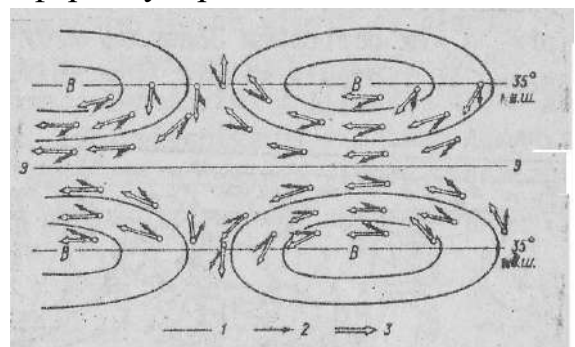
Вона зумовлена термічними причинами і формуванням областей високого тиску біля полюсів. Баричні градієнти спрямовані від полюсів в бік мінімуму помірних широт, тону, відхиляючись за силою Коріоліса, в Арктиці переважають північно-східні, а в Антарктиді - південно-східні вітри. Вони більш стійкі й мають більшу швидкість в Антарктиді, особливо на її узбережжях ("**стокові**" вітри). А в Арктику часто надходять циклони і тепле повітря з північної Атлантики, особливо влітку, тому тут східні вітри непостійні, а на узбережжях Америки і Євразії спостерігається незначна мусонна тенденція.

#### 9.5. Пасатна циркуляція

Пасатна циркуляція обумовлена існуванням екваторіального баричного мінімуму і субтропічних максимумів тиску. **Субтропічні максимуми** не утворюють суцільних смуг, а складаються з окремих баричних систем. **Екваторіальний мінімум** також існує в середньому, тобто області високого і низького тиску тут безперервно виникають і зникають, але коливання тиску набагато менші, ніж у помірних широтах. У субтропічних антициклонах, як і в зовнішньотропічних, вітри дмуть від центрів до периферії, відхиляючись за годинниковою стрілкою в північній півкулі й проти неї - в південній (рис. 50).

**Пасати** - це вітри екваторіальної периферії субтропічних антициклонів, північно-східні й східні - в північній півкулі, південно-східні й східні - в південній півкулі. Вони непостійні за тривалістю і проявляються тільки до висоти 1-2 км у стійких антициклонах.

Рис, 50. Схема вітрів в зоні пасатів: 1 - ізобари субтропічних антициклонів; 2 - вітри біля земної поверхні; 3 - вітри на великій висоті.



Вище 2 км над пасатами діє західний перенос, вітри якого називають **антипасатами**. За сезонами екваторіальний мінімум і субтропічні максимуми зміщуються то в північну, то в південну півкулі, в липні екваторіальний мінімум в Індії досягає тропіка, а в січні - Північної Австралії. Це пов'язано з сильним нагріванням материка Євразії влітку і виникненням **мусонної циркуляції між Індійським океаном і південною частиною Азії**, вона підсилюється пасатами південної півкулі, які перетинають екватор. Таким чином, виникає **субекваторіальний пояс змінної циркуляції й тропічних мусонів**, які влітку приносять вологу з Індійського океану на південь Азії (Індостан та Індокитай).

## 9.6. Тропічні циклони

У тропіках на відстані 5-10° ш. від екватора (там, де збільшується вплив сили Коріоліса) формуються **тропічні циклони**. На відміну від циклонів помірних широт вони мають невеликий діаметр (200-400 км) і дуже великі баричні градієнти, внаслідок чого вітер досягає сили штормів і ураганів (до 80 м/с). Їх називають **тропічними ураганами, або тайфунами**, і вони супроводжуються грозами і тропічними зливами.

Вони виникають там, де є різкий перепад температури, пов'язаний з виділенням великої кількості прихованої теплоти пароутворення. Райони народження ураганів Центральної Америки і тайфунів Південно-Східної Азії розміщені між 5° і 20° широти в кожній півкулі, **тільки над океанами**, найчастіше влітку або восени. Тропічні циклони рухаються спочатку на захід,

відхиляючись до 20-50° широти і тоді з заходу обходять субтропічний антициклон і повертають на північний схід у північній і південній півкулях. Це є точка повороту тропічного циклону, траєкторія руху якого має вигляд параболи з вершиною на заході. Швидкість руху тропічних циклонів 20-30 км за годину. В Тихому океані біля Філіпінських островів в середньому буває 28 тайфунів за рік, а між островами Зеленого мису і Центральною Америкою - в середньому 10 ураганів за рік (рис.51).

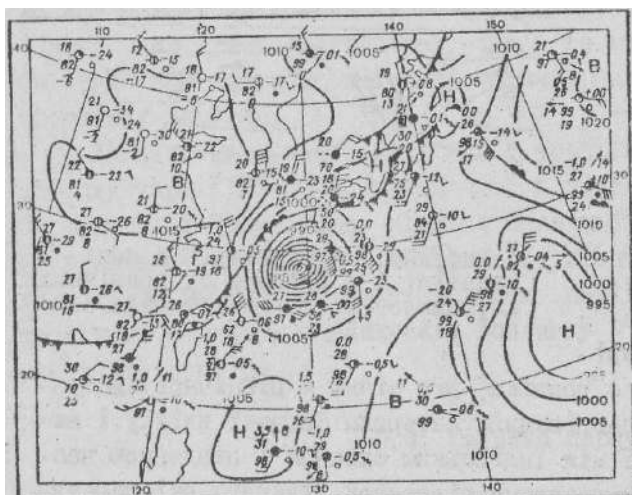


Рис. 51. Тропічний циклон на синоптичній карті /Хронов С.П., 1933/

## 9.7. Мусонна циркуляція

Мусонна циркуляція обумовлена тепловою машиною другого роду (за В.В.Щулейкіним) і проявляється між океанами і материками, але вона не ізольована від загальної циркуляції, нагрівання і охолодження півкуль за сезонами, західного переносу і циклонічної діяльності.

**Мусони** - це стійкі атмосферні течії в певних великих географічних областях, переважаючий напрям яких змінюється від зими до літа і, навпаки, на протилежний. Вертикальна потужність мусонів в середньому 2-3 км, а вище панує західний перенос. Існують **тропічні й зовнішньотропічні мусони**. Там, де є інтенсивна циклонічна діяльність (Європа і Північний Захід Америки), мусони відсутні. В **помірному поясі мусони** проявляються біля східних узбереж материків. Влітку над нагрітою Азією виникає понижений тиск, а над Тихим океаном дещо на північ зміщується Гавайський максимум. Взимку над материком формується стійкий Азіатський максимум, а в Тихому океані (північна частина) - Алеутський мінімум. Баричні градієнти між ними достатні для виникнення мусонів. Найбільш типові мусони спостерігаються на Далекому Сході, в Північному і Східному Китаї, в Кореї та Японії. Зимовий мусон холодний і сухий, має північний і північно-західний та західний напрям, а літній - південний і південно-східний та східний - теплий, він несе насичене вологою повітря і рясні дощі.

**Тропічні мусони** обумовлені сезонними відмінами в нагріванні й охолодженні півкуль і в зміщенні баричного поля Землі (субтропічних максимумів і екваторіального мінімуму). Особливо потужні тропічні мусони в басейні Індійського океану, де сезонні зміни температури півкуль підсилюються великим материком Євразії - в північній півкулі, прогрітим улітку і охолодженим взимку. Мусонна циркуляція охоплює Індостан, Індокитай, Південний Китай. Індонезію, Індійський океан до Мадагаскару і Північної Австралії, субекваторіальну і Східну Африку. Погода мусонів залежить від його напрямку і сезону. Літній мусон приносить з океану на материк дощову погоду, а зимовий дме з материка і несе суху погоду.

### 9.8. Струменеві течії

Струменеві течії - це повітряні течії високої сили і протяжності в верхній тропосфері й нижній стратосфері, які мають еліптичний вертикальний переріз, швидкість 200-500 км/год, довжину кілька тисяч кілометрів і спрямовані завжди з заходу на схід. За Х.П.Погосяном, існують **зовнішньотропічні струменеві течії** на висотах 8-12 км; **субтропічні струменеві течії** на широтах 25-30° і 10-15° на рівні тропопаузи (11 - 12 км); **екваторіальні струменеві течії** тропопаузи над Південною Азією; **стратосферні струменеві течії** на 50-70° пн.ш. на висотах 25-35 км, обумовлені контрастами температури між помірними широтами і навколоплюсною областю полярної ночі. Формування струменевих течій пов'язано з тропосферними фронтами, на яких біля земної поверхні виникають циклони і антициклони.

### 9.9 Місцеві циркуляції й вітри

Під впливом рельєфу та інших властивостей підстеляючої поверхні в певних географічних широтах виникають **місцеві вітри**. Вони можуть бути результатом прояву місцевих циркуляцій або локальними хвилюваннями чи особливими властивостями вітрів загальної циркуляції атмосфери. Прикладами **місцевих циркуляцій** є бризи і гірсько-долинні вітри.

**Бризи** - це вітри біля берегової лінії морів і великих озер, які мають різку добову зміну напрямку. Вдень суша більше нагрівається, тиск падає, і дме морський бриз до висоти 500-1000 м. Вночі суша охолоджена, ізобаричні поверхні нахилені в бік суші, повітря над морем тепліше, піднімається вгору і перетікає зверху на сушу, на суші тиск підвищується, і дме береговий бриз з суші на море. Вертикальна потужність бризів до 1 км, вони поширюються на десятки кілометрів від берегової лінії на сушу або на море (рис. 52, а).

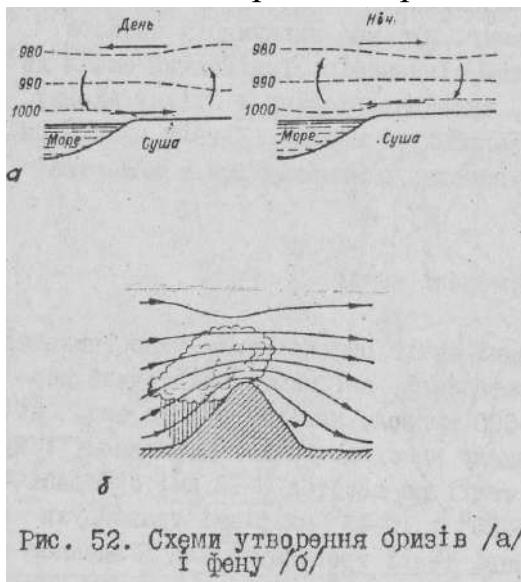


Рис. 52. Схеми утворення бризів /а/ і фену /б/

**Гірсько-долинні вітри** подібно до бризів також мають добову ритмічність. Вдень в гірських долинах повітря добре прогрівається від нагрітих схилів і піднімається вгору по схилах, і по долині дме вітер з прилягаючої до підніжжя гір рівнини. Вночі гірські схили охолоджуються, і повітря в гірській долині стає холоднішим, тут тиск більший, ніж на прилягаючій рівнині, і виникає вітер, який дме вниз по схилах і по долині. Над льодовиками завжди панують інверсії температури і холодне повітря стікає вниз - дмуть **стокові льодовикові вітри**.

Під впливом орографії вітри загальної циркуляції вимушені обтікати гірський масив з боків або перевалювати через нього. Повернутий назустріч вітру схил називають навітряним, а протилежний - підвітряним. Найпоширеніші вітри в горах - **фени і бора**.

**Фен** - це теплий, іноді гарячий і сухий вітер, який дме з гір протягом доби, а інколи й тижня. Фен утворюється при перетіканні повітря через хребет. При піднятті на навітряному схилі повітря охолоджується на  $1^{\circ}\text{C}$  на 100 м, а при досягненні рівня конденсації менш  $1^{\circ}\text{C}$  на 100 м висоти, волога конденсується і випадає. На протилежному схилі сухе повітря опускається, нагріваючись на  $1^{\circ}\text{C}$  на кожні 100 м висоти, і біля підніжжя буде мати вищу температуру, ніж до підняття на навітряний схил. Фени виникають в циклонах і в антициклонах, які перетинають гірську країну. Коли антициклон перебуває над гірською країною, а в ньому повітря опускається, фени можуть виникати водночас на обох схилах. В Альпах, Скелястих горах, на Кавказі, в горах Середньої Азії та інших фени спостерігаються до 80-100 днів за рік (рис. 52, б).

**Бора** - це штормовий холодний вітер, який дме з низькогірних перевалів вниз у холодну пору року. Якщо біля підвітряного схилу розміщене тепле море, виникає великий баричний градієнт, через те що повітря опускається з невеликої висоти, не встигає прогрітися і залишається холодним, і тоді вітри дмуть зі швидкістю 40-60 м/с. Бора має місцеві відміни з іншими назвами: в Новоросійську і на Новій Землі - **бора**, на оз. Байкал - **сарма**, на південному узбережжі Франції - **містраль**. Бора дуже небезпечний, він топить або викидає на берег кораблі, від нього все вкривається льодом.

За умов нестійкого стану атмосфери і сильної вертикальної конвекції виникають **малі вихорі**. **Пилові вихорі** часто з'являються над перегрітою

поверхнею в пустелях, вони мають діаметри від 1 до 100 м і висоту до 1 км, рухаються зі швидкістю 20-30 км за годину. Повітря в вихорах закручується, як у циклонах, і водночас піднімається вверх. Великі вихорі над морем діаметром у кілька десятків метрів, які засмоктують воду, називають **смерчами**. Смерчі кожного року спостерігаються на Чорному морі. Найчастіше вихорі виникають в передній частині грозової хмари. Зверху і знизу наявні характерні лійкоподібні розширення. Вихорі над сушею діаметром до 100-200 м називають **тромбами**. Якщо над морем вихорі мають синьо-сірий колір, то над сушею - це чорні стовпи з розширеннями біля хмар і біля земної поверхні. Швидкість вітру досягає 50-100 м/с. На півдні США в середньому за рік спостерігається 200 потужних тромбів, які мають назву **торнадо**. В перекладі з іспанської "торнадос" означає "той, що обертається". Смерчі, тромби і особливо торнадо мають дуже велику руйнівну силу.

## Глава 10. ПОГОДА І КЛІМАТ

### 10.1. Елементи погоди

**Погодою** називають сукупність атмосферних процесів і метеорологічних величин, які характеризують фізичний стан атмосфери в певний момент або проміжок часу.

Закономірні зміни погоди - це **режим погоди**. Погода характеризується наступними **метеорологічними елементами**: сонячна радіація, тривалість сонячного сяяння в годинах, температура повітря і поверхні ґрунту, вологість повітря, атмосферний тиск, вітер, хмарність, опади (кількість, кількість днів з опадами, види опадів, час випадання), сніговий покрив, горизонтальна видимість, наземні опади та атмосферні явища (іній, паморозь, ожеледь, гроза, тумани, полярні сяйва, веселка, кола й вінці навколо Сонця і Місяця та інші).

Спостереження за елементами погоди проводяться синхронно на метеостанціях всього світу через кожних три години за Гринвіцьким часом. Результати спостережень передаються телеграфом, телефоном або за допомогою радіозв'язку в організації **Служби погоди** для складання **синоптичних карт**. Служба погоди виникла в зв'язку з потребою в своєчасній інформації населення, адміністративних і господарських установ про стан погоди, її зміни і передбачення умов погоди на майбутній час. Служба погоди складається з сітки **синоптичних станцій** і центрально-республіканських, обласних, портових та інших **бюро погоди**.

### 10.2. Синоптичний аналіз і завбачення погоди

Відомості про метеоеlementи передаються в центральні бюро Служби погоди в зашифрованому вигляді. Цифрами та значками ці дані наносять на **синоптичні карти** погоди, які складають 4 рази на добу або за кожний термін спостережень. Нині карти складають тільки в основних гідрометеоцентрах і передавали раніше за допомогою факсимільної передачі, а тепер через Інтернет

в регіональні гідрометеоцентри. На синоптичних картах показують такі **синоптичні об'єкти** як розподіл тиску, повітряні маси і фронти, розташування і властивості атмосферних хвилювань, характер і поширення хмарності та опадів, розподіл температури тощо (рис. 53). Синоптична карта дає інформацію про стан погоди в момент спостережень, а серія таких карт показує зміни стану атмосфери, рух і еволюцію атмосферних процесів, трансформацію і взаємодію повітряних мас. Головною метою **синоптичного аналізу** є **завбачення погоди**. **Прогноз** на 1-2 доби називають **короткостроковим**, а на тиждень, декаду, місяць, сезон - **довгостроковим**. Для завбачення погоди на 1 добу потрібні відомості на території всієї країни або материка, на 2 доби - відомості про всю півкулю, а на 3 доби - відомості про стан атмосфери на всій Земній кулі.

При завбаченнях погоди користуються передусім методом **екстраполяції** в часі й просторі на підставі зіставлення синоптичних карт. Іноді уточнюються результати за картами багатьох попередніх років виходячи із законів динаміки і термодинаміки атмосфери.

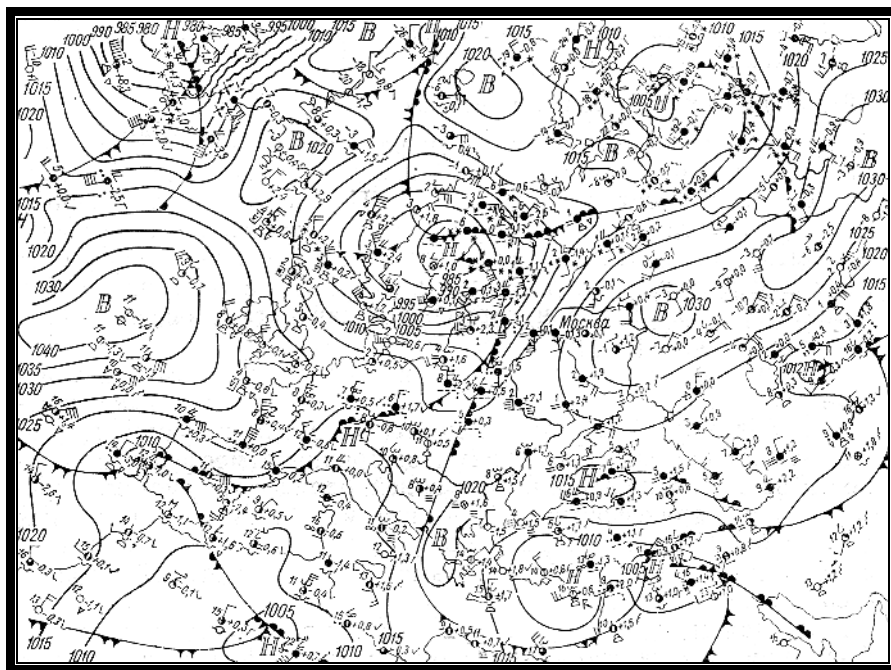


Рис. 53. Фрагмент синоптичної карти.

Короткострокові завбачення не вільні від помилок, але в цілому вважаються задовільними. Можливості поліпшення точності завбачення шукають у введенні обчислювальних методів прогнозу а допомогою електронно-обчислювальних машин, але в більшості випадків вони стосуються лише баричного поля.

Прогноз погоди великої завчасності ґрунтується на доборі синоптичних карт-аналогів за минулі роки виходячи з міркувань, що атмосферним процесам властива ритмічність. Так складають прогнози на місяць. Важче скласти прогноз на сезон, оскільки потрібно аналізувати збурення полів температури і тиску на всій земній кулі.

Прогноз складається для великої території. В кожній місцевості його уточнюють за місцевими ознаками або прикметами, які ґрунтуються на зовнішньому вигляді неба, хмар, поведінці тварин, рослин тощо. Наприклад, роса вранці або туман в долинах - на добру погоду.

### 10.3. Класифікація погод.

Для комплексного і синоптичного методів кліматологічних досліджень на основі взаємозв'язку між метеоелементами виділяють **три групи погоди**: А - класи безморозних погод; Б - класи перехідних погод; В - класи морозних погод. Серед **безморозних погод** розрізняють 8 класів:

**I** - засушлива сухувійна погода ( $t > 22\text{ }^{\circ}\text{C}$ , відносна вологість нижче 40%); **II** - сонячна жарка, помірно-засушлива погода ( $t > 22\text{ }^{\circ}\text{C}$ , відносна вологість 40-60%); **III** - малохмарна, тепла, помірно волога, без опадів; **IV** - хмарна вдень, тепла волога погода, без опадів або з опадами; **V** - хмарна вночі, сонячна вдень, тепла, волога погода, також без опадів або з опадами; **VI** - хмарна вдень і вночі, без істотних опадів, тепла або прохолодна; **VII** - похмура вдень і вночі, з опадами - дощова погода; **VIII** - волога тропічна погода з температурою вище за  $22\text{ }^{\circ}\text{C}$  і відносною вологістю понад 80%.

**Погоди з переходом** протягом доби температури повітря **через  $0^{\circ}\text{C}$**  бувають: хмарна вдень, з вітром або без вітру, з опадами або без опадів, погода **IX класу**; ясна вдень, без опадів, погода **X класу**. До групи **морозних погод** належать класи: **XI і XII** - слабо і помірно морозна з температурами від 0 до  $-12,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; **XIII** - значно морозна з температурами від  $-12,5$  до  $-22,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; **XIV** - сильноморозна (від  $-22,5$  до  $-32,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ); **XV** - жорстоко морозна (від  $-32,5$  до  $-42,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ); **XVI** - крайньо морозна з температурами нижче  $-42,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Крім наведеної класифікації погод за елементами, є генетична класифікація. Залежно від циркуляційних процесів виділяють наступні **генетичні типи погод**: внутрішньомасові - залежать від конвекції, інверсії температури, підстеляючої поверхні; фронтальні – пов'язані з підняттям повітря на атмосферних фронтах, утворенням хмар, опадів, вітрів; циклонічні й антициклонічні погоди. Наприклад, I-III а також XIII-XVI класи погоди пов'язані з стійкими антициклонами, VI і VII класи - це фронтальні погоди, VIII клас - внутрішньомасова. Оскільки циклони залежать від атмосферних фронтів, то фронтальна погода, як правило, буває циклонічною, а антициклонічна здебільшого внутрішньомасовою.

### 10.4. Клімат

Слово "**клімат**" походить від грецького "кліма", що означає "нахил" сонячних променів до площини горизонту. Давньогрецькі вчені першими відмітили кліматичні пояси за кутом падіння сонячних променів в полудень і тривалістю дня (від 12 годин на екваторі до 24 годин під час літнього сонцестояння на полярному колі). На початку XX ст. кліматологи визначили

**клімат** як багаторічний режим погоди, притаманний даній місцевості залежно від її географічних умов.

У підручнику С.П.Хромова "Метеорологія і кліматологія для географічних факультетів" наведене **географічне визначення**: "**Клімат** - це **сукупність атмосферних умов, характерних для даної місцевості залежно від її географічної обстановки**". Клімат - це один з головних компонентів географічного ландшафту, він характеризується коливаннями, циклічними і ритмічними змінами. Основні **кліматичні процеси**: теплообіг, вологообіг, атмосферна циркуляція. Під **географічною обстановкою** розуміють **фактори** кліматоутворення: географічну широту, розподіл суші і моря, характер підстеляючої поверхні й ґрунту, рослинний, сніговий і льодовий покрив, океанічні течії, орографію та інші.

У фізиці атмосфери **клімат** визначається як **середньостатистичний ансамбль станів**, які проходить система "океан - суша - атмосфера" за кілька десятків років (30-50 років і більш).

Від клімату відрізняється **мікроклімат**, тобто місцеві особливості клімату, які істотно змінюються вже на невеликій відстані, наприклад, над лісом, ріллею, болотом, озером, балкою, населеним пунктом. Спостереження за мікрокліматом проводять за допомогою спеціальних приладів, які можна легко переносити (ґрунтові термометри, аспіраційний психрометр, анемометр тощо).

## 10.5. Класифікація кліматів

Класифікація кліматів - це виділення їх типів за певними ознаками або за умовами формування.

Найбільше наукове і практичне значення мають класифікації кліматів за В.П.Кеппеном (1933) і Б.П.Алісовим (1936, 1974).

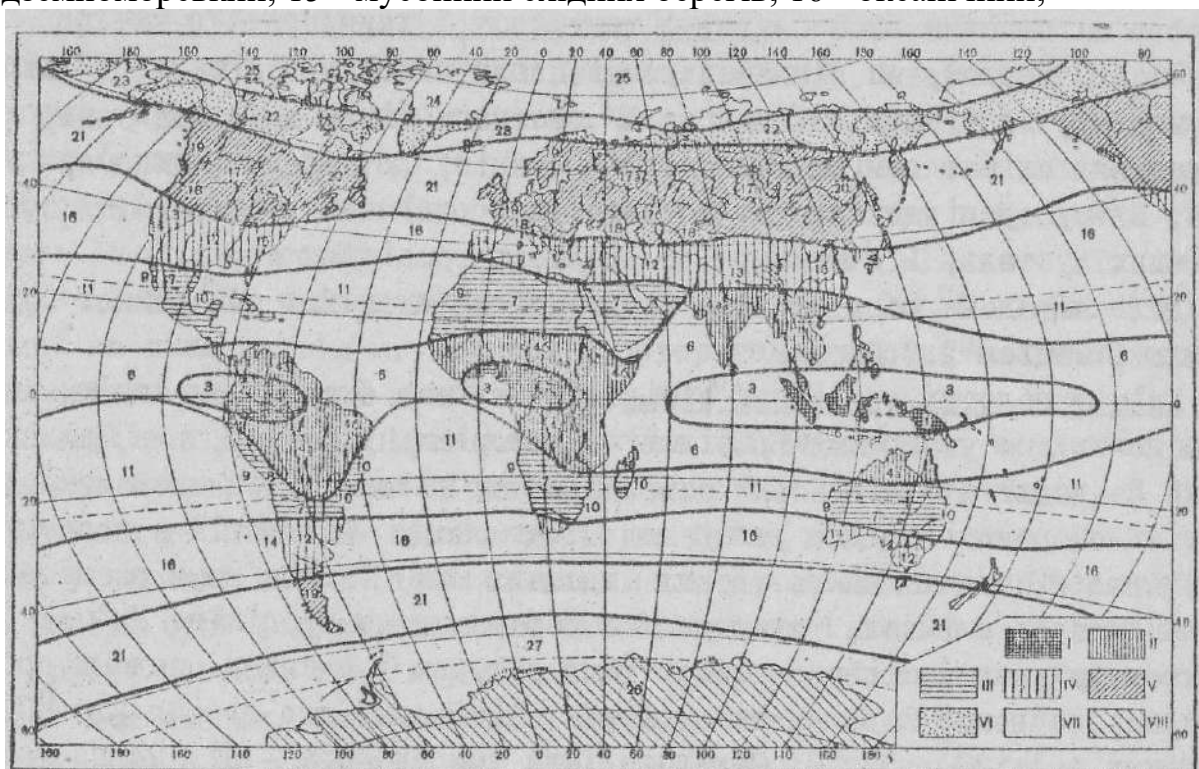
**В.П.Кеппен** виділяє наступні **кліматичні пояси й типи клімату**: 1) пояс вологого тропічного клімату з кліматом вологих екваторіальних лісів і кліматом саван; 2) пояс сухих кліматів з кліматом пустель і кліматом степів; 3) пояс помірно теплового і вологого клімату з типами клімату теплового з сухим літом (середземноморського), теплового клімату з сухою зимою (китайський), теплового клімату рівномірним розподілом опадів протягом року (західноєвропейський); 4) пояс помірно холодного клімату з типами східносибірського клімату з сухою зимою і достатньо вологого у всі місяці клімату Східної Європи і Канади; 5) пояс снігового клімату з кліматом тундр, де температура найтеплішого місяця від 0 до 10°C, і кліматом вічного морозу з від'ємною температурою найтеплішого місяця.

**Генетична класифікація кліматів Б.П.Алісова** ґрунтується на географічних типах повітряних мас та їх циркуляції. В кожній півкулі Б.П.Алісов виділив по чотири **основних кліматичних поясів**: 1) **екваторіального повітря**; 2) **тропічного повітря**; 3) **помірного повітря**; 4) **арктичного (антарктичного) повітря**. В кожному поясі формуються континентальні й морські типи повітряних мас і відповідно кліматів. Крім того, виділено по три **перехідних пояси** в кожній півкулі: **субекваторіальний,**



**субтропічний і субарктичний (субантарктичний)**, де по півроку панують повітряні маси сусідніх поясів (рис. 54).

Система Б.П.Алісова включає наступні **кліматичні пояси й типи кліматів**:  
**екваторіальний** пояс: 1 - континентальний вологих екваторіальних лісів; 2 - високогірний (в Андах); 3 - океанічний (над океанами і островами, в Індонезії);  
**субекваторіальний** пояс: 4 - континентальний; 5 - високогірний;  
6- океанічний;  
**тропічний** пояс: 7 - континентальний; 8 - високогірний; 9 - західних узбереж; 10 - східних навітряних берегів; 11 - океанічний;  
**субтропічний** пояс: 12 - континентальний; 13 - високогірний (мусонний); 14 - середземноморський; 15 - мусонний східних берегів; 16 - океанічний;



**Рис. 54. Кліматичні пояси та області за Б.П.Алісовим: I - екваторіальний; II - субекваторіальний; III - тропічні; IV - субтропічні; V - помірні; VI - субарктичний; VII - арктичний; VIII - субантарктичний і антарктичний.**

**помірний** пояс: 17 - континентальні типи; 18 - високогірний; 19 - західних частин материків; 20 - мусонних східних берегів з відносно холодною зимою; 21- океанічний з відносно теплою вітряною зимою і прохолодним літом;

**субарктичний** пояс: 22 - континентальний з дуже холодною зимою і відносно теплим літом; 23 – океанічний; 5- нехолодною, але дуже вітряною зимою і прохолодним літом;

**арктичний** пояс: 24 - континентальний (наприклад, у Гренландії) з виключно холодною зимою і морозним літом; 25 - океанічний з холодною зимою і туманним сирым літом;

**антарктичний і субантарктичний** пояси: 26 - континентальний клімат внутрішньої Антарктиди з виключно холодною зимою і морозним літом; 27 -

океанічний клімат прибережної Антарктиди з помірно вологим холодним і морозним кліматом зі стоковими вітрами до 15-20 м/с.

**Класифікація кліматів**, яку запропонував академік **Л.С.Берг**, побудована на географічних принципах; кліматичні зони Берга відповідають ландшафтним зонам. Класифікація Берга показує, що між кліматом, рельєфом, ґрунтовим покривом і рослинністю спостерігається тісна взаємодія і зв'язки.

За Л.С.Бергом, на рівнинах розрізняють наступні клімати: 1) вічного морозу; 2) тундри; 3) тайги; 4) листяних лісів помірної зони; 5) мусонний клімат помірних широт; 6) степів; 7) середземноморський; 8) субтропічних лісів; 9) зовнішньо-тропічних пустель; 10) субтропічних і тропічних пустель; 11) саван; 12) вологих тропічних лісів. Далі наведена коротка характеристика кліматичних зон земної кулі за класифікацією Л.С.Берга.

**Клімат вологих тропічних лісів.** Цей клімат охоплює Амазонію, південно-східне узбережжя Бразилії, екваторіальну Африку, п-в Малакку, Великі Зондські й Філіпінські острови, Нову Гвінею, місцями Великі Антильські острови і східне узбережжя Мадагаскару. Території з вологими тропічними лісами не мають чітких широтних меж, інколи вони розміщені біля екватора, а інколи тягнуться на узбережжя до тропіків. Клімат характеризується постійно високою температурою і рясними опадами протягом всього року. Середня температура найхолоднішого місяця +20 °С, а найтеплішого 26 - 32 °С. Середньорічна температура - від 24 до 27°С. Річна амплітуда температури незначна, від 1 до 6 °С. Середня кількість опадів за рік становить 2500-4000 мм, а в окремих місцях і більше. Спостерігається два максимуми опадів, коли Сонце в полудень досягає зеніту, тобто в дні рівнодень, а в проміжні періоди опадів дещо менше. Опади мають зливовий характер і випадають завжди в другій половині дня. Велика кількість сонячної радіації, високі температури протягом усього року, велика вологість і рясні опади створюють дуже сприятливі кліматичні умови для рослинності, яка представлена вічнозеленими лісами з численними ліанами.

**Клімат саван.** Савани (тропічні лісостепи з листопадними і вічнозеленими деревними породами і потужним трав'янистим покривом) займають великі площі в Африці та південній Америці, зустрічаються в Центральній Америці, на Мадагаскарі, в Індостані, на півострові Індокитай, в Північній Австралії, на Гавайських островах.

Клімат залежить від сезонної зміни повітряних мас. Влітку в саванах панує вологе екваторіальне повітря, а взимку - сухе континентальне тропічне повітря і пасати. В зв'язку з цим влітку спостерігається волога тропічна погода зі зливами і грозами, а взимку - засушлива погода. Добова амплітуда, температури влітку незначна, а взимку збільшується. Середня температура найтеплішого місяця 25 - 30°С, а найхолоднішого 15 - 20 °С, річна амплітуда температури до 10 - 12 °С. Річна сума опадів - до 1000 мм, а на навітренних схилах гір збільшується до 2000 мм, а інколи до 10000 мм і більше (на Гавайських островах, біля підніжжя Гімалаїв у м, Черапунджі в Індії).

**Клімат субтропічних і тропічних пустель.** Зона включає до себе пустелі Сахару і Наміб в Африці, пустелі Аравії, Атакаму в Південній Америці, пустелі

в нижній течії р. Колорадо і в Каліфорнії (Північна Америка), пустелі Австралії. Тут панує тропічне континентальне повітря і дмуть пасати. Середньорічна температура повітря в пустелях становить 18-26°C. середня температура найтеплішого місяця 32 - 38°C, а буває і більш 40°C, найхолоднішого місяця - близько 10-15°C, У Північній Африці на південь від м. Тріполі спостерігався абсолютний максимум температури для Земної кулі, а саме +58 °C.

Опадів у пустелях дуже мало, менше 250 мм на рік, а місцями до 100 мм і нижче. В деяких місцевостях на сході пустелі Сахари, в пустелі Атакама та інших за кілька років не буває жодного дощу. Оподи випадають у вигляді злив, іноді сильних, але вони випадкові. Часто бувають пилові бурі з дуже високими температурами і високою сухістю повітря. Крайня нестача опадів разом з високими температурами дуже несприятливі для рослин. Рослинність з'являється тільки після злив, які зволожують ґрунт на короткий час. Там, де близько до поверхні є ґрунтова вода, утворюються оазиси, наприклад, у Сахарі, з фініковими пальмами.

**Клімат пустель помірного поясу (зовнішньо тропічних).** Ця зона охоплює пустелі та напівпустелі Прикаспійської низовини і Середньої Азії, пустелю Гобі, пустелі Великого Басейну і середньої течії р. Колорадо, напівпустелі Східної Патагонії. Характерна велика сухість повітря і значна випаровуваність. Опадів випадає мало 300...250 мм і менше. Влітку жарка, суха, малохмарна погода, а взимку прохолодна, холодна і морозна. В пустелях Середньої Азії середні температури січня збільшуються від -12°C на півночі до +2°C на півдні, а середні температури липня - від 25 до 32°C. Максимальні температури влітку досягають 45-46°C. Відповідно до кліматичних умов рослинність представлена полином, солянками, саксаулом, а культурні рослини вирощують при штучному зрошенні.

**Клімат субтропічних лісів.** Кліматична зона охоплює Південний Схід США, узбережжя Мексиканської затоки, в Південній Америці Парагвай, південно-східну частину Бразилії та Болівію, деякі плоскогір'я Африки, південно-східне узбережжя Чорного моря, південний берег Каспійського моря, північ Індії, південь Японії, Кореї і Китаю, північно-східний берег Австралії, Характерна тепла зима з середніми температурами найхолоднішого місяця вище 2°C. Максимум опадів випадає влітку. Літо жарке, сире. Річна сума опадів перевищує 1000 мм. У рослинному покриві переважають широколистяні ліси з домішкою вічнозелених рослин і ліан.

**Мусонний клімат помірних широт.** До даної кліматичної зони належать Середнє та Нижнє Приамур'я, Приморський край, Сахалін, північ Японії, Кореї і Китаю. В теплу пору року тут випадає велика кількість опадів, через те що влітку панує літній південний і південно-східний мусон, який несе вологе повітря з океану. Взимку мусон несе континентальне повітря з півночі та північного заходу. Це повітря дуже холодне. воно надходить із Сибіру, з великої області Азіатського максимуму. З цим континентальним повітрям пов'язане панування ясної сухої антициклональної погоди. Середня температура січня знижується до -20°C. сніговий покрив незначний. Літо тепле і вологе з середніми температурами найтеплішого місяця 20 - 25°C. Сума опадів

досягає 600-1000 мм за рік і більше. На півдні цієї зони клімат тепліший, наприклад, у Пекіні середня температура січня досягає  $-4,5^{\circ}\text{C}$  а липня  $26,5^{\circ}\text{C}$ .

**Середземноморський клімат** характерний для Середземного моря та його узбережжя, для західних узбереж материків північної та південної півкулі в субтропічному поясі (Тихоокеанські узбережжя Чилі й Каліфорнії, південно-західні берета Африки і Австралії, південний берег Криму і Чорноморське узбережжя від Новоросійська до Туапсе). Типова риса даного клімату - особливості розподілу опадів протягом року. Вони випадають головним чином узимку, а літо сухе. В цілому клімат теплий з достатньою кількістю опадів, річна кількість яких залежно від рельєфу і орографії коливається від 300 до 1000 мм і більше. Зима м'яка, стійкий сніговий покрив не утворюється. Середні температури найхолоднішого місяця вищі за  $0^{\circ}\text{C}$ , а самого теплого  $22 - 28^{\circ}\text{C}$ .

**Клімат степів.** Степи помірного поясу характеризуються прохолодними зимами, а степи субтропічних і тропічних широт - теплими зимами. До перших належать Азово-Чорноморські степи, степи Середнього Поволжя, Передкавказзя, Північного Казахстану, Забайкалля, Монголії, степи Північної Америки, які простягаються зі сходу вздовж Скелястих Гір. Степи з теплою зимою прилягають до периферії субтропічних і тропічних пустель.

У степовій зоні панує континентальне повітря помірних широт, яке влітку трансформується в тропічне повітря. В субтропічних і тропічних степах переважає тропічне повітря, з яким пов'язані високі температури, низька відносна вологість повітря, значна повторюваність засух і суховіїв. У степах помірних широт середні температури найтеплішого місяця досягають  $22 - 24^{\circ}\text{C}$ , а річна сума опадів 200-450 мм, взимку уворюється сніговий покрив висотою в середньому 20-30 см.

У цілому зона степів відрізняється засушливим кліматом, кількість опадів не перевищує 450 мм, хоча місцями сягає 500-550 мм. Максимальна кількість опадів випадає влітку, переважно у вигляді злив, але літо сухе і жарке, випаровуваність приблизно вдвічі перевищує опади.

**Клімат зони листяних і мішаних лісів.** Цей клімат спостерігається в Північній Америці на південь від  $50^{\circ}$  пн.ш. і на схід від  $100^{\circ}$  зх.д, (за винятком південно-східної частини), у Великобританії, в Ірландії, на півдні Скандинавського півострова, в Західній Європі (за винятком Середземномор'я), в Прибалтиці, Білорусії та центральній смузі Європейської території Росії, на півдні Західного Сибіру. В південній півкулі клімат листяних лісів трапляється в нижній течії р. Парани і в басейні р. Уругвай, на південно-східному березі Австралії, у Новій Зеландії. До цієї зони Л.С.Берг включає також природну **зону лісостепів**, перехідну між лісами і степами.

Клімат дуже сприятливий для широколистяних порід, у Західній Європі переважають букові ліси, а в Східній - дубові. Літо тепле, температура найтеплішого місяця  $18 - 20^{\circ}\text{C}$ , а зима не дуже холодна, середні температура найхолоднішого місяця від  $-4$  до  $-10^{\circ}\text{C}$ . У середньому за рік випадає 500-600 мм опадів, але місцями до 1000 мм.

**Клімат тайги.** Зона тайги в північній півкулі займає велику площу. Вона охоплює значні території на Алясці, в Канаді й на півострові Лабрадор на північ

від 50° пн.ш. В Євразії зона тайги займає Скандинавський півострів, Фінляндію, Східно-Європейську рівнину (північніше лінії Санкт-Петербург - Нижній Новгород – Середній Урал), Західний Сибір, Східний Сибір, Камчатку, північ і центр Сахаліну. В південній півкулі на рівнинах такий клімат не зустрічається. Континентальність клімату в Євразії зростає з заходу на схід від помірної до різкої. В цілому для зони характерний континентальний клімат, зима холодна і сувора. Середні температури січня в Північній Америці опускаються до -28 - -30°C, а абсолютний мінімум до -50 °C.

У тайзі Східного і Північно-Східного Сибіру в долинах річок, оточених горами, взимку в антициклональних умовах холодне повітря застоюється і охолоджується, внаслідок чого середні температури січня в районі Якутська нижче -40 °C, а Верхоянська - нижче -50 °C, а абсолютний мінімум сягає -78 °C у Оймяконі. Літо порівняно тепле, середні температури липня зростають від 12°C на півночі до 18...20 °C на півдні зони. В тайзі випадає від 300 до 700 мм опадів за рік, залежно від кількості опадів висота снігового покриву коливається від 30-40 до 80-50 см.

У цілому для тайги характерні помірні температури, значна вологість повітря, достатня кількість опадів, більш тривалий вегетаційний період, ніж у тундрі. Клімат сприяє поширенню хвойних лісів з ялини, ялиці, модрини, сосни, з домішками дрібнолистяних порід (берези, осики, тополі, вільхи).

**Клімат тундри.** Зона тундри займає крайні північні частини материків Євразії та Північної Америки, а також прилеглі до Арктичного басейну острови і острови Субантарктики. Південною межею зони тундри є ізотерми найтеплішого місяця 10 - 12 °C, які обмежують поширення лісів, тому деревні породи тут відсутні. На межі тундри і тайги для **лісотундри** характерні розріджені лісонасадження та рідколісся. Всюди спостерігається **багаторічна мерзлота** різної потужності, існування якої обумовлено від'ємними середньорічними температурами повітря та історичними причинами. В зонах **тундри і лісотундри** протягом року переважають арктичні повітряні маси. Середні температури січня в зоні тундри коливаються від -5 до -35°C, а в липні нижче 12°C. Річна сума опадів близько 200 мм і більше. Зима тривала і холодна, а літо коротке і дуже прохолодне. В лісотундрі температури найхолоднішого місяця досягають -40°C, а найтеплішого 10 - 14°C, а річна кількість опадів збільшується від 200 до 400 мм.

**Клімат вічного морозу.** Цей дуже суворий клімат спостерігається в Арктиці - над льодовою поверхнею Гренландії, на Землі Франца-Йосипа, на півночі Нової Землі й на архіпелазі Північної Землі і в Антарктиді. Протягом довгої полярної ночі в холодну половину року теплоту сюди приносять тільки повітряні маси з більш низьких широт, але витрати теплоти на випромінювання значно більші, внаслідок чого підстеляюча поверхня і повітря сильно вихолоджуються. Середні температура найхолоднішого місяця в Арктиці місяцями знижуються до -40°C.

Влітку в Арктиці Сонце не заходить, триває полярний день, і до земної поверхні надходить значна кількість сонячної радіації, але більша частина її становить розсіяна, в зв'язку з низьким стоянням Сонця, великою хмарністю і

туманами. Крім того, поверхня вкрита льодом і снігом, вона відбиває понад 85% сумарної радіації, а поглинає незначну частину. Теплота витрачається і на танення льоду і снігу, в зв'язку з чим середня температура коливається нижче 0°C. Найтеплішим є атлантико-європейський сектор Арктики, де середні температури січня піднімаються до -13,5 °C на Шпіцбергені та -6,5 °C, на о. Ведмежий, найхолоднішим місяцем є березень, а середні температури липня коливаються від 2 до 10 °C. Азіатський сектор Арктики відрізняється більш континентальним кліматом, з середніми температурами січня нижче -30°C, а липня нижче 0°C і тільки на узбережжі материка 2 - 8°C.

У Гренландії 80% поверхні вкрито льодовиками, потужність льоду в центрі острова досягає 3400 м. Якщо лід розтопити, рівень Світового Океану підніметься на 7 м. Над льодовиковим щитом Гренландії середня температура найтеплішого місяця на висоті біля 3000м дорівнює -13°C, а найхолоднішого - -49°C, хоча бувають морози до -65°C. На узбережжі клімат менш суворий, південне узбережжя вільне від льоду, тут середня температура найхолоднішого місяця (лютого) дорівнює -5,5 °C, а найтеплішого +6 - 10°C.

В Антарктиді, яка повністю вкрита льодом, потужність якого більш 4000м, клімат найхолодніший. Сніговий покрив льодовиків відбиває величезну кількість радіації і весь час випромінює теплову радіацію за умов панування малохмарної та ясної антициклональної погоди. Середні температури найхолодніших місяців (липня і серпня) понижуються від -18 - -25°C на узбережжі до -50 - -70°C і нижче в центральних районах. Абсолютний мінімум досягає -89°C. Найтеплішими місяцями в Антарктиді є грудень і січень, середні температури цих місяців на узбережжі близько -5 °C, але при віддаленні від берегів швидко падають до -28°C і на Полюсі недоступності і на станції «Восток» становлять -35 - -40°C. На узбережжі Антарктиди випадає 400-600 мм опадів за рік, а на внутрішніх плато близько 50 мм і менше. Оподи випадають виключно в твердому стані. Клімат Антарктиди впливає майже на всю Південну півкулю і відбивається на кліматі всієї Земної кулі.

## 10.6. Зміни і коливання клімату

Вся природа Землі перебуває в процесі безперервних змін і розвитку. Зміни клімату відбуваються в тісному взаємозв'язку і взаємодії з іншими компонентами географічної оболонки. Показниками змін клімату в геологічному минулому є викопні флора і фауна, пилок доісторичних рослин, ознаки процесів вивітрювання і нагромадження осадових відкладів, розподіл суші й моря в різні геологічні епохи, рельєф тощо. Питання про клімат геологічного минулого розглядаються в історичній геології та палеонтології, а в цій книзі наведено лише деякі відомості.

**Мінливість** клімату – це відносно короткочасні обернені зміни з періодом менш 25 років. **Колівання** клімату мають інтервал більш 20 років, якщо вони обернені, це коливання обумовлені взаємодією океану, атмосфери і полярних льодів і за 10 тис.років після останнього зледеніння.

**Зміни клімату** – це довготривалі не обернені коливання.

**Геологічні дані** свідчать про дуже глибокі зміни клімату: протягом сотень мільйонів років докорінно змінювалися положення суші і моря, орографії, розподіл океанічних течій, вулканічна діяльність, склад атмосфери, міг змінитися і вплив Космосу.

При вивченні органічних і не органічних викопних ознак кліматів виходять з принципу актуалізму, тобто з положення, що в минулому існували такі самі зв'язки флори, фауни, вивітрювання, ґрунтоутворення з кліматом, які існують зараз. Наприклад, коралові рифи утворяться в мілководних тропічних морях. Місцезнаходження потужних товщ морських вапняків і коралових рифів в шарах кембрію Центральної Європи, наприклад, свідчить про більш теплий клімат, який існував у даних широтах. В горизонтах бурого вугілля в Європі трапляються рештки таких теплолюбних рослин, як пальми. Родовища кам'яного вугілля є і в Антарктиді. Ознаками теплого клімату є також величезні розміри викопних видів плазунів. Про холодний клімат свідчить незначне хімічне вивітрювання з великою кількістю уламкового матеріалу в відкладах. Моренні відклади, викопні льоди, а також відповідні флора і фауна є показниками ландшафтів пов'язаних із зледеніннями.

З сухими аридними періодами зв'язані відклади солей, особливо коли клімат жаркий. Родовища викопних солей на Землі змінюють положення протягом геологічних періодів. Явища пустельного вивітрювання, переносу пісків, дюноутворення можна простежити в геологічних шарах. Сухі періоди визначаються також за рештками ксероморфної рослинності й степових тварин.

Для вологого клімату характерні такі ознаки, як інтенсивне хімічне вивітрювання та його продукти (каолін, залізні, марганцеві та бокситові руди), а також формування торфу, кам'яного вугілля, рештки буйної деревної рослинності.

Існують спроби **реконструкції кліматів геологічного минулого**. Найбільш розроблені уявлення про зміну кліматів четвертинного періоду (плейстоцену), а про більш давні геологічні епохи наявні відомості більш загального характеру. Протягом останнього мільярда років клімат Землі в помірних і високих широтах був в основному теплішим, льоди протягом переважаючої частини даного періоду були відсутні, кліматична зональність не була виражена так чітко, як нині, тропічна флора була поширена до високих широт. На фоні цього теплого клімату неодноразово відбувалися порівняно короткочасні похолодання протягом кількох сот тисяч або мільйонів років. В ці періоди кліматична зональність ускладнювалась, посилювалися контрасти між високими полярними і тропічними широтами. Останнім таким холодним періодом був четвертинний, під час якого льодовикові епохи змінювалися міжльодовиковими. Від початку першого покривного четвертинного зледеніння минуло 600-700 тисяч років, а останнє закінчилось 10-12 тисяч років тому. Ми живемо у міжльодовиков'ї, хоча великі площі Землі в полярних широтах перебувають під льодовиковим покривом.

Існують гіпотези, які пояснюють зміни клімату впливом космічних, астрономічних та геологічних факторів. Серед **космічних факторів** називають коливання сонячної постійної внаслідок безпосередніх змін інтенсивності

сонячного випромінювання та його спектрального складу залежно від еволюції Сонця, а також в зв'язку з тим, що Сонячна система на своєму шляху у космічному просторі зустрічала більш або менш прозорі ділянки для проходження сонячної радіації.

Гіпотези, які зважають на дію **астрономічних факторів**, пояснюють коливання клімату змінами деяких астрономічних положень Землі. Наприклад, **нахил площини земного екватора** до площини земної орбіти (екліптики) змінюється від  $22,068$  до  $24,568^\circ$  з періодичністю близько 41000 і 200000 років. Земна орбіта має форму еліпса, в одному з фокусів якого міститься Сонце. Співвідношення великої та малої осей, тобто **ексцентриситет земної орбіти** змінюється від 0,0007 до 0,0658 (нині 0,017) з періодом приблизно в 90425 і 1200000 років. При зменшенні ексцентриситету орбіта стає близькою до кола, і відстань до Сонця взимку і влітку змінюється. Третій астрономічний фактор – прецесія - це **зміни положення точки весняного рівнодення** на орбіті, яка обходить орбіту приблизно за 21000 років, що спричиняє коливання сонячної радіації за окремі сезони року. В кожній півкулі теплий і холодний сезони року припадають послідовно на положення землі на орбіті то в перигелії то в афелії, в теперішній час перигелій в північній півкулі настає зимою а в південній півкулі літом. Циклічність названих факторів приводить до протилежної дії кожного з них або до збігання і взаємопідсилення одного фактора іншими (рис. 55).

Більшість гіпотез основною причиною змін клімату вважають **зміни характеру підстеляючої поверхні** - розподіл суші і моря, зміни абсолютної висоти над рівнем моря, берегової лінії, рельєфу, рослинного покриву. Одна з гіпотез пояснює причину коливань клімату переміщення



полюсів Землі, інші гіпотези - **рухом літосферних плит** і материків, внаслідок цього змінювалося положення географічних широт, материки перебували то біля полюса, то в теплих широтах біля екватора. Ця гіпотеза дозволяє пояснити такі явища, як наявність решток тропічних рослин в полярних і субполярних широтах та наслідків полярного клімату в тропіках. Стає зрозумілим, що кам'яне вугілля з рештками рослин вологого тропічного клімату на архіпелазі Шпіцберген не могло утворитися за умов полярної ночі, а відбулося тоді, коли цей архіпелаг був у відповідних широтах, значно віддалених від полюса.

Існують гіпотези, які пояснюють коливання клімату **змінами газового складу атмосфери**, особливо кількості вуглекислого газу, який пропускає короткохвильову сонячну радіацію до земної поверхні, а затримує і поглинає довгохвильове теплове випромінювання Землі, що сприяє підвищенню температури земної поверхні. Деякі гіпотези вважають, що ймовірними факторами змін клімату були періоди підсилення **вулканічної діяльності**,



внаслідок чого зменшувалася прозорість атмосфери, але водночас зменшувалось і ефективно випромінювання.

У **післяльодовиковий час** за останніх 11000 років теж відбувалися зміни клімату. Спочатку кліматичні умови поліпшились від прохолодного клімату до теплого і сухого, що сприяло поширенню лісів. Потім настав кліматичний оптимум атлантичного періоду голоцену (8000-4500 р.т.), коли широколистяні ліси досягли максимальної площі в межах від лісової до степової зон. У лісах Східно-Європейської рівнини в цей час панували дуб, ліщина і в'яз. Середні річні температури повітря під час кліматичного оптимуму були майже на 3 °С вищими за сучасні. Після цього знову почалося похолодання за період 4500-2500 р.т., з коливаннями зволоження і збільшенням ступеня континентальності клімату та більш теплим і вологим кліматом за останніх 2500 років.

В **історичний період** до природних свідочств про зміни клімату (наступання і відступання льодовиків, розростання торф'яників, зміни стану озер і річок, нагромадження стрічкових глин в озерах, зміна товщини кілець деревини) приєднуються археологічні дані про умови життя і діяльність людини. Крім того, фольклорні та літературні пам'ятки, особливо літописи, містять описи різних явищ погоди і клімату, стану рік, інших природних процесів. За **літописними і археологічними даними** встановлено, що протягом 5000 років до н.е. сухий і теплий клімат кілька разів змінювався на вологий і прохолодний з періодичністю 800-900 років (повний цикл близько 1700 років). Ці зміни Г.К. Тушинський і А.В. Шнітніков пов'язують з циклічними змінами припливотворної сили Місяця і Сонця,

Визначено, що в X-XIII ст. клімат Європи був більш м'яким і сухим, ніж сучасний, льодовики мали найменше поширення, в Гренландії було розвинуто скотарство. В XV-XVI ст. почалося похолодання. В XVI - XVIII століттях зростала площа гірських льодовиків та зледеніння Гренландії і Арктики. Це «Малий льодовиковий період» від початку 17-го до кінця 19-го століття, з льодовою блокадою Ісландії і Великобританії. У цей період загинули колонії норманів у Гренландії і припинялося розведення винограду в Англії.

За останні 100-200 років проведені інструментальні метеорологічні спостереження. Інструментальна епоха почалася з 17-го століття, регулярні спостереження за температурою з 18 століття, а за іншими метеорологічними елементами з XIX століття. В XVII-XIX ст. клімат був холодним і вологим, льодовики наступали. У 50-х або 70-х роках XIX ст. почалося сучасне потепління клімату, про що свідчать інструментальні спостереження на більшій частині земної поверхні. Свого максимуму потепління досягло в 1930-1941 рр. Середньорічні температури в Східній Європі підвищилися за період 1881-1995 рр. на кілька десятих долей градуса, а в Петербурзі на 1,1 °С; зменшилася також континентальність. В Західній Європі середня температура зими збільшилась на 2,5 °С з кінця XIX ст. до 1920 р., а в Арктиці зазначено зростання середньорічної температури за цей самий період на 2 °С і в Гренландії більш як на 3 °С. Сучасне потепління супроводжували істотні зміни природи, особливо площі зледеніння, з'явилися теплолюбні риби в Баренцовому та Карському морях. Водночас з потеплінням у високих широтах на півдні почалося падіння

рівня Каспійського моря, рівень якого з 1930 по 1976 р. упав на 2м внаслідок зменшення опадів у басейні Волги, а з 1980-х до 2000-х років знов піднявся.

Причини названих коливань клімату криються в змінах системи загальної циркуляції атмосфери. Виявлено тісні зв'язки між коливаннями загальної циркуляції й клімату протягом кількох десятків років. Яка ж причина коливань загальної циркуляції? Причину шукають переважно в змінах сонячної активності. В змінах клімату чітко проявляються 11- і 80-річні цикли, які відповідають основним ритмам коливань сонячної активності. Можливо, до тих циклів приєднуються й періодичні зміни швидкості обертання Землі, які впливають на силу Коріоліса. Зв'язки клімату та загальної циркуляції з сонячною активністю встановлені тільки статистично, а механізм впливу ще не вивчений, хоча відомо, що сонячна активність безпосередньо впливає на фізичний стан іоносфери.

Великий вплив на місцевий клімат і мікроклімат чинить господарська діяльність людина, яка розглядається зараз як **антропогенний фактор клімату**. Дія цього фактора відбивається в додатковому надходженні теплоти в атмосферу, вуглекислого газу та аерозолів при спалюванні великої кількості палива, а також у змінах характеру земної поверхні та її відбиваючої і поглинаючої властивості, особливо в змінах рослинного покриву. Продукти викиду літаків впливають на озоновий шар, підсилюючи тим самим ультрафіолетову радіацію. Випробування ядерної зброї також негативно впливає на погоду і клімат. Всі антропогенні причини спричиняють територіально обмежені, але помітні зміни місцевого клімату. Наприклад, для клімату міст, особливо великих, характерні такі відміни: 1)прямі викиди тепла і зміни радіаційного режиму, 2)викиди газів, аерозолей і диму, 3)зміни теплового балансу за рахунок зменшення випаровування і прискорення стоку, 4)збільшення кількості опадів, туманів і фотохімічного смогу; 5)утворення інверсій у холодну безвітрєну погоду взимку.

Сучасні антропогенні впливи не можуть внести змін у клімат у планетарному масштабі, для цього потрібні значні зміни орографії, океанічних течій, льодовиків тощо. Існують напівфантастичні проекти змін клімату шляхом широкомасштабного втручання. Це проекти перекриття Берингової протоки та різноманітних гребель у Світовому океані, проекти знищення льодяного покриву Арктичних морів, проекти знищення гірських хребтів або створення штучних заслон для повітряних мас. Але неможливо спрогнозувати наслідки таких змін для інших районів Землі. Наприклад, від танення льодяного щита Гренландії в океан поступить такий об'єм води, що рівень підніметься на 6-7 метрів і затопить всі освоєні і заселені узбережжя.

Для прогнозування змін клімату на майбутнє необхідна **єдина геофізична теорія клімату**, для розробки якої потрібні об'єднані зусилля різних спеціалістів - метеорологів, кліматологів, океанологів, гідрологів, геофізиків, астрономів, математиків, фізиків, біологів; палеогеографів, економістів. Для вирішення проблем обумовлених коливаннями клімату Землі проводяться Всесвітні метеорологічні та кліматологічні конгреси.

## РОЗДІЛ ІІІ. ГІДРОСФЕРА

### Глава І. СКЛАД І БУДОВА ГІДРОСФЕРИ

#### 1.1. Походження гідросфери

Однозначного визначення поняття гідросфери немає. Серед численних визначень досить вдалим є таке: гідросфера - це вся хімічно не зв'язана вода на Землі (океани, моря, озера, ріки, підземні води, сніговий покрив і льодовики).

Походження гідросфери пояснюється гіпотезою про первинно холодний стан Землі, що утворилася з газопилової речовини Галактики, в якій містилася певна кількість води у вигляді льодового пилу. Відомо, що в складі комет наявний лід у вигляді брил.

Згідно з сучасними уявленнями гідросфера і атмосфера утворилися внаслідок диференціації речовини Землі на оболонки. Через розігрів первинно холодної Землі відбувалася дегазація мантії й виділення з неї води, тобто при розігріві речовини мантії здійснювалося виплавлення легкоплавкої фракції силікатів, яка при підході до поверхні насичується легкоплавкими і легколеткими речовинами. Основну масу їх становила вода. Переважання води пояснюється і тим, що вона більше, ніж інші гази і пара, поглинається силікатним розплавом. Внаслідок гравітаційної диференціації легкоплавка фаза речовини рухається до поверхні Землі разом з розчиненими в ній газами. Остигаючи, легкоплавкий розплав розкладається на 2 фази: силікатну і водну. Разом з водою конденсувалися і гази, що розчинюються в морській воді (*HCl*, *HF*, *HJ*, *CO<sub>2</sub>* та ін.). Отже, на земну поверхню надходив розчин, що містив різні складні сполуки. Цей ювенільний розчин і утворив водну масу первинного океану, який покривав усю земну поверхню. Інша частина газів, що не розчинялися або слабо розчинялися у воді, не конденсувалася, а залишалася у газоподібному стані й утворила первинну атмосферу.

А.П.Виноградов вважає, що утворення гідросфери пов'язане з виплавленням базальтів з верхньої мантії шляхом дегазації під час вулканічних вивержень. Саме так на поверхню Землі надійшло близько 5% води від всієї маси базальтів. Вважають, що кількість вода в океані весь час збільшується, бо процес утворення земної кори йде безперервно.

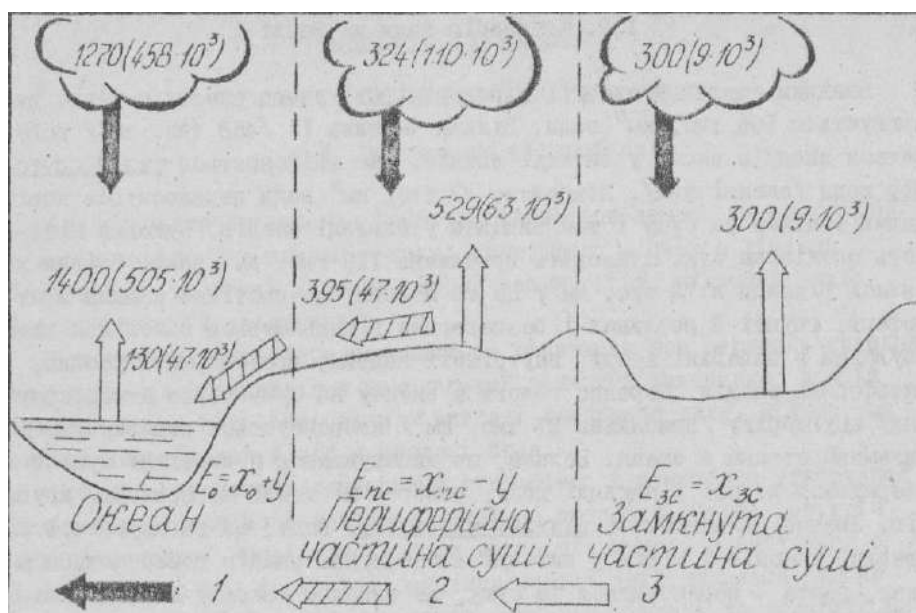
Таким чином, рівень океану (внаслідок виплавлення базальтової речовини земної кори і дегазації мантії) підвищується із швидкістю приблизно 1 мм за 1000 років при площі океану, близькій до теперішньої. В основному океан сформувався, очевидно, вже на початку створення планети.

#### 1.2. Кругообіг води на Землі

Завдяки сонячній енергії з поверхні Світового океану щорічно випаровується 505 тис. км<sup>3</sup> води. Більша частина їх (458 тис. км<sup>3</sup>) повертається знову в океан у вигляді опадів. Так здійснюється **малий кругообіг води** (океанічний). Приблизно 47 тис. км<sup>3</sup> води переноситься повітряними течіями на сушу і там випадає у вигляді опадів. Сумарна кількість опадів на суші становить приблизно 119 тис. км<sup>3</sup> води. Звідки ж взялася різниця в 72 тис. км<sup>3</sup>?

Це та волога, що постійно наявна в атмосфері, ґрунті й рослинах і безперервно відновлюється внаслідок випаровування з поверхні землі, внутрішніх водойм, транспірації рослин, атмосферних опадів. Перенос вологи з океану на сушу через атмосферну ланку кругообігу (приблизно 27 тис. км<sup>3</sup>) компенсується поверхневим і підземним стоком в океан. Волога, що випарувалася з поверхні суші й повернулася до неї у вигляді дощу, утворює місцевий материковий кругообіг. Значно складнішим є **великий кругообіг**. Води, що випарувались з поверхні океанів і морів у вигляді атмосферних опадів повертаються в океан, решта - переноситься на сушу, де випадає також у вигляді опадів. Частина цієї вологи просочується в ґрунт, утворюючи підземні води, частина стікає по земній поверхні, утворюючи струмки й ріки, решта - знову випаровується. Повернена таким чином в атмосферу волога повітряними течіями переноситься далі, де знову випадає на поверхню у вигляді опадів, випаровується, стікає тощо, здійснюючи ряд малих кругообігів. Скільки б не повторювався процес випадання опадів на земну поверхню і їх наступного випаровування, врешті води, принесені повітряними течіями на сушу, стікаючи, знову потрапляють в океан, завершуючи великий кругообіг води на Землі (рис. 56). Незначна частина цього об'єму води здійснює кругообіг в межах безстічних областей (9 тис. км<sup>3</sup> за рік). Особливістю цього кругообігу є те, що вода з безстічних областей потрапляє до океану шляхом переносу її звідти повітряними потоками.

Для здійснення кругообігу води витрачається приблизно 22% всієї сонячної енергії, що досягає земної поверхні. Кругообіг води в природі нагадує парову машину. Роль котла в ній відіграє океан, топки - Сонце, робочий циліндр - це атмосфера, де пара охолоджується і знову потрапляє на земну поверхню. Морські й повітряні течії виконують роль труб, калориферів, по яких вода перекачується знову в котел.



**Рис. 56. Схема кругообігу води** (за Богословським Б.Б. та ін., 1984). Цифри на рисунку - значення відповідних елементів світового водного балансу (без дужок - в мм. в дужках - в км<sup>3</sup>); 1 - опади; 2 - річковий стік; 3 - випаровування.

Ця схема кругообігу води відбиває головні риси даного складного процесу, проте не всі деталі охоплюються цієї схемою. А для практичних потреб необхідні детальніші відомості про процес надходження і витрат вологи. Вони потрібні для гідромеліоративних оцінок, для створення водосховищ та ін.

Основні складові вологообігу над деякою територією (рис. 57):  $Q_1$ , - кількість вологи, що надходить в межі даної території;  $Q_x$  - кількість атмосферних опадів;  $Q_z$  - випаровування;  $Q_y$  - річковий стік;  $Q_z$  - кількість водяної пари, що виноситься за межі даної території.

$$Q_y = Q_x + Q_z$$

Опади  $Q_x$ , що випадають на даній території, складаються з двох частин:

$Q_x^3$  - опади з водяної пари, принесеної на дану територію ззовні;  $Q_x^m$  - опади з водяної пари, що виникла внаслідок місцевого випаровування.

$$Q_x = Q_x^3 + Q_x^m$$

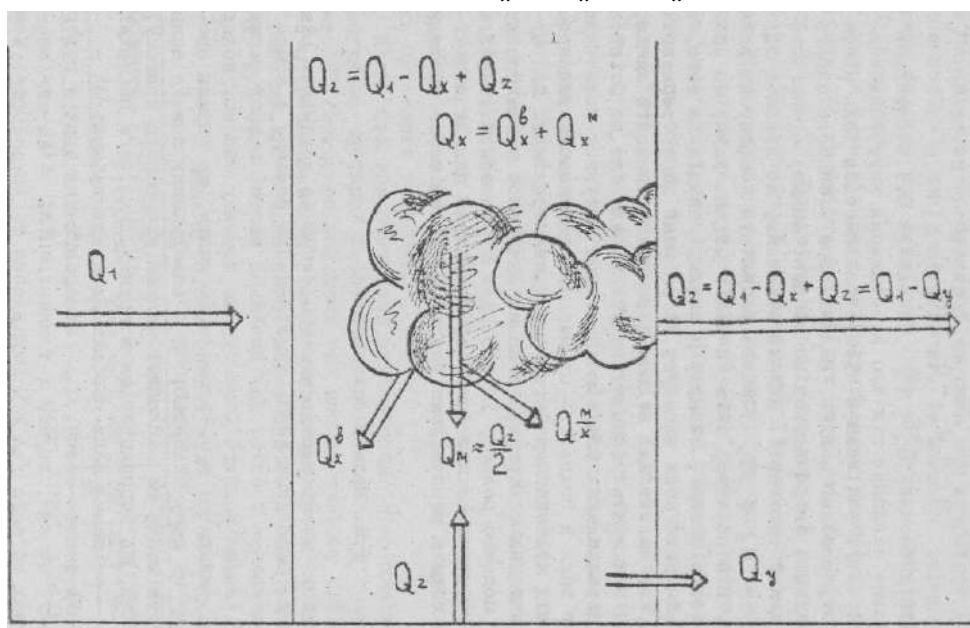


Рис. 57. Основні складові внутрішньоконтинентального вологообігу (за Чеботарьовим О.І., 1975).

Тоді рівняння стоку можна записати так:

$$Q_x^3 + Q_x^m + Q_y + Q_z$$

Визначення співвідношення  $Q_x^3 : Q_x^m$ , зазначає О.І. Чеботарьов (1975), складає головне завдання під час дослідження внутрішньоконтинентального вологообігу, оскільки в ньому проявляється роль місцевого випаровування в утворенні опадів. Водяна пара місцевого випаровування за рік частково витрачається на місцеві опади, а частково виноситься за межі даної території. Знаючи величини, що входять до рівняння  $Q_x^3 + Q_x^m = Q_y + Q_z$ , можна визначити коефіцієнт вологообігу  $Q_x : Q_x^3$ . Він показує, скільки разів водяна пара, що надійшла на дану територію ззовні, випадає у вигляді опадів до того, як повітряні потоки і річковий стік винесуть їх за межі даної території. Підрахунки свідчать, що навіть для відносно великих територій опади, стік і

випаровування складають незначну величину відносно до всієї кількості води, що переноситься повітрям протягом року.

Отже, **кругообіг води в природі** - це безперервний замкнений процес переміщення вологи під дією сонячної теплоти і сили тяжіння. Він зумовлює надходження води на материки, де вона розчинює і механічно руйнує гірські породи, моделює рельєф. Багато води міститься в земній корі, в тому числі в ґрунтах, що має виняткове значення для їх родючості. Величезна роль води в розвитку та існуванні органічного життя на Землі.

### 1.3. Водний баланс Землі

Будь-який кругообіг можна виразити математично за допомогою рівняння водного балансу. Основними елементами водного балансу є атмосферні опади, випаровування і стік. Для довільно взятої певної території можна скласти рівняння водного балансу, де частину балансу вологи, що надходить, будуть складати:  $x$  - атмосферні опади, що випали протягом певного періоду на дану поверхню;  $y_1$  - поверхневий притік води ззовні;  $W_1$  - кількість води, що надходить шляхом підземного притоку;  $Z_1$  - кількість вологи, що конденсується в ґрунті й на його поверхні. Витрата вологи:  $y_2$  - стікання води поверхневими водотоками;  $W_2$  - відтік води шляхом підземного стоку;  $Z_2$  - випаровування води з поверхні води, снігу, льоду, рослин, ґрунту і транспірація;  $\Delta u$  - зміна кількості води в межах об'єкта (за В.М.Михайловим та ін., 1991). Тоді загальне рівняння водного балансу для довільного контура і довільного проміжку часу буде мати такий вигляд:  $x + y_1 + W_1 + Z_1 = y_2 + W_2 + Z_2 + \Delta u$ .

Переважає над прибутковою частину над витратною буде збільшувати запаси води в даній місцевості. І, навпаки, перевищення витратної частини балансу над прихідною може бути лише внаслідок зменшення запасів вологи.

Кожен член рівняння водного балансу необхідно по можливості точно виміряти, їх виражають у розмірах шару (мм, см, м) або в об'ємних одиницях ( $m^3$ ,  $km^3$ ). Опади можна виміряти точно і досить детально. Роль конденсації незначна і систематичні її виміри не ведуться. Безпосереднє вимірювання витрат вологи на випаровування з поверхні вода, снігу, ґрунту, рослин та на транспірацію пов'язане з певними труднощами. Стік можна виміряти досить точно. Підземний водообмін здебільшого не враховується, по-перше, через його незначну величину, по-друге, через значну складність його визначення. Зміна запасів вологи враховується наближено. Отже, тільки опади і стік можуть бути виміряні безпосередньо з достатньою точністю, решта членів рівняння водного балансу, як правило, визначається приблизно.

Метод водного балансу широко застосовується при формуванні стоку води в річкових басейнах, визначенні режиму льодовиків, коливання рівня озер, морів тощо. З практичною метою з рівняння водного балансу часто виключають ті члени, які не можна вірогідно виміряти чи обчислити і які не мають суттєвого значення.

Кількість придатних для використання поверхневих і підземних вод (прибуткову частину) і потреба у воді народного господарства на певній

території (витратну частину) при несприятливому співвідношенні ресурсів і потреб виражають у формі водогосподарського балансу.

Про водний баланс землі можна судити з наведених даних у таблиці 9.

**Таблиця 9. Водний баланс земної кулі та її окремих частин**  
(за Б.Б. Богословським та інш. 1984).

Область	Площа млн. км <sup>2</sup>	Опади		Випаровування		Стік	
		тис. км <sup>3</sup>	Мм	тис. км <sup>3</sup>	мм	тис. км <sup>3</sup>	мм
Світовий океан	361	458	1270	505	1400	47	130
Периферійні частини суші	119	110	924	63	529	47	395
Замкнені частини суші	30	9	300	9	300	-	-
Вся суша	149	119	800	72	485	47	315
Вся земна куля	510	577	1130	577	1130	-	-

## Глава 2. СВІТОВИЙ ОКЕАН

### 2.1. Дослідження океанів і морів

Світовий океан займає 361 млн.км<sup>2</sup> або 71% площі земної поверхні.

Розвиток знань про Світовий океан був пов'язаний з територіальними відкриттями. З ХУІІІ ст. почалися систематичні наукові дослідження океанів, наприклад, кругосвітні експедиції Д.Кука (1768-1771, 1772-1775, 1776-1780 рр.), в яких брали участь вчені різних спеціальностей. Брали участь вчені і в першій кругосвітній експедиції росіян під керівництвом І.Крузенштерна та Ю. Лисянського (1803 – 1806р.р.), експедиціях О.Коцебу (1815-1818, 1823-1826р.р.), Ф.Беллінсгаузена і М.Лазарєва (1819-1821р.р.), Ф.Літке (1826-1829р.р.).

Першою експедицією глобального масштабу були дослідження на британському судні "Челленджер" у 1872-1876 рр. А в ХХ ст. дослідження Світового океану набрали широкого розмаху. Проте дорожнеча та великий обсяг цих досліджень зумовили міжнародне співробітництво в океанології. У 1902 р. була організована Міжнародна рада з вивчення моря, членами якої були вчені ряду країн, вироблена і впроваджена стандартна методика експедиційних досліджень. На початку 20-х років з'явився ехолот, що прискорив виміри глибин в сотні разів. На основі цих вимірів складались карти дна.

З дрейфу станції "Північний полюс-І" в 1937 р. радянські вчені почали фундаментальні дослідження Північного Льодовитого океану та його морів. Була вдосконалена теорія дрейфу льоду (Зубов М.М., Щулейкін В.В., 1938). Багатий матеріал зібраний під час дрейфу криголаму "Седов" (1937-1940 рр.).

Після Другої світової війни розвиток океанології характеризується інтенсивним використанням різноманітних ресурсів Світового океану в економіці. В океанології застосовують сучасні методи досліджень, в тому числі

глибоководні й космічні. Все ширше розгортається міжнародне співробітництво в дослідженні океану, наприклад, дослідження за програмою Міжнародного Геофізичного року (1957- 1958 рр.).

Почалося геологічне вивчення дна. Першу глибоководну свердловину пробурено американцями в Атлантичному океані у 1960 р. поблизу о. Гваделупа. У 1960 р. створено Міжнародну океанографічну комісію МОК, яка з 1970р. стає спеціалізованою установою ООН, її завдання: наукові дослідження і вивчення можливостей раціонального використання ресурсів океану.

У 1975 р. створено єдину світову систему океанологічних станцій що забезпечує міжнародний обмін інформацією.

МОК і Міжнародна географічна організація (Монако) в 1976 р. видають "Генеральну карту глибин океанів", перший аркуш якої охоплює північну частину Індійського океану і Середземномор'я.

Стала краще відома геологічна будова дна океану. За програмою глибоководного буріння судном "Гломар Челленджер" пробурено на дні океану близько 500 свердловин.

Нині океан досліджують десятки науково-дослідних суден, оснащених найновішими приладами та апаратурою, використовуються підводні, зокрема глибоководні апарати. Вперше на глибину 3150 м на батискафі "Трієст" опустився швейцарський вчений О.Пікар зі своїм сином у 1953 р. А в 1960 р. І.Пікар разом з американським дослідником опустилися на дно Маріанського жолоба. Використовуються і підводні апарати без людей, які можуть працювати на різних глибинах, навіть до 7000 м. Функціонують апарати, куди передаються команди гідроакустичним шляхом. Вони мають двигуни і можуть здійснювати незначне автономне плавання. Багато підводних апаратів обслуговують морські нафто- і газопромисли, військово-морські флори різних країн.

Успішно вивчають океан і з космосу. Так, температуру води вимірюють з точністю до 1°C, а силу приповерхневого вітру - з точністю до 1 м/с. З космосу визначають характер поверхні океану, теплові поля, льодовитість, внутрішні хвилі довжиною від кількох сотень метрів до кількох кілометрів.

Досить перспективним є вивчення з супутників океанських вихорів та кільцевих утворень - рингів. Дрібношсштабні вихори діаметром 12-32 км багаторазово простежувались в Мексиканській затоці з орбітальної станції "Скайлеб" у 1974 р. Вихори діаметром приблизно 100 км спостерігались на північному краю Гольфстріму у 1977 р.. Радянський супутник "Космос-184" зафіксував вихори як з циклонічною, так і з антициклонічною циркуляцією. Вихор розміром 400х600 км був виявлений у 1978 р. у зоні Сомалійської течії.

У ХХ ст. в Світовому океані зроблені значні відкриття. Це насамперед стосується органічного світу. Ще в 1938 р. поблизу Коморських островів був вилонений живий целокант (латимерія) довжиною 2м і масою 100 кг. який вважався вимерлим наприкінці крейдового періоду. Це була біологічна сенсація століття. У 1952 р. датське судно "Галатея" підняло з глибини 4000 м живих молюсків класу моноплакофора. які, на думку вчених, жили з кембрію по девон. Радянськими вченими в Охотському морі, а потім у тропіках Тихого та Індійського океанів виявлено новий тип тварин - погонофори. Пізніше їх було



знайдено в Атлантичному океані. Поки що це єдиний тип, відкритий в ХХ ст. В 1973 р. в жолобі Кайман виявлене нове сімейство морських зірок - кайманостелліди. Крім того, вчені вважали, що життя на великих глибинах неможливе. Проте радянське судно "Витязь" протягом 17 років досліджень виловило з глибин понад 6000 м 286 видів тварин. Біля Галапагоських островів американськими вченими, відкриті оазиси життя в придонних шарах, де температура становить 15°C у той самий час, як для цих глибин характерна температура 2-4°C. У цих оазисах видовий склад досить різноманітний. На думку американських біологів, у цих оазисах наявні не встановлені нові таксони до типа.

У Світовому океані виявлено нові циркуляційні системи. Так, в 60-х роках дослідниками ряду країн, і насамперед американцями, в Тихому океані було визначено течію Кромвелла, яка проходить під Південно-пасатною течією на схід із швидкістю 1,5 м/с, товщиною 300 м, шириною понад 300 км. Ця течія симетрична відносно екватора і пересікає весь Тихий океан. У 1959 р. експедиція на судні "М.Ломоносов" виявила в Атлантичному океані аналог течії Кромвелла на глибині 75 м з швидкістю 80 см/с. Ця підповерхнева течія пересікає вздовж екватора весь океан із заходу на схід і названа на честь корабля іменем Ломоносова. А в 1959-1960 рр. експедиція на судні "Витязь" виявила глибинну протитечію на екваторі в Індійському океані. У 1969 р. відкрито Антіло-Гвіанську протитечію ширшого 200 км, глибиною від 200 до 1000 м, довжиною близько 3500 км.

В океанах на великих просторах виявлено синоптичні вихори, подібні до циклонів і антициклонів в атмосфері. Інструментально засфіксовано кілька синоптичних вихорів діаметром 100 км і більше, які рухалися на захід.

В 1946 р. був відкритий підводний звуковий канал, тобто шар води, в якому звуковій хвилі поширюються на дуже далекі віддалі. Глибина осі цього каналу 1000-1200 м.

Ще в 1955 р. О.К.Леонт'єв зробив перший висновок про єдину систему серединно-океанічних хребтів. Численними дослідженнями до 70-х років була простежена ця глобальна система.

Такий далеко не повний перелік відкриттів у Світовому океані в ХІ ст. Дослідження океану тривають і ще багато таємниць чекають на відкриття.

## **2.2. Фізико-хімічні властивості океанської води**

До таких властивостей належать насамперед: солоність, щільність, тиск, стисливість, оптичні й акустичні властивості.

**Солоність.** Океанська вода за хімічним складом є слабим (4%) розчином. У ній розчинені всі елементи, відомі на Землі, насамперед перші 20 елементів Періодичної системи Менделєєва. До складу океанської води входять гази (переважно у вигляді молекул), солі - у вигляді іонів, комплексів і молекул, органічні речовини - у молекулярних і високомолекулярних сполуках і в колоїдному стані. Солоність визначається як маса в грамах всіх твердих мінеральних розчинених речовин, що містяться в 1 кг морської води за умови, що бром та йод заміщені еквівалентною кількістю хлору; всі вуглекислі солі

переведені в оксиди, а всі органічні речовини спалені при температурі 480 °С. Кількісно солоність виражається у тисячних частках - проміле (‰). Солоність близька до суми всіх головних іонів, що містяться у воді й приблизно виражає загальний вміст солей в океанській воді. Солоність океанської води визначається переважно іонами *Cl* і *Na*, тобто кухонною сіллю, що становить понад 85% всієї сольової маси. Маса солей, розчинених в океані, практично залишається постійною і коливається від 33 до 37‰. Середня солоність Світового океану – 35‰. Найвища солоність у тропіках, де наявні сприятливі умови для значного випаровування. Антициклональний режим погоди протягом більшої частини року сприяє сильному прогріванню, а постійні пасатні вітри виносять вологу, що випаровувалась, і тому тут солоність поверхневих шарів вода становить 37,9 ‰.

В екваторіальному поясі солоність знижена, бо тут зустрічаються пасати обох півкуль, що призводить до сильних висхідних повітряних течій, утворення потужних купчасто-дощових хмар, рясних опадів і, незважаючи на високу температуру, за умов високої вологості випаровування мале. Тому солоність тут в середньому становить 34,4‰. У помірних і полярних широтах солоність зменшується в напрямі полюсів. Солоність кожного океану дещо відрізняється. Так, середня солоність вод Атлантичного океану 35,3‰, Тихого - 34,6‰, Індійського - 34,8 ‰. Солоність вод Північного Льодовитого океану знижена внаслідок впливу сибірських річок і сильно залежить від утворення і танення морського льоду. Влітку в центральній Арктиці солоність знижується до 30‰, а взимку підвищується до 34 ‰.

З глибиною солоність розподіляється складніше. Там, де солоність підвищена на поверхні, вглиб вона зменшується, і навпаки.

З глибини 2км солоність вод змінюється мало і перебуває в межах 34,6-35,0‰. У глибинних шарах поле солоності подібне до поля температур, бо формується водночас з ними тими самими процесами адвекції та дифузії.

У морях солоність досить різна внаслідок впливу стоку річок і кліматичних умов навколишніх материків. Наприклад, солоність Середземного моря 39‰, Червоного - 42‰, Чорного – 22‰, Азовського - 12‰. Протягом року солоність змінюється мало.

**Густина океанської води.** Густина океанських вод змінюється дуже мало, всього на кілька тисячних часток одиниці. У фізиці щільність речовини визначається як її маса в одиниці об'єму:  $\rho = \frac{M}{V}$ .

Густина океанської води за конкретних температур і солоності позначається  $\rho = \frac{T}{4^{\circ}C}$ . За еталон беруть густину дистильованої води при температурі 4°C, що дорівнює 10<sup>3</sup> кг/м<sup>3</sup>. Отже, густина морської води - це відношення питомої ваги морської води з її солоністю і температурою до питомої ваги еталона. Внаслідок солоності густина океанської води завжди більша 1 і становить 1.02474 г/см<sup>3</sup>. У відкритому океані поле густини визначається головним чином полем температур. Проте в тих районах, де градієнт солоності великий, її вплив на поле густини може бути значним. Але

температура і солоність як фактори, що впливають на густину, діють окремо або компенсують один одного. Наприклад, на поверхні океану температура знижується від екватора до високих широт, а це підвищує густину в цьому напрямі. Солоність же зменшується в цьому напрямі й зменшує густину з низьких широт до високих. Отже, спостерігається загальне збільшення густини поверхневих вод до низьких широт. Коливання густини поверхневих вод за сезонами незначні.

Меридіональна різниця густини вод є однією з причин загальної горизонтальної і вертикальної циркуляції вод.

По вертикалі градієнти океанських вод більше ніж в 100 разів перевищують градієнти атмосферної густини. Відкрита вертикальна мікроструктура вод, тобто порівняно однорідні шари товщиною від десятків сантиметрів до десятків метрів поділяються тоншими прошарками з різкими змінами фізичних властивостей.

**Тиск в океані.** Тиск в океані відрізняється від атмосферного до сотень атмосфер в глибинних шарах. Тиск визначається за формулою  $P = \rho gh$ , де  $\rho$  - середнє значення густини в шарі води;  $g=9.8\text{м/с}^2$  - прискорення сили тяжіння;  $h$  - глибина. На практиці для вимірювання тиску використовують бар (дицибар), тобто встановлено, що збільшення глибини на 1 м збільшує тиск на 1 децибар. На кожних 10м глибини тиск зростає на одну атмосферу. Формальна відповідність глибини в метрах і тиску в децибарах широко використовується на практиці для заміни однієї величини на іншу.

**Стисливість океанської води.** Стисливість визначається коефіцієнтом стисливості  $K_c = -\frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial p}$ , де  $V$  - питомий об'єм при тиску  $P$ , температурі  $T$  і солоності  $S$ . Знак "мінус" у формулі вказує на зменшення об'єму зі збільшенням тиску. А оскільки питомий об'єм залежить від температури, солоності й тиску, коефіцієнт стисливості також залежить від цих параметрів. Для середньої глибини океану в 3800 м сумарна стисливість дорівнює 30,4 м.

В океані відбуваються адіабатичні процеси.

**Акустичні властивості вод.** Вода - пружне середовище і тому в ній добре поширюються поздовжні пружні коливання, зокрема звукові. **Швидкість звуку** збільшується з підвищенням температури, солоності, глибини і не залежить від частоти коливань, тобто відсутня дисперсія. Для підводного зв'язку використовують ультразвукові хвилі (частота понад 20000 Гц), які можна посилати спрямовано. Швидкість звуку в океані коливається в межах 1450 - 1600 м/с, тобто лише на 10%. Але навіть така незначна зміна швидкості, особливо по вертикалі, призводить до рефракції. При цьому звукові хвилі викривляються в бік меншої швидкості звуку. Спостерігається зосередження звукових променів у шарі з найменшою швидкістю звуку - це підводний звуковий канал, а горизонт з найменшою швидкістю звуку - вісь каналу. В цьому шарі можливе дуже далеке поширення звуку. Це дає змогу використовувати звуковий канал для зв'язку.

Для вимірювання глибин океанів та морів за допомогою звукових сигналів використовують прилад **ехолот**, роль якого в океані порівнюють з

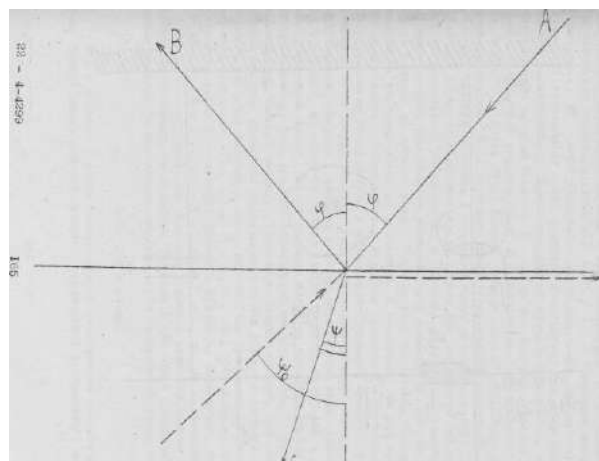
роллю мікроскопа в мікробіології. Принцип дії ехолота полягає у вимірі часу, протягом якого звуковий, сигнал йшов від корабля до дна і назад. Знаючи швидкість поширення звуку у воді й час, можна обчислити глибину.

Завдяки **ехолоту** складено **карти рельєфу дна** Світового океану, надійні навігаційні карти тощо. За допомогою акустичних приладів визначають місцезнаходження косяків риб.

Швидкість звуку збільшується з підвищенням температури, солоності й тиску, але найбільше впливає на це температура. Енергія звуку послаблюється поглинанням і розсіюванням. Поглинання звуку зумовлене в'язкістю і теплопровідністю, а розсіюють звук молекули води і завислі частинки.

**Оптичні властивості океанських вод.** До оптичних характеристик вод океану належать освітленість, яскравість світла, коефіцієнти розсіяння, поглинання, ослаблення, заломлення та ін., проте для загальної характеристики оцінюють **прозорість і колір** води.

Сонячні промені на межі вода - повітря відбиваються і заломлюються. Показник заломлення  $n = \frac{\sin \varphi}{\sin \gamma}$  (рис. 58). Для чистої морської води за солоності 35‰,  $n = 1,34$ , отже  $\varphi > \gamma$ . Процес відбиття, заломлення і розсіювання світла складний. Заломлений промінь, що увійшов у воду, поглинається і розсіюється молекулами води і завислими частинками. Вода неоднаково поглинає світлові промені з різною довжиною хвиль. Найбільше поглинається червона частина спектра (особливо  $\lambda = 0,6$  мкм). Її поглинає поверхневий шар води. Вглиб проникають промені зеленої і синьої частин спектра, які формують колір моря. **Колір води** пов'язаний з її чистотою.



Ступінь чистоти води характеризують її прозорістю. Здебільшого визначають лише **відносну прозорість** - глибину в метрах, на якій зникає з поля зору **диск Секкі** (білий диск діаметром 30см), занурений в море на лінві. Прозорість у відкритому океані досягає 50-60 м.

**Рис. 58.** Заломлення променів у воді (за Жуковим І.О..1976).

За **освітленістю**, згідно з В.М. Михайловим та ін. (1991), в океані виділяють **4 яруси**. Перший – **світловий** - займає глибину 100-150 м.

У ньому живуть зелені водорості. Другий ярус – **напівсвітловий** (150 - 500 м), в якому ще живуть водорості, але вже не зелені. Третій ярус - **малосвітловий**, або **тіньовий**, де водоростей немає, але живих організмів ще багато і на глибинах 500 - 1500 м можна вести промисел. Глибини нижче 1500м займає четвертий ярус – **безсвітловий** де органічний світ хоч і наявний, але дуже розріджений.

## Глава 3. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ОКЕАНІВ

### 3.1. Теплообмін в системі "океан - атмосфера"

Більшість фізичних процесів в океані відбувається завдяки сонячній енергії. На поверхню океану надходить потік радіації, що виражається радіаційним балансом  $R$  (рис. 59). Між водою і повітрям виникає турбулентний теплообмін  $P$ . При випаровуванні поверхня океану втрачає, а при конденсації отримує теплоту  $LE$ , де  $L$  - скрита теплота пароутворення,  $E$  - маса води, що випарувалась або сконденсувалась.

При фазових перетвореннях води в лід виділяється, а при таненні льоду поглинається теплота в кількості  $L_k M$  ( $L_k$  - прихована теплота кристалізації,  $M$  - маса утвореного льоду або льоду, що розтанув).

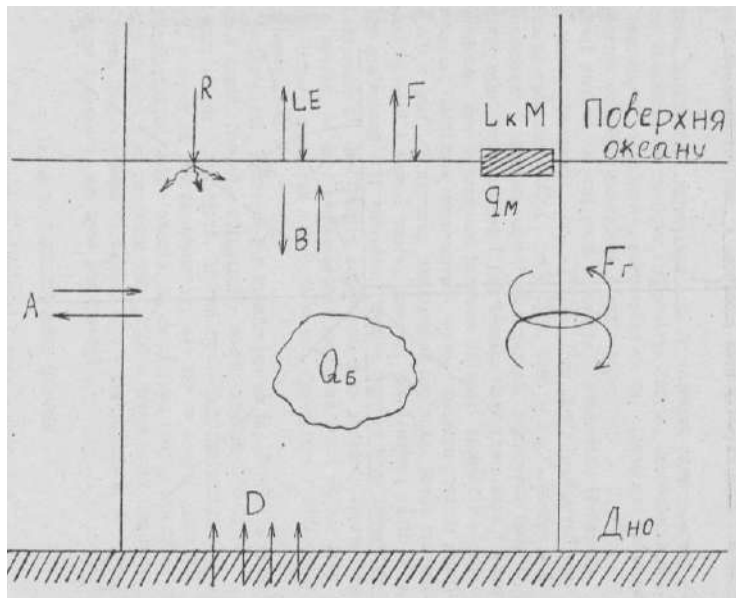


Рис.59. Теплообмін в системі «океан – атмосфера» (за Жуковим І.О., 1976).

У процесі теплообміну крізь поверхню поверхневий шар води нагрівається або охолоджується. Переміщуванням ці процеси передаються вглиб турбулентним потоком теплоти  $B$ . Крізь дно в океан постійно надходить потік внутрішньої

теплоти Землі  $D$ , що вимірюється в мікрокалоріях ( $mQ_{cm}^2c$ ). Крізь бічні границі стовпа води відбувається адвекція теплоти течіями  $A$  і горизонтальний турбулентний теплообмін  $F_r$ . До адвекції теплоти належить і тепловий ефект річкового стоку. При біохімічних процесах відбувається виділення або поглинання теплоти. Всі ці величини не рівнозначні. В середніх широтах найбільших значень досягає теплота променевого теплообміну з атмосферою. За нею йдуть витрати теплоти на випаровування. Турбулентний теплообмін океану з атмосферою на третьому місці за значенням. У середньому за рік променевий приплив теплоти врівноважується віддачею теплоти при випаровуванні і турбулентним теплообміном з атмосферою (тепловий баланс). З решти процесів теплообміну істотну роль у тепловому балансі океану можуть відігравати адвекція і теплота фазових перетворень води. Адвекція значна в районах, що зазнають впливу течій. Теплота, пов'язана з утворенням і таненням льоду, чинить значний вплив на тепловий баланс полярних районів океану. Інші процеси теплообміну не відіграють істотної ролі в тепловому балансі океану. Рівняння теплового балансу для поверхні океану виражає кількісне співвідношення між потоками теплоти, що перетинають одиничну площадку. Отже, алгебраїчна сума потоків теплоти виражається рівнянням  $R + LE + F + L_k$

$M = B$ . У середньому за рік кількість льоду і тепловміст океану в цілому не змінюються, тобто  $L_k M = 0$ ;  $B = 0$  і тоді  $R + LE + F = 0$ , де  $R$  - величина додатна,  $LE$  і  $F$  – від'ємні. Це рівняння відбиває тепловий баланс і Світового океану в цілому, бо величина  $D$  мала і нею можна знехтувати. Отже, океан взагалі не має джерел теплоти, крім теплообміну через поверхню.

### 3.2. Лід в океані

Лід в океанах і морях існує завдяки сприятливим кліматичним умовам. Великі площі зайняті льодом в Арктичній і Антарктичній областях.

Із зниженням температури до точки замерзання деяких переохолоджених вод та наявністю в них центрів кристалізації стало можливим утворення льоду. При видаленні теплоти льодоутворення починають з'являтися кристалики чистого льоду, завислі у порівняно тонкому поверхневому шарі води, де утворюються **льодяні голки**, що ростуть у довжину. При більшій концентрації льодяні голки зіштовхуються, обламуються, змерзаються до купи і утворюють своєрідну льодяну сітку, а пізніше - суцільний шар або плями, подібні до застиглої сала, так зване «**льодяне сало**». Скупчення льодяного сала при вітрі й хвилюванні та внутрішньо- водного льоду, що спливає, називається **шугою**. Потім відбувається утворення **ніласового льоду**, еластичного, товщиною до 10 см, що вигинається на хвилі. З часом **нілас** перетворюється на **молодик** товщиною 10-30см світло-сірого кольору, менш еластичний, що під впливом вітру ламається. Лід товщиною понад 30 см, що проіснував більше однієї зими, називається **однолітнім**. Лід, що не встиг розтанути протягом літа, переходить в розряд старого, який, в свою чергу, поділяється на дворічний і багаторічний. Товщина **пакового льодяного** покриття в Північному океані досягає 2-5м.

Лід не завжди утворюється на поверхні. При перемішуванні замерзаючої води сильними течіями або хвилюванням лід утворюється у водній товщі або на дні. На неглибоких місцях лід може примерзати до дна і утворювати **донний лід**. З часом донний лід спливає на поверхню і примерзає до поверхневого.

**Солоність льоду.** Неоднорідність орієнтування кристалів, різна швидкість їх росту приводять до утворення між ними пустот, заповнених морською водою (розсолон). Солоність льоду залежить від температури повітря, швидкості вітру в період його формування тощо. При низькій температурі швидкість росту кристалів більша, а розміри менші. Вітер і хвилювання сприяють хаотичному перемішуванню кристалів, при цьому швидкість витікання розсолу менша, ніж при впорядкованій орієнтації. Солоність буває підвищеною тоді, коли лід утворюється із снігу, який випав на поверхню моря і утримує велику кількість води.

Зі збільшенням товщини льоду розміщення кристалів впорядковується, розміри більшають, що сприяє витіканню розсолу через капіляри, дрібні тріщини й пустоти, тому морський лід поступово прісніє, і чим він старіший, тим прісніший. Середня солоність багаторічного льоду становить 1-2‰.

Щільність чистого льоду менша від густини води і становить приблизно  $0,9\text{г/см}^3$ , тому лід легший за воду і плаває на поверхні води.

**Дрейф льоду.** Морський лід перебуває в постійному русі. Цей рух необхідно враховувати при плаванні у високих широтах. Рух льоду зумовлений вітрами і течіями. Закономірності руху льоду під впливом вітру, тобто дрейф льоду, встановив відомий норвезький вчений Ф.Нансен, опрацювавши матеріали дрейфу судна "Фрам" (1893-1896 рр.) у Північному Льодовитому океані. Він емпірично з'ясував, що у відкритому морі швидкість дрейфу льоду становить 1/50 швидкості вітру, а напрям руху льоду відхиляється від напрямку вітру праворуч на  $28^\circ$  під дією сили Коріоліса. Пізніше М.М.Зубов зазначив, що дрейф судна "Седов" у Північному Льодовитому океані відбувався вздовж ізобар атмосферного тиску, де область підвищеного тиску була ліворуч, а пониженого - праворуч. Швидкість такого ізобаричного дрейфу визначалась Зубовим з умов рівноваги прискорення Коріоліса і баричного градієнта:

$2wv \sin\varphi = (1/\rho)(\Delta p/\Delta n)$ , де  $w$  - кутова швидкість обертання Землі;  $v$  - швидкість геострофічного вітру;  $\rho$  - густина повітря;  $(\Delta p/\Delta n)$  - горизонтальний градієнт атмосферного тиску в напрямі нормалі до ізобар. Прийнявши швидкість приземного вітру за 0,5 швидкості геострофічного, а швидкість дрейфу льоду 1/50 швидкості приземного вітру або 0,01 геострофічного, М.М.Зубов отримав співвідношення між швидкістю дрейфу льоду і баричним градієнтом:  $V = (0,01 / 2wv \sin\varphi)(\Delta p / \Delta n)$ . Це співвідношення застосовується з 1938 року при орієнтовній оцінці переміщення льоду далеко від берегів.

**Поширення льоду.** У центральній частині Арктики і в морях Антарктики льодяний покрив існує цілий рік. Наступна зона включає акваторії, де лід щорічно змінюється. Зона з сезонним льодяним покривом утворюється щорічно в холодний період і повністю зникає влітку, наприклад, в Охотському, Балтійському, Японському та інших морях. У деяких акваторіях Світового океану лід утворюється лише в дуже холодні зими, наприклад, в Чорному, Північному та інших морях.

Суцільного льодяного покриву однакової товщини не буває, здебільшого це крижини різної товщини, що змерзлися між собою. Площа льодяного покриву у Північному Льодовитому океані в березні становить 11 млн. км<sup>2</sup>, а у вересні - 7 млн. км<sup>2</sup> (Жуков Л.О., 1976). Внаслідок дрейфу лід з Арктичного басейну виноситься в Гренландське море і ще далі на південь з швидкістю від 1 до кількох десятків кілометрів за добу залежно від пори року і погоди.

Лід Антарктичних морів дрейфує на захід. У теплу пору року більша частина крижаного покриву в морях Антарктики зникає. В Антарктиці часто трапляються айсберги досить великих розмірів. Зафіксовано айсберги довжиною від десятків до 150-160 км і висотою над рівнем моря 40-50 і до 90 м. Айсберги відламуються від країв шельфових льодовиків Антарктиди та Гренландії й можуть запливати навіть у тропічні широти, де швидко тануть.

## Глава 4. ДИНАМІКА ОКЕАНСЬКИХ ВОД

### 4.1. Хвилі

Під дією зовнішніх сил відбувається деформація маси води, тобто хвилювання. Хвилі бувають **вітрові** - спричинені вітром, **анемобаричні** -

зумовлені змінами атмосферного тиску, **згінно-нагінними** діями вітру та ін., **сейсмічні** - спричинені землетрусами (**цунамі**), **припливні**, **корабельні**. Розрізняють ще хвилі **поверхневі й внутрішні**. Форми хвилі за характером руху поділяють на поступальні коли видима форма хвилі переміщується в просторі, і стоячі, видима форма яких в просторі не переміщується.

Впорядковані хвилі після дії вітру мають форму трахоїд. Для трахоїдальної форми хвиль розроблена теорія, за якою хвиля має такі основні елементи: **висоту  $h$** , тобто різницю рівнів вершини й підошви; **довжину  $\lambda$**  - найкоротшу віддаль між двома сусідніми вершинами або підошвами; **крутизну  $e$**  - відношення висоти хвилі до  $1/2$  її довжини. Рух хвилі характеризують: період хвилі  **$\tau$**  - інтервал часу між проходженням двох суміжних вершин через фіксовану вертикаль або час, за який хвиля проходить віддаль, що дорівнює її довжині, та фазова швидкість  **$c$** : [ $c = \lambda / \tau$ ], це відстань, що її проходить хвиля за секунду. Кожна частинка води у хвилі рухається по колу під впливом сил гравітації та поверхневого натягнення, тому між періодом, довжиною і швидкістю встановлені співвідношення:  $\tau^2 = 2\pi\lambda / g$ ,  $c^2 = g\lambda / 2\pi$ .

З глибиною хвилювання швидко затухає. Наприклад, якщо на поверхні моря існує хвиля висотою 5 м, довжиною 100 м, на глибині 100 м висота її становитиме 1 см. Отже, на глибині, що дорівнює довжині хвилі, хвилювання практично відсутнє.

Енергія хвилі, що міститься в об'ємі води вглиб на половину довжини хвилі протяжністю за фронтом  $B$  і за напрямом руху на одну довжину хвилі (Михайлов В.М., 1991), визначається за формулою  $E = \frac{1}{8} \rho g B \lambda h^2$  де  $\rho$  - густина води;  $g$  - прискорення сили тяжіння,  $\lambda$  - довжина і  $h$  - висота хвилі. Основна енергія хвилі зосереджена у верхній її частині й залежить від висоти хвилі. При розвитку вітрового хвилювання висота і довжина хвилі ростуть неоднаково. Спочатку висота хвилі росте швидше, ніж довжина, завдяки чому крутизна її збільшується. При досягненні крутизни  $8-12^\circ$  довжина хвилі росте швидше, ніж висота. Разом з довжиною росте і фазова швидкість хвиль, що може дорівнювати або бути більшою від швидкості вітру.

У південній півкулі області сильного хвилювання називають "**ревичі сорокові**", бо вони приурочені до зони західних вітрів поблизу 40-ї паралелі, а також - "несамовиті п'ятдесяті", що приурочені до 50-ї паралелі. Здебільшого висота хвиль не досягає і 4 м, але бувають хвилі висотою до 7 м і більше. Хвилі висотою 34 м зафіксовані в північній частині Тихого океану.

**Цунамі.** Підводні виверження вулканів, землетруси, великі зсуви утворюють поодинокі довгі хвилі або групи хвиль, що називаються в Японії **цунамі**. Хвилі цунамі мають висоту від десятків сантиметрів до 30-35 м і навіть більше, довжину - від 20 до 600 км, швидкість поширення - сотні кілометрів на годину. Період таких хвиль - від 2 до 40 хв., хоча відмічені й більші періоди. Деформація дна океану викликає підняття всієї товщі води на певній площі, і звідси поширюються цунамі. Внаслідок дуже малої крутизни ці хвилі з надводного положення непомітні. Підходячи до берегів, цунамі на мілководді збільшують висоту і накочуються на береги потужними хвилями, що



призводить до катастрофічних руйнувань. Цунамі виникають здебільшого в Тихому океані, що пояснюється його сейсмічністю і вулканізмом. Не всі цунамі катастрофічні, лише приблизно кожне 4-5-е. Руйнівного впливу цунамі зазнають найчастіше береги Камчатки, Курильських, Японських, Філіппінських, Зондських, Гавайських, Алеутських та інших островів.

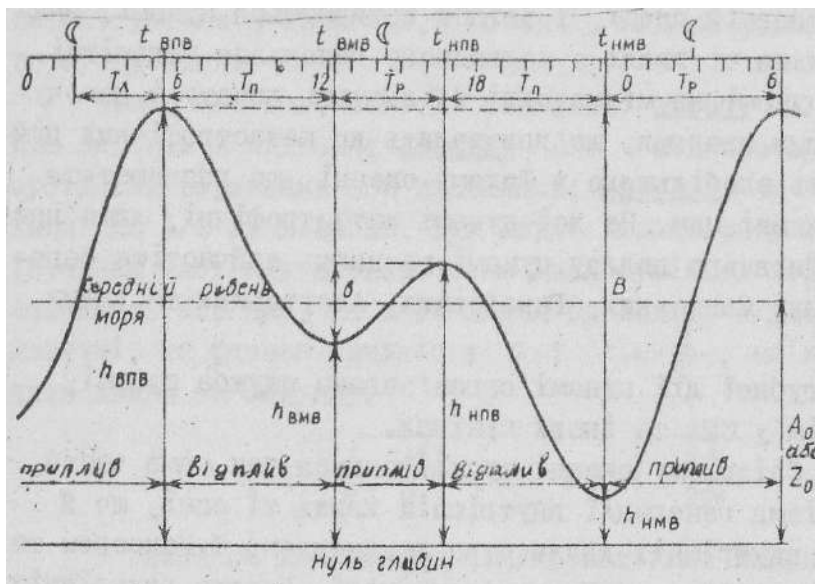
Для запобігання згубної дії цунамі організована служба цунамі, її установи є у Японії, Росії, США та інших країнах.

**Внутрішні хвилі** в Світовому океані зустрічаються так само часто, як і поверхневі. Механізми генерації внутрішніх хвиль ті самі, що й поверхневих. Існування внутрішніх хвиль було встановлено Ф.Нансеном та іншими дослідниками ще в 1909 р. в Норвезькому морі. Висота внутрішніх хвиль 10-20 і навіть 100 м, періоди таких хвиль від 10 хв до 2-5 год, довжина - кілька кілометрів. Один з різновидів внутрішніх хвиль, так звана "мертва вода", також відкрита Ф.Нансеном під час плавання на "Фрамі" в Арктиці. Виявилось, що в деяких місцях швидкість судна дуже сповільнювалась без видимих причин. З'ясувалося, що це спостерігається тоді, коли на солоній воді залягав шар пріснішої або прісної. Судно, рухаючись, створює внутрішні хвилі на межі цих вод і на це затрачається енергія його руху.

Внутрішні хвилі впливають на поширення звуку, створюють перешкоди в океанологічних дослідженнях, можуть розмивати підводні схили, викликати зсуви, течії на поверхні тощо.

## 4.2. Припливи

В океанах і морях спостерігаються періодичні підвищення рівня води, зумовлені силами притягання Місяця і Сонця, що називаються **припливами**. під час припливу вода наступає на берег. Періодичні спади рівня води, що супроводжуються відступом її від берега, називаються **відпливами**. Найвищий рівень води під час припливу називається **повною водою (ПВ)**, а найнижчий - **малою водою (МВ)**. Якщо протягом доби спостерігаються дві повних і дві малих води (рис. 60), такі припливи називають **правильними**.



**Рис.60.** Зміна рівня води під час припливу (за Михайловим В.М., 1991):

$A_0$  - середній рівень вод над нулем глибин,  $T_м$  - місячний проміжок - проміжок часу між моментом кульмінації Місяця на меридіані даного місця й моментом настання найближчої повної води.

**Величиною припливу** називають різницю рівнів

сусідніх повної і малої вод. Розрізняють велику (  $B = h_{ВПВ} - h_{НМВ}$  ) і малу (  $b = h_{НПВ} - h_{ВМВ}$  ) величини припливу за добу (рис.60).

За характером коливань рівня припливи поділяють на **півдобові**, **добові** та **змішані**. Півдобові припливи виникають тоді, коли період коливання рівня становить половину місячної доби (в середньому 12 годин 25 хвилин). Різниця висот сусідніх високої й низької повних вод (добова нерівність) мала. Час росту і час падіння рівня майже однакові.

Амплітуди припливів змінюються протягом місяця відповідно до фаз Місяця, тобто під час повних Місяців і нових Місяців вони найбільші (**сизигійські припливи**), а в період, коли Місяць перебуває в I або III чвертях, амплітуди припливів найменші (**квадратурні припливи**).

**Добові** припливи мають період коливання рівня, що дорівнює місячній добі. Крива підйому і падіння рівня подібна до синусоїди.

**Змішані** припливи поділяються на **неправильні півдобові** й **неправильні добові**. Неправильні півдобові припливи виникають тоді, коли спостерігаються дві повних і дві малих води за місячну добу. Але висоти цих вод істотно відрізняються (рис. 60). Із збільшенням схилення Місяця добова нерівність зростає, і при досягненні Місяцем максимального схилення ( $23^{\circ}80'$ ) друга повна вода незначна (**тропічні припливи**). Із зменшенням схилення Місяця добові нерівності зменшуються і при переході Місяця через екватор припливи стають близькими до півдобових.

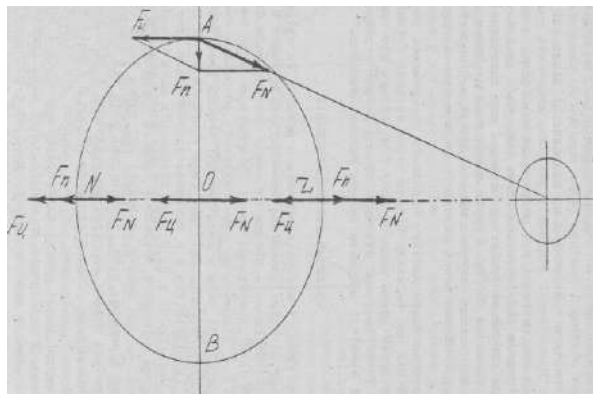
Під час неправильних добових припливів переважають риси добових припливів. Але під час переходу Місяця через екватор (рівноденні припливи) виникає друга повна вода за добу і на кілька діб приплив стає напівдобовим, із збільшенням схилення Місяця добові нерівності швидко збільшуються і тропічні припливи стають типово добовими.

### **Статична і динамічна теорії припливів.**

Відомо, що Земля і Місяць обертаються навколо їх спільного центра мас із Заходу на Схід. Внаслідок взаємного притягання й дії відцентрових сил в системі Земля - Місяць на кожну частину води Світового океану діють 4 сили: притягання Землі, відцентрова сила Землі, сила притягання Місяця, відцентрова сила спільного обертання системи Земля - Місяць. Перші дві сили в кожній точці океану постійні в часі і тому не є припливотворними. Дві інші сили в кожній точці Землі змінюються в часі, їх рівнодійна і є припливотворною силою (рис. 61).

Оскільки маса Землі у 81,5 раза більша від маси Місяця, центр обертання системи перебуває всередині Землі на відстані 0,73 радіуса від центру Землі. Очевидно, що при такому обертанні всі точки Землі описують кола однакового діаметра, отже, відцентрові сили від спільного обертання у всіх точках океану однакові за величиною і спрямовані в протилежний бік від Місяця. Сила притягання Місяця в кожній точці Світового океану різна і за законом тяжіння залежить від віддалі до центра Місяця. В центрі Землі обидві сили зрівноважуються і припливотворна сила відсутня. У найближчій до Місяця

точці сила притягання більша, ніж відцентрова, і припливотворна сила, що є різницею двох попередніх сил, спрямована до Місяця, В протилежній точці Землі сила притягання Місяця менша від відцентрової й припливотворна сила спрямована від Місяця. В інших точках припливотворна сила спрямована до лінії Земля - Місяць.

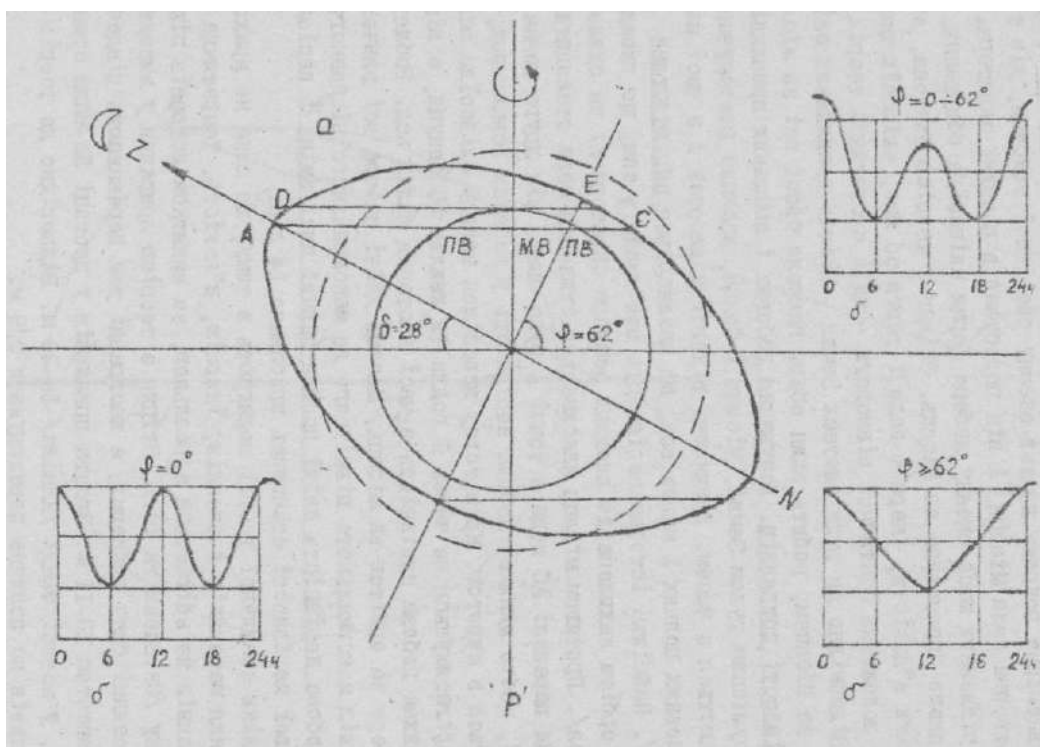


**Рис, 61. Утворення припливотворної сили під впливом Місяця** (за Геренчуком К.І.та ін., 1984)

Як виникають припливні коливання рівня води? Припустимо, що вся Земля рівномірно покрита водами океану постійної глибини, діє тільки припливотворна сила Місяця, і він перебуває в площині екватора. В положенні рівноваги маса океану набере

форми еліпсоїда обертання, велика вісь якого спрямована на Місяць. Згідно з теорією Ньютона, якщо не враховувати в'язкість, інерцію води і тертя об дно, еліпсоїд припливу зберігає положення статичної рівноваги - це і є статична теорія припливів. Відповідно до руху системи Земля - Місяць припливний еліпсоїд, прямуючи за Місяцем, робить один оберт навколо своєї осі за місяць.

**Нерівності припливів.** Існування добових і змішаних припливів зумовлено сумісним рухом Землі, Місяця і Сонця, взаємне розташування яких змінюється з часом. Виникають різниці у висотах і в часі настання послідовних повних і малих вод, що називаються **нерівностями** (рис. 62).



**Рис.62. Схема добової нерівності припливів** (за Жуковим Л.Р., 1976): а – еліпсоїд припливу під час максимального схилення Місяця; б – добовий хід рівня на широтах:  $\varphi = 0^\circ, 0^\circ < \varphi < 62^\circ, \varphi > 62^\circ$ .

Найбільш істотна нерівність пов'язана з тим, що площина місячної орбіти нахилена до площини земного екватора і це схилення змінюється. Протягом місяця максимальне схилення може становити  $28^{\circ}30'$ . На паралелі АС вода в точці А буде вища, ніж друга повна вода в точці С, тобто виникає добова нерівність у висотах повних вод, яка збільшується з широтою. Крім того, внаслідок нахилу еліпсоїда малі води спостерігатимуться не через 6 годин 12 хвилин 30 секунд, а пізніше, тобто виникає добова нерівність в часі настання малих вод. Роблячи повний оберт за орбітою за місяць, Місяць двічі набере всі значення схилення від максимального північного до максимального південного. За цей час добова нерівність двічі пройде повний цикл змін, і період змін добової нерівності становить приблизно 14 діб.

Недоліки статичної теорії полягають в тому, що вона не враховує розташування материків і океанів, інерцію, в'язкість. Теоретична висота припливів не збігається з реальною, за винятком островів відкритого океану (Св.Олени та ін.). Згідно з теорією припливи у високих широтах повинні бути добовими, а насправді там переважають півдобові припливи висотою 10 - 11 м. Висота припливів у протоці Ла-Манш становить 12 м, у затоці Фанді (Канада) 18-20 м. Відповідно до теорії висота припливів не повинна перевищувати 0,9 м.

**Динамічна теорія** припливів розглядає явище не в статиці, а в рухові, тобто припливотворні сили діють на масу води періодично, і тому вони викликають в океані періодичні коливальні рухи хвильового характеру. Довжина такої хвилі дорівнює половині довжини паралелі, тобто тисячі кілометрів.

На практиці обчислюють висоти і моменти повних і малих вод заздалегідь для певних пунктів і складають "Таблиці припливів" або "Щорічник", що видаються кожного року. Складають також карти **котидальних ліній**, тобто ліній, що з'єднують точки, в яких повна вода настає в один і той самий момент. Котидалі проводяться з інтервалом часу в годину.

За останній час дослідження припливів вдосконалюється завдяки вимірам із штучних супутників Землі.

### 4.3. Течії

Вода в океані набуває поступального руху під впливом зовнішніх і внутрішніх причин. До перших належать дія вітру на поверхню, зміна атмосферного тиску, зміна опадів, випаровування та ін., до внутрішніх - горизонтальна неоднорідність поля густини. Взагалі течії виникають та існують під дією двох сил: тертя і тяжіння, тому їх поділяють на **фрикційні** і **гравітаційні**.

Дрібномасштабні пульсації тиску і швидкості вітряного потоку створюють нерівності на поверхні океану. Внаслідок цього виникає тертя між атмосферою і океаном, що передає кінетичну енергію від вітру до води. Ця енергія частково витрачається на розвиток хвильових рухів, частково створює дотичні напруження і зрушення в поверхневому шарі океану. Короткочасний вітер

сприяє утворенню суто вітрових течій за умови, що поле густини не змінюється. Якщо вітер тривалий і поле густини змінюється, тоді течії називають **дрейфовими**. Вони є найпоширенішими в океані, це переважно поверхневі течії.

Поверхня океану не горизонтальна, а досить складна, бо вона порушується поблизу берегів **нагінними** течіями, згонами, притоком річкових вод, а у відкритому океані - нерівномірністю поля вітру та ін. Нахил поверхні океану створює горизонтальні градієнти, які формують **градієнтні** течії. Отже, створювана вітром течія складається з дрейфової і градієнтної складових. Основною вторинною силою, що зрівноважує дію вітру в поверхневому шарі, є **сила Коріоліса**. Встановлено, що швидкість дрейфової течії на поверхні спрямована під кутом  $45^\circ$  праворуч від напрямку вітру (в північній півкулі).

Крім поверхневих, існують ще течії **глибинні та придонні**. Наприклад, глибинна **течія Ломоносова**, що протікає під Північною екваторіальною течією в Атлантиці, **течія Кромвелла** - під аналогічною течією в Тихому океані.

За напрямом течії поділяють на широтні та меридіональні. Окремі течії, що рухаються назустріч сусіднім потужнішим і протяжнішим течіям, називаються **протитечіями**. Течії, що викликані мусонними вітрами, називаються **мусонними**.

Однією з гігантських течій Світового океану є **Антарктична кругова**, що обіймає всю земну кулю і протікає із заходу на схід, захоплюючи кілометрові товщі вглиб і 2500 км по ширині.

В екваторіальній зоні, крім суто поверхневих, існує система східних підповерхневих течій, яка складається з трьох струменів: середньої найпотужнішої екваторіальної течії і двох симетричних - в північній та південній півкулях. Течії - це окремі ланки океанічних циркуляцій вод.

#### 4.4. Загальна циркуляція вод

За стаціонарну великомасштабну циркуляцію беруть середню за десятирічний період картину руху вод. Поверхнева циркуляція вод визначається атмосферою циркуляцією, вітром. До головних елементів циркуляції належать крутообіги вод. Між  $15-50$  паралелями функціонують великі горизонтальні циркуляційні системи з обертанням вод за годинниковою стрілкою - субтропічні антициклонічні крутообіги, що приурочені до атмосферних стаціонарних антициклонів. Окремими елементами таких крутообігів є течії Гольфстрім і Куросіо.

Антициклональні крутообіги північної й південної півкуль поділяються екваторіальною зоною конвергенції. У високих широтах розташовуються циклонічні крутообіги вод.

За останні роки в океані виявлені потужні завихрення, подібні до атмосферних циклонів і антициклонів, але **океанські вихори** на 1-2 порядки менші від атмосферних. Основним механізмом їх утворення є гідродинамічна нестійкість океанських течій, яка за певних умов досягає стадії утворення замкнутих вихорових циркуляцій вод середніх масштабів, нестационарних в

просторі й часі. Сприятливими умовами є горизонтальна неоднорідність густини води і швидкості течій, вплава атмосфери та ін.

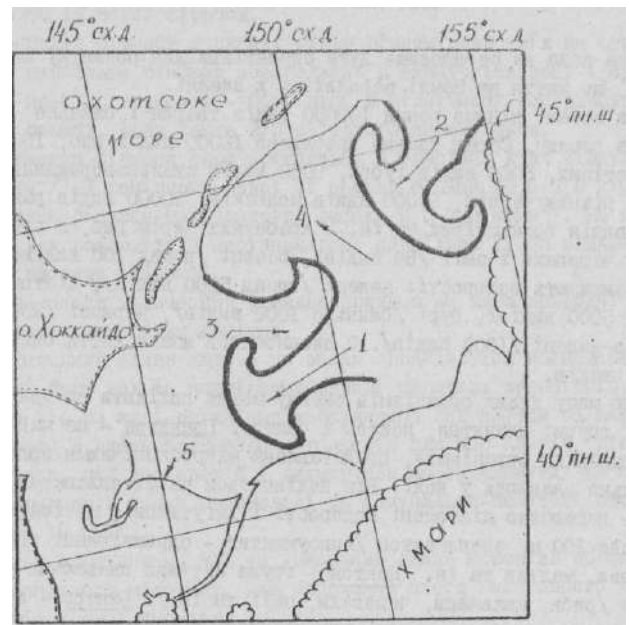
Основними є фронтальні завихрення, **фронти в океанах** - це межі між водами з різною температурою і солоністю.

Поступово виникає потужний вихор з ядром, де чітко виражені аномальні властивості вод, та кільцем, що оточує ядро, з наявними максимальними градієнтами. Це так званий **ринг**, розміри якого в середньому становлять 100-200 км, аномалії температур досягають 10-14°C, солоності - 1% і більше. Спостерігаються фронтальні вихори і більших розмірів (300 - 400 км). але меншої інтенсивності. Ринги часто рухаються за складними траєкторіями зі швидкістю кілька кілометрів за добу. Коли зникають аномальні властивості вод, ринги розмиваються. Час їх існування - від кількох місяців до 2 років. Ринги простежені в течіях Гольфстрім, Куросіо, Антарктичній, Бразильській, Східно-Австралійській. в Мексиканській затоці, Середземному, Чорному морях.

Із супутників вдалося виявити в поверхневому шарі океану **течії грибоподібної** форми, наприклад у Тихому океані на схід від Охотського моря. Це вихорові диполі, тобто об'єднані в пару циклонічні й антициклонічні вихори. Швидкість руху води в таких течіях досить значна. Цікаво, що 120 років тому англійський вчений І.Томсон теоретично передбачив існування подібних вихорових пар (рис. 63).

**Рис. 63. Течії грибоподібної форми:**

- 1,2 - течії холодніших поверхневих вод, спрямованих вздовж осі Курильської течії;
- 3,4 - течії, що утворилися внаслідок підтоку вод із заходу і південного сходу;
- 5 - положення субарктичного фронту.



**Глибання циркуляція.** Глибинні рухи вод вивчені ще недостатньо. Добре зафіксовані рухи глибинних вод з Антарктики і Арктики в бік екватора. Щільні донні води з шельфів

Антарктиди опускаються по материковому схилу і материковому підніжжю в океанські котловини. А котловини з'єднані між собою проходами, отже, переохолоджена, щільна вода розтікається по всіх котловинах. З півночі подібно до цього розтікаються води Гренландського шельфу. У Тихому океані аналогічну роль відіграють холодні води Охотського моря. Вода високої солоності з Середземного моря через Гібралтарську протоку виходить в Атлантику і по шельфу та материковому схилу розтікається на великі площі.

Донні абісальні течії діють на великих площах, мають великі придонні швидкості (від 20 до 50 см/с) і здійснюють велику ерозійну, транспортуючу та акумулятивну роботу.

## 4.5. Життя в океані

Морська вода як середовище дуже сприятлива для розвитку життя. Вважається, що життя на Землі зародилось в океані,

Нині в океані відомо понад 160000 видів тварин і близько 15000 видів рослин. Серед тварин приблизно 16000 видів риб, 15000 видів найпростіших, 5000 видів губок, 9000 видів кишковопорожнинних, 7000 видів різних червів, 80000 видів молюсків, 20000 видів ракоподібних, 6000 видів голкошкірих та ін. З хребетних, крім риб, в океані живуть деякі черепахи і змії (50 видів), ссавці (понад 100 видів). Серед рослин переважають водорості: зелені (понад 5000 видів), діатомові (приблизно 5000 видів), бурі (близько 1000 видів), червоні (2500 видів), синьо-зелені (1000 видів). З океаном пов'язане життя близько 240 видів птахів.

Всю цю масу живих організмів океану можна поділити на три основні екологічні групи: планктон, нектон і бентос. **Планктон** - це найчисленніша група морських організмів, представлена мікроскопічними організмами, що вільно плавають у воді. Він поділяється на **фітопланктон** (продуценти) - переважно діатомові водорості і джгутикові, що існують у шарі води до 100 м, **зоопланктон** (консументи) - одноклітинні організми, рачки, черви, медузи та ін. **Нектон** - група активно плаваючих у воді організмів (риби, кальмари, черепахи, змії та ін.). **Бентос** - організми дна і твердого субстрату, до яких належать організми, що вільно переміщуються, а також ті, що прикріплені до дна, й ті, що зариваються в ґрунт, Життя в океані дисперсне і поширене нерівномірно.

В останні роки в Світовому океані виявлені екологічні оазиси.

Так, на стиках Японського і Курило-Камчатського жолобів визначено великі скупчення гігантських молюсків, подекуди на глибинах до 6000м. Але на глибинах понад 5000 м тверді сполуки **Са**, з яких складаються черепашки, розчиняються у морській воді. Як молюски зберігають свої черепашки на глибині 6000 м? Поблизу Галанагоських островів американські вчені знайшли на дні океану численних черепашок гігантських двостулкових молюсків, велику рожеву рибу невідомого виду, білого краба, великі стебла, що нагадують флагштоки біло-червоного кольору висотою до кількох метрів (у них живуть великі черви).

На дні океану виявлені гідротерми, тобто труби висотою в кілька метрів, з яких вивергаються фонтани чорної або білої вода з температурою близько 350 °С. Їх назвали чорними і білими курильщиками. В гідротермах і поблизу них відкрито 35 нових видів організмів.

На шельфі, що становить лише 7.6% площі Світового океану, зосереджено 58.1% всієї біомаси.

Розподіл біомаси в океані більш рівномірний, ніж на суші. Якщо на суші найбільше біомаси зосереджено в екваторіальному і субекваторіальному поясах, в океані - найбільше в північному помірному і субарктичному поясах. Вони дають 2/3 світового вилову риби.

Найменша біомаса спостерігається в тропіках обох півкуль (0,01-0,03 кг/м<sup>2</sup>). У помірному поясі її значно більше (0,5-2,0 кг/м<sup>2</sup>). Особливо велика біомаса на коралових рифах (6,0-7,0 кг/м<sup>2</sup>). По вертикалі біомаса найбільша на шельфі і найменша - на великих глибинах.

Хоча океан величезний, людина впливає на його природні умови з кожним роком все більш помітно.

Негативний вплив людини на океан проявляється насамперед в забрудненні його вод та надмірному вилові морських організмів. Дуже шкідливо діє на живі організми забруднення вод нафтою та нафтопродуктами. Нафта в океан потрапляє з танкерів під час аварій, після промивки суден, під час аварій і витоку при нафтовидобутку на морському дні. Забруднюють океан промислові та комунально-побутові стоки, що надходять із суші.

Забруднення вод та хижацький вилов морських організмів набули глобального масштабу. Для подолання цих явищ потрібні міжнародні зусилля.

## Глава 5. ВОДИ СУШІ. ПІДЗЕМНІ ВОДИ

### 5.1. Типи підземних вод

Підземні води - це води, що містяться в земній корі й активно взаємодіють з поверхневими водами та атмосферою. Підземні води беруть участь у кругообігу води на Землі.

Залежно від фізичного етапу і характеру зв'язку в породу виділяють такі види підземних вод: хімічно зв'язана, фізично зв'язана, капілярна, гравітаційна, в твердому та пароподібному стані,

**Хімічно зв'язана** - це та вода, що входить до складу мінералів та гірських порід, наприклад, гіпсу  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$  соди  $Na_2 SO_4 \cdot 10H_2O$  та ін. Вона може бути видалена з мінералів лише під дією високої температури, у кругообігу води участі не бере.

**Фізично зв'язана** вода утримується на поверхні частин молекулярними силами і може бути видалена при температурі 90 - 120 °С і вище.

Вона поділяється на **гігроскопічну** та **плівкову**. Гігроскопічна - це міцно зв'язана вода, що утримується на поверхні частини молекулярними і електричними силами у вигляді тонких плівок товщиною 1-2 молекули. Властивість порід поглинати й утримувати на поверхні своїх частин деяку кількість води називається **гігроскопічністю**. Гігроскопічність може бути неповною, коли товщина плівки навколо частинки становить 1-3 молекули, і максимальною, коли товщина плівки - 10-20 молекул. Високу гігроскопічність мають глинисті породи, бо загальна поверхня всіх частин в одиниці об'єму надзвичайно велика.

**Плівкова** вода утворює плівку зверху гігроскопічної вода, коли вологість породи стає вищою від її максимальної гігроскопічності. Під дією гравітації плівкова вода рухається вниз, а під дією молекулярного притягання - від місць з більшою товщиною плівки до місць з меншого її товщиною. Наприклад (рис. 64). частинки А і Б мають однаковий діаметр, але в частинці Б плівка води

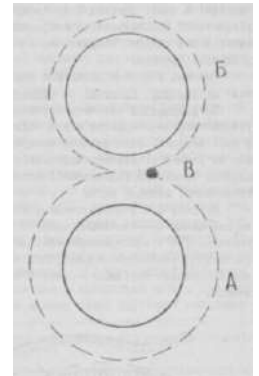


тонша. Молекула води в точці В ближче до центра частинки А, тому дія сил молекулярного притягання в частинці Б більша, ніж в частинці А, і молекула В почне рухатись до частинки Б доти, поки товщина водних оболонок обох частин не зрівняється.

**Рис.64.** Схема пересування плівкової води від однієї частини до іншої (за Чеботарьовим О.І., 1975).

Крім фізично зв'язаних вод, виділяють також капілярні та гравітаційні.

**Капілярна вода** заповнює пори і тонкі проміжки в гірських породах. Вона зберігає деякі властивості фізично зв'язаної вода. Капілярна вода може передавати гідростатичний тиск і при різниці напорів у двох пунктах може переміщуватись ввєрх на висоту капілярного всмоктування в даних умовах. В глинистих породах, де капіляри тонкі, різниця між капілярною і плівковою водою зникає.



**Вільна або гравітаційна вода.** Це краплиннорідка вода, що заповнює пори в породах і не може утриматися силами притягання до стінок пустот, а під впливом гравітації стікає в напрямі нахилу. Кількість гравітаційної води в породі залежить від пористості та тріщинуватості. Наприклад, у глинах гравітаційної води дуже мало, а в піщано-галечникових відкладах або в інших тріщинуватих породах вона переважає над іншими видами води.

Залежно від розмірів пустот рух підземних вод буває ламінарним або турбулентним. **Ламінарний рух** води відбувається при фільтрації підземних вод у дрібнозернистих породах, **турбулентний** - при русі води у великих, пустотах і в тріщинах. При ламінарному русі швидкість  $v$  пропорційна падінню напору на одиницю довжини або гідравлічному нахилу  $i$ , тобто  $v=Ki$ , де  $K$  - коефіцієнт фільтрації породи при гідравлічному нахилі  $i$ . Це закон Дарсі.

При турбулентному русі води швидкість  $v$  виражається формулою Шезі:  $V = c \sqrt{Ri}$ , де  $R$  - гідравлічний радіус, тобто відношення площі поперечного перерізу до змоченого периметра;  $c$  - коефіцієнт, що залежить від шорсткості стінок.

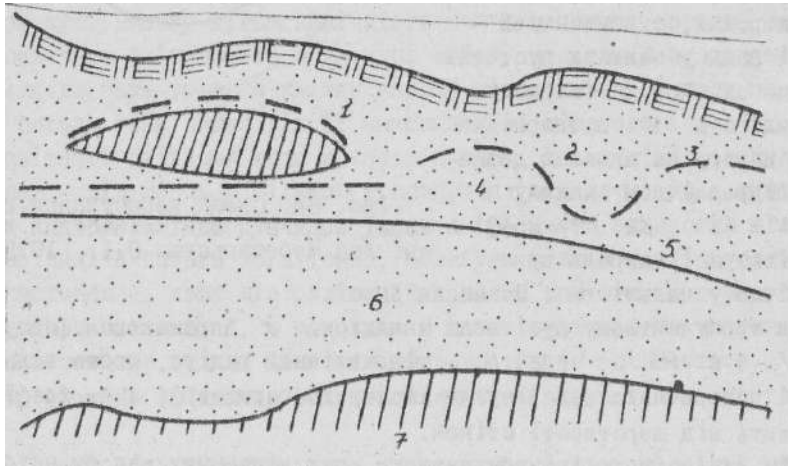
Крім ламінарного і турбулентного, рух підземних вод буває безнапірним і напірним, рівномірним і нерівномірним, усталеним і неусталеним. **Безнапірний рух** характерний для ґрунтових вод з вільною поверхнею рівнів, **напірний рух** - артезіанським водоносним горизонтам, де тиск більший за атмосферний, тому при їх розкритті такі води можуть самовиливатись. При усталеному (стаціонарному) русі підземних вод параметри фільтраційного потоку - потужність, швидкість та ін. - постійні в часі. Насправді рух підземних вод неусталений завдяки нерівномірній інфільтрації атмосферних опадів, колюванню рівня води поверхневих водойм (гідравлічно зв'язаних з підземними), господарській діяльності людини.

Залежно від умов залягання виділяють три основні типи підземних вод: **верховодку, ґрунтові та артезіанські** води.

До **верховодки** належать неглибокі й непостійно існуючі води, що утворюються на лінзах та шарах водотривких або слабопроникливих порід в

зоні аерації. Вона залягає безпосередньо під ґрунтом і значно впливає на урожай сільськогосподарських культур. Утворення верховодки зумовлено процесами інфільтрації атмосферних опадів, поверхневих вод та конденсації водяної пари (рис.65).

На рисунку 65 зображені: 1 - верховодка; 2 – зона аерації; 3 - поверхня капілярної зони; 4 - капілярна зона; 5 - поверхня ґрунтових вод; 6 - зона насичення; 7 - водотривкий шар. Здебільшого верховодка утворюється як тимчасовий порівняно малопотужний водоносний горизонт, що зникає під час посушливих періодів і знову з'являється в періоди достатнього зволоження.



**Рис.65.** Схема залягання верховодки (за Михайловим Л.Ю., 1985).

Потужність верховодки здебільшого становить 0,4-1,0м, іноді сягає 2-5 м.

На формування верховодки дуже впливає рельєф. Так, на стрімких схилах, де опади здебільшого стікають і мало

просочуються, верховодка відсутня або існує дуже короткий час. На пологих ділянках рельєфу, плоских вододілах, річкових терасах та ін. виникають сприятливі умови для виникнення верховодки, води якої вистачає для сезонного господарсько-побутового водопостачання, проте в більшості випадків верховодка непридатна для постійного водопостачання.

**Ґрунтові води** - це перший від поверхні Землі постійний горизонт гравітаційних вод. Вони можуть міститися в породах найрізноманітнішого складу і є безнапірними. Живлення відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, фільтрації з річок, озер, каналів, конденсації водяної пари. Ґрунтові води поширені в природі і перебувають здебільшого в тріщинуватих гірських породах. Порода, що містить воду, називається **водоносним горизонтом**, вільна поверхня вод - **дзеркалом ґрунтових вод**, а нижня межа, тобто водотривкий горизонт, - **ложем ґрунтових вод**. Над дзеркалом ґрунтових вод залягає **капілярна зона** різної потужності. Горизонт ґрунтових вод має зв'язок з атмосферними та поверхневими водами, тому дзеркало їх повторює рельєф поверхні. Під час дощів і весняного сніготанення рівні ґрунтових вод помітно підіймаються навіть при глибокому їх заляганні. Під час посух та взимку рівні ґрунтових вод знижуються. Глибина залягання ґрунтових вод коливається від нуля до десятків, іноді сотень метрів.

**Артезіанські** (напірні) води залягають у водоносних горизонтах між водотривкими шарами порід в межах великих геологічних структур (синкліналей, монокліналей). Такі структури, що, утримують один або кілька

напірних водоносних горизонтів і займають великі площі, називаються **артезіанськими басейнами**.

Артезіанські води залягають глибше за горизонт ґрунтових вод. Режим артезіанських вод стабільніший, ніж ґрунтових вод. Ці води значно чистіші від попередніх. При відкритті водоносного горизонту рівень води у свердловині підіймається вище за дзеркало вод, іноді навіть самовиливається на поверхню. При високих напорах артезіанські води можуть фонтанувати. Назва походить від провінції Артуа (Артезія) у Франції, де в 1126 р. вперше в Західній Європі було споруджено криницю, що дала самовиливну воду.

Напірні води можуть збиратись не тільки в осадових породах, а й в тріщинах кристалічних та закарстованих порід. Живляться вони в місцях виходу на поверхню водопроникних порід.

На формування і стік артезіанських вод впливає рельєф. На вододілах напори понижуються, і відбувається перетік вод вглиб. По долинах річок співвідношення напорів зворотне, і відбувається перетік з нижніх горизонтів до верхніх і навіть вилив вод на поверхню.

## 5.2. Мінеральні води

Підземні води поділяються на прісні (до 1‰), солонуваті (1-25‰), солоні (25-50‰), розсоли (понад 50‰). Підземні води, що чинять бальнеологічний вплив на організм людини, називають мінеральними. Вони мають біологічно активні властивості, зумовлені підвищеним вмістом розчинених у воді певних хімічних компонентів, газів або органічних сполук. Отже, це води лікувальні. Але є води високомінералізовані, навіть розсоли, які не мають лікувальних властивостей, їх називають мінералізованими.

Найбільш поширена класифікація мінеральних вод за їх хімічним складом, Виділяють:

**гідрокарбонатні** води, в яких вміст іона  $\text{HCO}_3$  перевищує 25%-екв. (від суми аніонів). За переважаючими катіонами тут виділяють підклас натрієвих, кальцієвих, магнієвих вод;

**хлоридні** води з вмістом іона  $\text{Cl}$  25%-екв. За переважаючими катіонами тут виділяють підкласи натрієвих, кальцієвих і магнієвих вод;

**сульфатні** мінеральні води, в яких вміст іона  $\text{SO}_4$ , становить 25%-екв. За катіонами виділяють ті самі підкласи, що і в попередніх;

мінеральні води **складного хімічного складу**, що являють собою поєднання вод трьох попередніх класів;

води з **біологічно активними іонами** (йоду, бромю, миш'яку, заліза) та води, що містять важкі або радіоактивні метали; води з **великим вмістом органічних речовин**; **газові мінеральні води**, що містять значну кількість розчинених газів (вуглекислі, сірководневі тощо). Останні є дуже цінними.

Походження деяких груп мінеральних вод ще остаточно не з'ясоване, проте наявність водню і метану свідчить про інтенсивні біохімічні процеси у водоносному горизонті, що проходили або проходять. Вуглекислі води утворились під час метаморфічних процесів, деякі мінеральні води - внаслідок

вилужування легкорозчинних гірських порід та складних обмінних реакцій між підземною водою і породами.

Крім мінеральних вод з лікувальними властивостями, існують промислові мінеральні води, що містять в розчинах певні компоненти або їх сполуки в кількостях, що дають змогу вести їх видобуток і переробку. З підземних вод видобувають йод, бром, кухонну сіль, сполуки бору, літію, рубідію, германію, урану та ін.

## Глава 6. РІКИ

### 6.1. Гідрографічна сітка

**Рікою** називається природний постійний водний потік, що протікає у видовжених зниженнях земної кори в розробленому ним руслі. Ріки поділяють на великі, середні й малі.

Система річок, озер та інших водойм на певній території називається **гідрографічною сіткою**, до них належать також болота, канали та ін. Гідрографічна сітка в сучасному її вигляді формувалася досить тривалий час під впливом насамперед клімату, геологічних та інших факторів.

Гідрографічна сітка формувалась і перебудовувалась не один раз. Цей процес триває і тепер. Нині на рисунок гідросітки впливають деякою мірою будівництво великих водосховищ, зрошувальних каналів та інші види виробничої діяльності суспільства.

Частиною гідрографічної сітки є **руслова сітка**. Це сукупність русел всіх водотоків на певній території.

Верхньою ланкою гідросітки є **улоговина стоку**, по якій відбувається стік атмосферних опадів і площинний змив.

Злиття улоговин утворює **видолинок**, тобто вже краще виражене ерозійне утворення з більш крутими схилами. На дні та на схилах їх можуть утворюватись яри.

Перехідною формою до річкової долини є **суходіл** з асиметричними схилами. В суходолах вже добре проявляються береговий і донний розмив, русло починає мандрувати. Злиття суходолів утворює річкову долину.

Тут постійно відбуваються ерозійно-аккумулятивні процеси.

Постійні руслові потоки називаються **річковою сіткою**, а сукупність річок, що зливаються, становлять єдину систему і виносять свої води у вигляді загального потоку - **річковою системою**. Тобто це головна ріка з притоками. Структуру річкової системи визначають через певний порядок. Існує кілька класифікацій приток, одна з них - система Штралера - Філософова. Тут порядок приток встановлюється від витоків до гирла. Нерозгалужені водотоки вважаються водотоками 1-го порядку (рис. 6б). Зливаючись, два водотоки 1-го порядку утворюють водоток 2-го порядку. Водоток 3-го порядку утворюється від злиття двох водотоків 2-го порядку, водоток 4-го - злиттям двох водотоків 3-го порядку і т.д. Якщо до притоки 2-го і вищого порядку приєднується будь-яке число приток 1-го порядку, його порядок залишається незмінним. Порядок може підвищитись лише в разі злиття двох водотоків однакового порядку.

Басейни річок I, 2, 3-го порядку невеликі, але число таких річок найбільше, отже, вони займають найбільшу площу і чинять найбільший вплив на режим басейну. Є й інші класифікації, де виділяють головну ріку й притоки різного порядку від неї, але при такій класифікації в один клас попадають як дрібні притоки головної ріки, так і невеликі водні артерії.

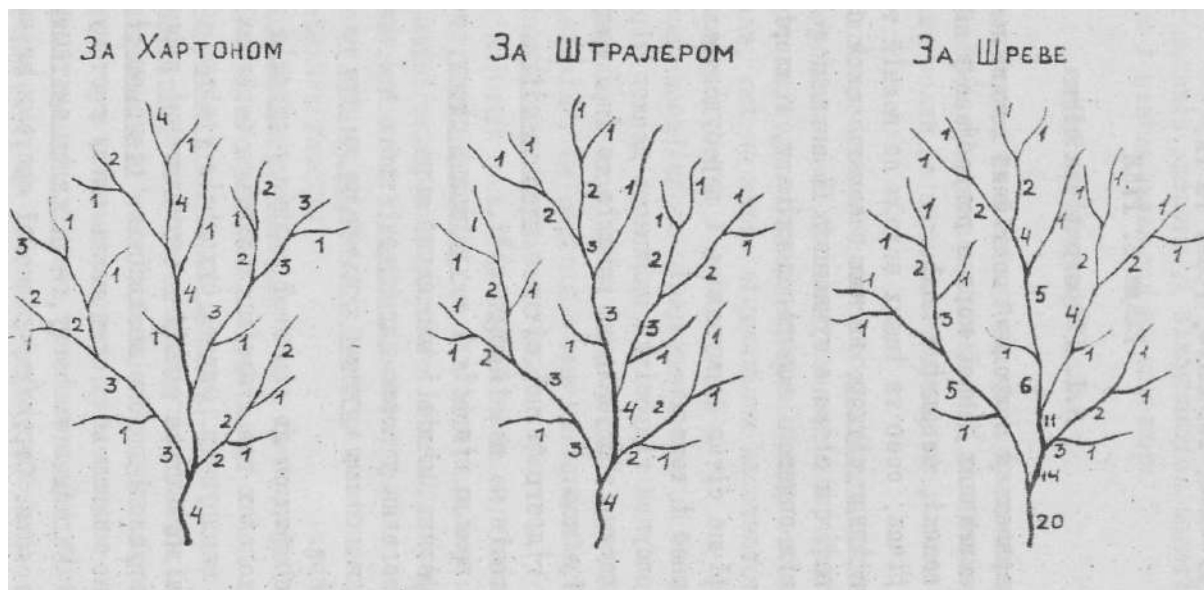


Рис.66. Схема встановлення порядків річок (за Райсом Р.Дж., 1980).

Річкові системи досить різноманітні за малюнком їх річкової сітки, який залежить насамперед від геологічної будови, рельєфу і клімату. Виділяють такі основні типи рисунків річкових систем: радіальний, доцентровий, деревоподібний, перистий, решітчастий та ін.

## 6.2. Елементи ріки, басейн ріки

Місце початку ріки називається **витоком**. Ріка може починатись із струмків і джерел, льодовика, озера або болота. Коли ріка утворюється від злиття двох річок, місце злиття їх буде початком цієї ріки, але за витік її треба брати довшу із приток, що злилися. Це буде гідрографічна довжина ріки, яка й береться до уваги при аналізі умов стоку. Якщо ріка утворюється від злиття двох річок однакової довжини, виток вважають ліву складову. Ріка утворює канал стоку, що називається **руслом**, в якому проходять ерозійно-аккумулятивні процеси, через русло відбувається стік води і наносів тощо. У руслі за ходам течії виділяють правий і лівий береги.

Впадаючи в іншу ріку, озеро чи море, ріка утворює **гирло**. Якщо ріка впадає двома рукавами, за гирло беруть гирло більшого рукава, Ріка часто при впадінні в озеро чи море відкладає багато наносів і створює бататорукавне гирло, що називається **дельтою**. В такому разі за гирло береться гирло основного (найбільшого) рукава. При відсутності дельт ріка може вливатись в море одним широким руслом (естуарій). Особливою формою **естуаріїв** є **лимани**, тобто затоплені морем пригирлові частини долин.

Залежно від рельєфу, геологічної будови, кліматичних умов річкова сітка має різну розгалуженість, яка збільшується із збільшенням висоти місцевості. Густота річкової сітки визначається як відношення довжин всіх водотоків даної території (км) до її площі (км<sup>2</sup>):

$$d = \frac{\Sigma L}{F} \text{ км/км}^2$$

Найчастіше її визначають за великомасштабними топографічними картами.

Кожна річкова система займає певну площу, що називається **басейном**. Територія, звідки річкова система або ріка отримує воду, називається **водозбором**. Басейн і водозбір здебільшого збігаються, проте бувають випадки і незбігання, наприклад, якщо в межах басейну частина території безстічна, вона до складу водозбору ріки не входить. Басейни один від одного відмежовані **вододілами**. Вододіл - це лінія на земній поверхні, що поділяє стік атмосферних опадів на два протилежні схили. Виділяють головний вододіл Землі, що відмежовує басейни річок, які впадають в Тихий та Індійський океани, з одного боку, і басейни річок, що впадають в Атлантичний та Північний Льодовитий океани, - з іншого. Виділяють ще безстічні області, звідки вони не мають виходу до Світового океану, наприклад, басейни Каспійського і Аральського морів (басейни річок Волги, Уралу, Тереку, Кури, Амудар'ї, Сирдар'ї).

Для характеристики басейну використовують такі параметри: площа басейну  $F$  ; довжина басейну  $L$ , яка визначається як пряма, що з'єднує гирло ріки і точку на вододілі, прилеглу до витоку ріки, максимальна ширина басейну  $B$  що визначається по прямій, перпендикулярній до осі басейну в найширшій його частині, середня ширина, що обчислюється за формулою  $B = \frac{F}{L}$ , де  $L$  довжина вододілу.

Крім морфометричних, басейну властиві ще ряд фізико-географічних характеристик, а саме: географічне положення, зона, геологічна будова, рельєф, клімат, ґрунтово-рослинний покрив та ін., а також вплив на нього господарської діяльності суспільства.

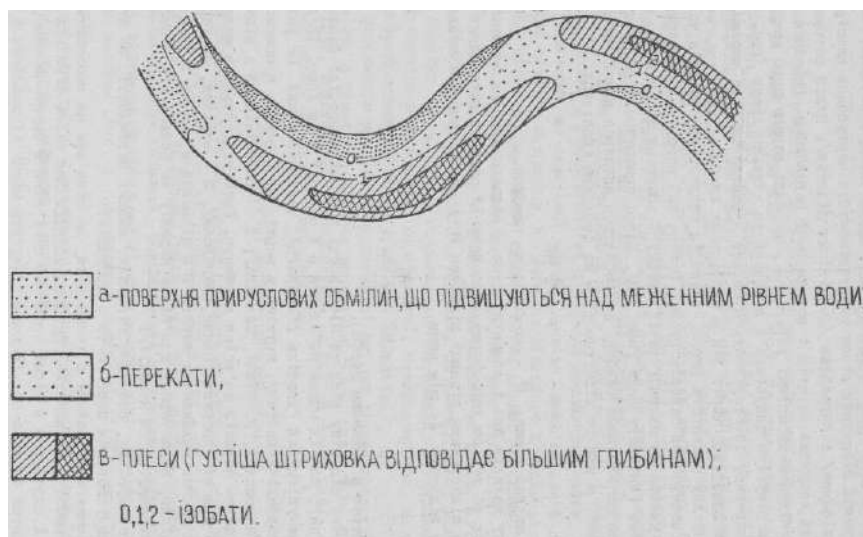
### 6.3. Морфометричні характеристики ріки

До морфометричних характеристик належать довжина ріки, коефіцієнт звивистості та густота річкової сітки. **Довжина ріки** - це. відстань вздовж ріки від витоку до гирла. Русла річок рідко бувають прямолінійними, здебільшого вони звивисті, розбиваються на рукави, блукаючі. Звивистість характеризується **коефіцієнтом звивистості**  $K = \frac{L}{l}$ , тобто відношенням довжини ріки  $L$  до довжини прямої лінії  $l$ , що з'єднує гирло і витік.

Розмір самого русла - величина змінна. Найнижчий рівень води називається **меженням**, найвищий - **повеневим**.

У руслах, рівнинних річок спостерігається чергування **плесів** (найглибших ділянок) і **перекатів** (найміліших ділянок). Плеси розташовуються біля випуклих берегів і розмежовані перекатами. Перекати (броди)- це більш-менш стійкі утворення у вигляді поперечного валу, що пересікає ріку і з'єднується з верхньою та нижньою **косою** (рис. 67). Посеред перекату спостерігається **корито** - найглибша його частина, де проходить **фарватер**, тобто лінія найбільших глибш.

**Рис.67.** Розподіл плесів і перекатів на меандрах річки (за Леонтєвим О.К. і Ричаговим Г.І., 1988).

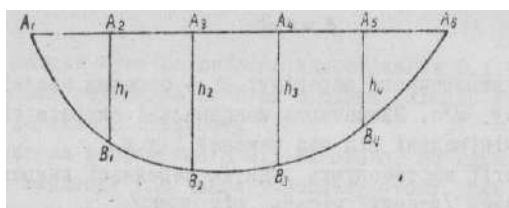


Пропускна здатність русла, розподіл швидкостей, нахилів та інше визначає поперечний переріз русла. **Поперечний переріз** - це площина, перпендикулярна до напрямку течії потоку і обмежена знизу дном, а зверху - лінією горизонту води (рис.

68). Площа поперечного перерізу визначається за вимірами глибин, що робляться впоперек річки через рівні відстані, а при їх відсутності - за формулою Аполлова:

$$F = \frac{2}{3} BH$$

де  $B$  - ширина русла;  $H$  - максимальна глибина.



**Рис.68.** Поперечний переріз русла ріки.

Зміну нахилів дна і поверхні води з віддаленням від витoku (гирла) вздовж за течією характеризує поздовжній профіль ріки. Нахил виражається відношенням різниці відміток  $h_i$  і  $h_{ii}$  певного відрізка (падіння) до відстані  $l$  між ними:  $[ i = (h_i - h_{ii}) / l ]$  і виражається десятковим дробом.

Залежно від віку ріки та місцевості поздовжні профілі бувають досить різні, але їх можна об'єднати в 4 основні типи (рис. 69):

1 - плавно-увігнутий (профіль рівноваги), найпоширеніший. Це увігнута крива гіперболічного типу, крутіша у верхів'ях і полого в пригирловій частині (наприклад, у рік Ріоні, Селенга); 2 - прямолінійний з рівномірним розподілом нахилів за всією довжиною. Спостерігається в малих річках та деяких гірських (ріки Пяндж, Зеравшан); 3 - опуклий, що характеризується малими нахилами у верхів'ї й більшими в нижній течії, трапляється рідко, характерний для річок Карелії та Кольського півострова; 4 - східчастий, ступінчастий (в Карелії).

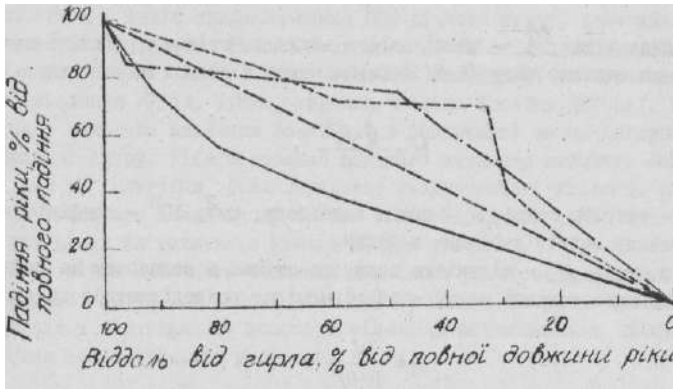


Рис.69. Типи поздовжніх профілів річок (за Богословським Б.Б., 1984).

У руслах річок, особливо гірських, наявні нерівності, що призводить до утворення **порогів та водоспадів**.

Гіпсометрично найнижча точка ріки, де вона вже не проводить ерозійну роботу, називається **базисом ерозії**. Для всієї ріки він буде головним і перебуває в місці впадіння цієї ріки в озеро чи море, а для її приток базисом ерозії кожної слугить місце її впадіння в головну ріку.

## Глава 7. ДИНАМІКА РІЧКОВОГО ПОТОКУ

### 7.1. Річковий стік та його характеристики

Річковий стік складається із стоку води, стоку наносів, стоку розчинених речовин і стоку теплоти. **Стоком ріки**, за Б.О.Аполловим (1963), називають кількість води, що протікає в річці через поперечний переріз за певний час. Найважливішим в даному випадку є стік води, бо за ним визначають інші показники і характеристики стоку.

Важливою характеристикою стоку є **витрата води**, тобто об'єм води, що протікає через поперечний переріз ріки за одну секунду:

$$Q = Fv$$

де  $F$  - площа поперечного перерізу;  $v$  - середня швидкість течії для всього перерізу, м/с. Визначають максимальні витрати під час водопіль чи повеней і мінімальні під час меженей і т.д.

У гідрології застосовують поняття середньої витрати вода за певний інтервал часу (декаду, місяць, рік, тощо).

Об'єм стоку  $W$  - це кількість води, що стікає з водозбору за інтервал часу  $T$ , м<sup>3</sup>:  $W = QT$

**Модуль стоку  $M$**  - це кількість води, що стікає з одиниці площі (1 км<sup>2</sup>) за одиницю часу (1 с) і виражається в літрах за секунду з 1 км<sup>2</sup>:

$$M = \frac{Q \times 10^3}{F},$$

де  $Q$  - витрата води;  $F$  - площа водозбору, км<sup>2</sup>;  $10^3$  - коефіцієнт для переводу метрів кубічних в літри.

**Шар стоку  $h$**  - кількість води, що стікає з водозбору за певний час і дорівнює товщині шару в мм, який рівномірно розподіляється по площі водозбору:

$$h = \frac{W}{F \times 10^3}.$$



**Коефіцієнт стоку  $a$**  - це відношення шару стоку до величини опадів, що випали на цю саму площу за той самий час:

$$a = \frac{h}{x}, \text{ де } x - \text{кількість опадів, мм.}$$

Коефіцієнт стоку  $a < 1$  і показує, яка частина опадів йде на формування стоку.

Для характеристики розподілу стоку на будь-якій території складають карти, на яких проводять лінії однакових величин модулів чи шару стоку.

## 7.2. Класифікація річок за характером живлення

Живлення річок буває різним, проте виділяють чотири основних види: дощове, підземне, снігове та льодовикове.

Однією з перших була розроблена класифікація О.І.Воейкова - кліматична, бо він розглядав ріки як продукт клімату і встановив 9 типів річок залежно від клімату.

Зараз поширена класифікація М.І.Львовича, що ґрунтується на аналізі джерел живлення і річного розподілу стоку. Для визначення переважання того чи іншого типу живлення встановлено три градації.

Якщо один з видів живлення дає понад 80% річного стоку річки, мова йде про **виключне** значення цього виду живлення. Якщо кожне з видів живлення становить 50-80% стоку, йому надається **переважне** значення. Якщо кожен з видів живлення менше 50% річного стоку, таке живлення називається **змішаним**. Райони поширення річок снігового живлення займають значні площі, великі площі займають басейни річок переважно снігового живлення (Урал, Іртиш, середня частина басейну Дніпра). Ріки винятково дощового живлення розміщені в Закавказзі та на Далекому Сході в басейні Амуру. Ріки переважно дощового живлення займають басейни рр. Яни та Індигірки, ріки переважно льодовикового живлення приурочені до Головного Кавказького хребта і гір Середньої Азії, друге місце на цих ріках за величиною займає дощове живлення.

Із річок змішаного живлення найбільше поширені з переважанням снігового (басейна р. Лени, ріки Алтаю, Саян). Із річок змішаного живлення з переважанням дощового відомі ріки Закавказзя, північної частини Чорноморського узбережжя, Західної Європи та ін.

## 7.3. Господарське використання річок

Ріки використовують в народному господарстві з давніх давен, нині річкові води використовуються різними галузями промисловості, енергетикою, комунальним господарством, рибним господарством, річковим транспортом та ін. Більшість господарських заходів впливають на річковий стік як посередньо, так і безпосередньо. Так, вирубка лісів та їх відновлення впливають на зміну річного стоку річок та сумарного випаровування. Після вирубки лісу випаровування зменшується, а стік збільшується, і посилюється ерозія. Після відновлення лісу випаровування підвищується, а стік і ерозія зменшується.

Крім того, з'ясовано, що болота активно поглинають воду, активно її випаровують і слабо віддають річкам. Після осушення боліт збільшується стік, але пізніше він стає рівномірним внаслідок того, що випаровування із сільськогосподарських угідь майже таке саме, як із боліт. Впливають на випаровування, а отже, і на стік, агротехнічні заходи (оранка на зяб, створення полезахисних лісових смуг, снігозатримання на полях тощо).

Впливають на розподіл стоку і міста, особливо великі. В містах зникає інфільтрація, збільшується поверхневий стік, але загальний вплив міст на стік річок незначний, міста більше впливають на чистоту вод.

Багато річок забруднені промисловими і побутовими стоками.

Значний вплив на річкові води чинять промислове і комунальне водопостачання, внаслідок чого річковий стік зменшується, погіршується чистота вод. Проте найбільших втрат зазнають ріки через зрошення. Велика кількість води витрачається на випаровування, а та частина, що повертається назад, часто забруднена різними хімічними сполуками та солями.

Дуже активно впливає на режим стоку спорудження водосховищ. Останні регулюють річковий стік (добовий, сезонний і багаторічний), тобто роблять його рівномірнішим в часі, але водосховища зменшують річний стік річок, бо для наповнення їх потрібно забрати певну кількість води, а випаровування з водної поверхні більше, ніж із суші.

Нині в багатьох країнах практикується перерозподіл стоку, тобто залучення води в одну річкову систему із іншої. До таких систем перерозподілу належать "Джеймс Бей", "Черчілл" в Канаді, "Центральна долина" в США. В Канаді перерозподіляють стік із р. Устмейн в р. Ла-Гранд, також з р. Черчілл в р. Нельсон для енергетичних потреб, а в США - з р. Сакраменто на південь Каліфорнії для водопостачання і зрошення.

В нашій країні діє Північно-Кримський канал (перекидає  $3,8 \text{ км}^3$  за рік), канал Дніпро-Донбас ( $3,6 \text{ км}^3/\text{рік}$ ), у Середній Азії прокладено Каракумський ( $11 \text{ км}^3/\text{рік}$ ), Великий Ферганський ( $5,3 \text{ км}^3/\text{рік}$ ), Амубухарський ( $5,8 \text{ км}^3/\text{рік}$ ) та інші канали. При таких великих гідротехнічних спорудах неодмінно зростає втрата води на випаровування та інфільтрацію.

Взагалі господарська діяльність суспільства зменшує річний стік річок. Це відчутно в південних районах нашої країни і в інших країнах, у зонах степів, напівпустель і пустель, де багато води йде на зрошення. Дуже зменшився річковий стік Амудар'ї і Сирдар'ї, через що рівень Аральського моря понизився більше ніж на 10м; зменшився стік р. Кубань, Уралу, Дніпра.

## Глава 8. ОЗЕРА

### 8.1. Водні маси, водний баланс озер

**Озеро** - це природна котловина, заповнена водою, яка не має безпосереднього зв'язку з океаном. Озера поширені на всіх материках, але найбільше їх в районах стародавнього материкового зледеніння та багатовікової мерзлоти (Скандинавія, Канада, Сибір).

За характером котловин виділяють греблеві, котловинні й змішані. Греблеві утворюються тоді, коли долина перекривається в будь-якому місці обвалом, льодовиком чи наносами, наприклад, Сарезьке озеро на р. Мургаб (Памір). **Котловини озер** за походженням поділяють на **тектонічні, вулканічні, льодовикові, карстові, суфозійні, лиманні, лагунні** та ін.

За характером водообміну озера бувають **стічними** (Байкал, Онезьке, Ладозьке і **безстічними** (Іссик-Куль, Балхаш та ін.). Існують ще проточні озера, тобто такі, через які відбувається транзитний стік річок (Чудське, Зайсан та ін.).

Як в океанах і морях, так і в озерах води неоднорідні в просторі й часі. **Водною масою** називається великий об'єм води з більш-менш однорідними фізичними, хімічними і біологічними властивостями. Головними характеристиками водної маси є температура, щільність, прозорість, мінералізація, вміст газів, вміст фіто- та зоопланктону та ін. Найчастіше для визначення водних мас використовують дані про температуру, прозорість, електропровідність та вміст кисню. В.М.Михайлов та ін. (1991) зазначають, що за генезисом водні маси бувають **первинні** та **основні**. Первинні водні маси формуються на водозборах озер і надходять у водойми з річковим стоком. Вони мало мінералізовані, каламутні з високим вмістом розчиненого кисню.

Основні водні маси формуються безпосередньо у водоймах. Деяких властивостей вони набувають від первинних водних мас, інших - внаслідок внутрішніх процесів у водоймі, а також під впливом обміну між водоймою і атмосферою. Чітко розрізняються первинна і основна водна маси при впадінні річок в солонуваті чи солоні безстічні озера.

У межах основної водної маси в окремі пори року виділяється поверхнева, проміжна, глибинна і придонна водні маси. Ці відмінності визначаються глибиною, температурою, вмістом кисню і органіки.

Внаслідок взаємодії первинної і основної водних мас формується зона змішування, де одна водна маса трансформується в іншу. В цій зоні перебуває гідрологічний фронт - вузька смуга, що розмежовує водні маси різних типів.

За ступенем мінералізації озера поділяють на прісні з солоністю менше 1‰, солонуваті з солоністю від 1 до 25‰, солоні з солоністю понад 25‰.

В озері постійно відбуваються коливання рівнів води, що залежать від водного балансу, який визначається безпосередньо притокам і витратою води.

Прибуткова частина балансу - це атмосферні опади на поверхню озера  $x$ , поверхневий притік  $y_{нов}$ , підземний притік  $W$ , конденсація водяної пари  $K$ . Витратна частина балансу - це випаровування з поверхні озера  $E$ , поверхневий відтік (для стічного озера)  $y_{н.ст}$ , підземний відтік (фільтрація)  $W_{ст}$  та зміна запасів води в озері  $U$ . Рівняння водного балансу стічного озера без антропогенного впливу на нього матиме такий вигляд:

$$x + y_{нов} + W + K = y_{н.ст} + W_{ст} + E \pm \Delta U$$

Для безстічного озера рівняння водного балансу буде таким самим, але без члена  $y_{н.ст}$ . Члени рівняння визначаються за певний інтервал часу за шаром води у міліметрах, сантиметрах, метрах, або в одиницях об'єму води ( $m^3$ ,  $km^3$ ).

Основна роль у водному балансі озера належить поверхневому притоку  $u_{нов}$ , опадам на дзеркало озера  $X$ , випаровуванню  $E$  та зміні запасів води озера  $\Delta U$ .

У ряді випадків можна активно впливати на водний баланс озера і змінювати його в інтересах народного господарства.

Коливання рівня озера можуть бути сезонні, річні й короткочасні.

На амплітуду коливань рівня істотно впливає співвідношення між площею водозбору і площею дзеркала озера, із збільшенням цього співвідношення збільшується річна амплітуда рівнів. На кожному озері спостерігаються вікові коливання, зумовлені тектонічними і кліматичними причинами. Наприклад, А.В.Шнітников виявив циклічні коливання рівня озер і зволоження Євразії з періодом близько 1850 років. Багаторічні й вікові коливання рівня озер помітні в аридних областях Землі.

Короткочасні коливання рівня озера можуть бути зумовлені хвилюванням, вітровими нагонами і згонами, сейшами.

## 8.2. Динаміка вод

Рух водних мас в озерах поділяється на постійний і тимчасовий. Постійний рух відбувається у вигляді течій, що виникають під впливом стоку річок, вітру, нерівномірного розподілу температури і тиску.

Інтенсивність течій залежить від розміру озера та річок, що впадають в нього або витікають. Наприклад, ріки, що впадають в Байкал і витікають з нього, мало впливають на рух води в озері, рух вод озера у вигляді течій і хвилювання відбувається під впливом вітру і нерівномірного поля температур. Неоднакове поле температур створює горизонтальні градієнти густини й деякі перекося рівня, що сприяє виникненню течій. У досить великих озерах влітку температура води поблизу берегів вища, ніж посередині, в північній півкулі в таких озерах під впливом сили Коріоліса виникають циркуляції проти годинникової стрілки. Взимку біля берегів температура нижча, ніж посередині, й виникає горизонтальна циркуляція за годинниковою стрілкою.

Нерівномірність охолодження і нагрівання води озера спричиняють вертикальні (конвективні) рухи. Якщо в озеро впадають ріки з холоднішою водою, ніж в ньому, вода опускається до шару води відповідної густини й сприяє певній циркуляції.

Досить поширені на озерах **вітрові хвилі** та **сейші**. Якщо вітер постійний протягом деякого часу, на озерах встановлюється певна система хвилювання, що відповідає швидкості вітру.

Іноді в озері виникає коливання всієї маси води (під впливом вітру або зміни атмосферного тиску), але на поверхні не спостерігається хвиль. Такі коливальні рухи називаються **сейшами**. При цьому поверхня озера нахиляється то в одну, то в іншу сторону, а нерухома вісь, навколо якої коливається дзеркало озера, називається вузлом.

Розрізняють одновузлові і двовузлові сейші (рис. 70).

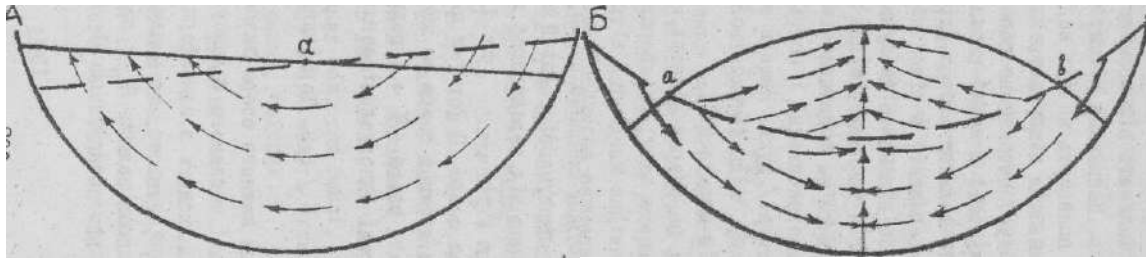


Рис. 70. Одновузлова (А) і двовузлова (Б) сейші.

Сейші мають амплітуду  $A$ , тобто відхилення рівня від середнього; довжину  $\lambda$ ; період  $T$ . Період сейші  $T = 2L(n\sqrt{gh})$  де  $L$  - довжина озера;  $n$  - число вузлів;  $h$  - глибина озера. З формули видно, що період коливання зростає із збільшенням довжини озера та зменшенням його глибини. Наприклад, для Женевського озера  $T = 1$  година 13 хвилин,  $A = 1$  м.

Найбільш поширені одновузлові сейші.

### 8.3. Термічний режим

Термічний режим кожного озера визначається його тепловим балансом. Основні складові теплового балансу озер - це сонячна радіація  $Q_c$  теплота, що надходить з атмосфери при турбулентному теплообміні з поверхнею  $Q_a$ ; теплота, що надходить з дна  $Q_g$ ; з річковим стоком  $Q_p$ ; підземними водами  $Q_n$ ; виділяється при конденсації водяної пари  $Q_k$  та при льодоутворенні  $Q_l$ . Витрачається теплота в озері на ефективно випромінювання  $E_g$ , віддачу його в атмосферу в процесі турбулентного теплообміну  $Q_{атм}$ , віддачу теплоти дну  $Q_g$  на випаровування  $B$ , танення льоду  $Q_l$ , на винос річками  $Q_p$ , підземним відтоком  $Q_{нідз}$ . Тепловміст води в озері  $\Delta Q$ . Рівняння теплового балансу озера:

$$Q_c + Q_a + Q_g + Q_p + Q_{нідз} + Q_k + Q_l = E_g + Q_{атм} + Q_g + Q_p + B + Q_l + Q_{нідз} \pm \Delta Q$$

Найголовніші члени рівняння - це  $Q_c$ ,  $Q_a$  та  $B$ .

В озерах розподіл температури за глибиною називається **стратифікацією**. Існують три типи термічної стратифікації: **пряма** - зменшення температури від поверхні до дна, **обернена** - збільшення температури від поверхні до дна і **гомотермія** - рівномірний розподіл температури за глибиною. В помірному поясі з березня до серпня озеро нагромаджує теплоту, а з вересня до лютого - витрачає її. Під час охолодження поверхні озера верхні шари води опускаються вглиб, а тепліші підіймаються з глибини до поверхні, відбувається перемішування, порушується пряма стратифікація і при подальшому охолодженні вся вода до дна прийме однакову температуру. Подальше охолодження вже не спричинятиме опускання верхніх шарів, і пряма стратифікація перейде в обернену. Такий перехід починається на початку осені й закінчується перед замерзанням озера. При нагріванні озера поступово встановлюється пряма стратифікація. Отже, пряма стратифікація стійка при нагріванні, зворотна - при охолодженні. Гомотермія встановлюється восени і навесні, тобто під час порушення прямої і оберненої стратифікації.

Залежно від температурної стратифікації озера поділяють на **теплі** з постійною прямою стратифікацією, **холодні** з постійною оберненою стратифікацією і **змішані** - з перемінною стратифікацією за сезонами. Перший тип озер поширений в тропічному поясі, другий - в полярному, третій в помірному.

Відповідно до кліматичних умов озера бувають без льодяного покриву взагалі і з льодяним покривом. Останні поділяються на озера з нестійким льодоставом, із стійким взимку, і озера із стійким льодоставом протягом року.

Лід починає з'являтися на озері після того як температура поверхневого шару досягне точки замерзання. А ця температура спостерігається дещо пізніше від переходу середньодобової температури повітря . нижче 0 °С.

Льодові явища восени починаються в прибережних ділянках озера, де відбувається швидке охолодження, і звідси лід поширюється до середини. Так поступово вкривається кригою вся поверхня озера. Танення криги виникає насамперед під впливом сонячної радіації, теплообміну льоду з атмосферою і від теплоти, що надходить з дощовими, сніговими і річковими водами. Озера очищаються від криги значно пізніше, ніж річки.

#### 8.4. Господарське використання озер

В озерах перебувають різні організми. За кількістю органіки озера поділяють на три типи: **оліготрофні** з малою кількістю поживних речовин, **евтрофні** з великою кількістю поживних речовин і **дистрофні** - бідні поживними речовинами.

У багатьох озерах гумідної зони спостерігається підвищений вміст заліза в осадках (Ладозьке), а в деяких озерах Карелії утворюються залізні та залізо-марганцеві руди в периферійних частинах озер. Це пов'язано з притоком в озеро ґрунтових вод, збагачених залізом. Озерні руди містять від 20 до 60% заліза і мають промислове значення. Так виникло свого часу місто Петрозаводськ.

Озера широко використовуються в народному господарстві для рибного господарства, водного транспорту, водопостачання, видобутку корисних копалин, з рекреаційною метою.

З використанням озер зв'язана проблема їх охорони, насамперед від забруднення та виснаження. Найяскравішим прикладом є Аральське море, на зміні режиму якого позначився вкрай негативний вплив господарської діяльності на природу. Внаслідок природних причин та нераціонального використання вод Амудар'ї і Сирдар'ї зменшився річковий стік (а в деякі періоди зовсім припинявся) в Аральське море, рівень якого з 1961 до кінця 80-х років знизився на 13 м, площа його зменшилася на третину, а об'єм - на 60% (Михайлов В.М. та ін., 1991). У деяких місцях берегова лінія відступала на 90 км, море розділилося на дві частини – Великий Арал і Малий Арал, погіршилися кліматичні умови, почастишали пилові бурі в прибережних районах. Багато прибережних населених пунктів опинились далеко на суші, занепало рибальство, Солоність озера з 10-11‰ зросла до 22-23‰.

Зниження рівня спостерігається і на озерах Іссик-Куль, Балхаш та ін.

Важливою проблемою стала охорона від забруднення озер, зокрема таких, як Байкал, де паперово-целюлозні підприємства скидають відходи виробництва в озеро, забруднення північної частини Каспію та ін..

## Глава 9. БОЛОТА

### 9.1. Утворення боліт та їх еволюція

Однозначного визначення терміна "болото" немає. В широкому розумінні **болото** - це надмірно зволожена ділянка суші з застійним водним режимом, на якій відбувається нагромадження рослинних решток, що не розклалися.

Болота утворюються двома шляхами: у першому випадку - заболочуванням певних ділянок суші внаслідок надмірного зволоження. Останнє, в свого чергу, виникає внаслідок **затоплення** або **підтоплення** певної території. Затоплення відбувається з двох причин. Насамперед - внаслідок переважання опадів над випаровуванням при відсутності належного дренажу, по-друге, - затопленням певних територій поверхневими водами річок, озер, морів. Так утворюються болота на берегах річок, озер та морів. Підтоплення певної території пов'язане з підвищенням рівня ґрунтових вод.

Другий шлях утворення боліт - **заростання водойм**. Розрізняють такі випадки: 1) пряме заповнення водойми відкладами з наступним заростанням рослинністю; 2) поступове заповнення водойми відкладами і насування з боку берега рослинності, що формується на мінеральному дні.

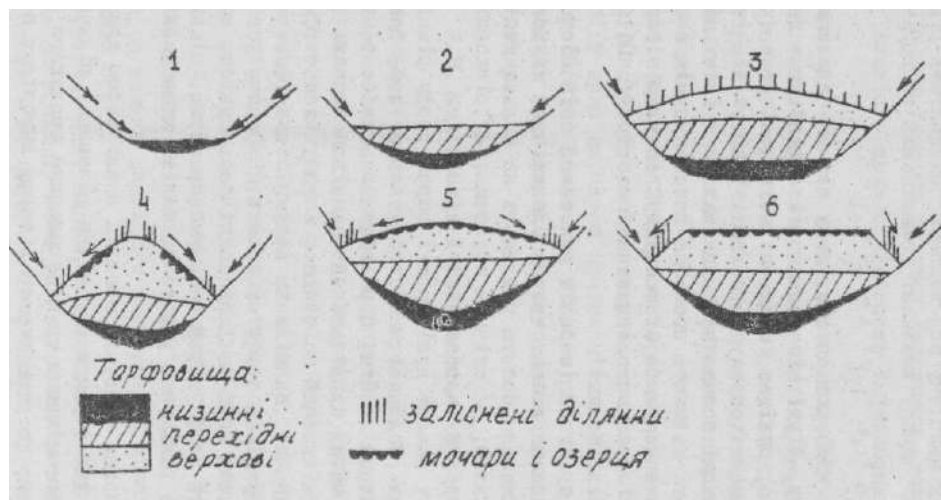
Пряме заповнення, водойм поширене в мілководних басейнах. Водойма поступово заповнюється змитими з берегів мінеральними наносами і **сапропелем**. Сапропель - це відклади, що утворилися на дні водойм із органічної маси відмерлих рослин і тварин, екскрементів і трупів риб, пилку і т.д. Зовні сапропель нагадує драглисту масу зеленувато-бурого або блакитно-сірого кольору. Коли відклади намулу або сапропелю заповнять озеро майже до поверхні, починає розвиватись рослинність, в першу чергу рогіз, очерет та ін. Все це утворює на поверхні своєрідну сітку, що називається **сплавиною**. Поступово озеро перетворюється на болото.

При заростанні водойм облямівка рослинності розміщується кільцеподібно поясами, кожному поясу відповідає своя глибина. На зовнішньому кільці ростуть осоки, ситняг та ін. Тут відкладається осоковий або змішаний **трав'яний торф**. Далі до глибини 1-3 м розміщується поле високих заростей очерету, тростини, хвоща та ін. Тут відкладається тростинний, **очеретний або хвощевий торф**. До глибини 4-5м розташована зона занурених рослин з плаваючим на поверхні листям водяних лілій, а ще далі рдеста плаваючого. Тут відкладається **сапропелевий торф**. Далі простежується пояс занурених рослин, що заповнюють своїми стеблами і листям всю товщу води - **рдестів**, а ще далі - пояс **підводних луків** із рослин, що не досягають поверхні води, - водоростей, моху та ін. Останній пояс - це **пояс мікрофітів**, де на значній глибині ростуть тільки синьо-зелені, зелені й діатомові водорості. Завдяки підвищенню дна внаслідок відкладання сапропелю і торфу пояси

рослинності пересуваються в глиб озера. Нарешті вікна чистої води, що зберігаються лише в центрі, починають теж заростати, і озеро перетворюється на болото. При заростанні водойм виникають переважно **тростинні й осокові болота**. Торф, що при цьому утворюється, з часом ущільнюється, і на ньому можуть поселитись дерева.

**Верхові болота** суходільного походження, навпаки, виникають на місці лісів і поступово переходять у слабозалісені або безлісі.

У розвитку болота виділяють наступні фази (рис.71): 1) увігнуте болото із стоком до центра, сильно обводнене; 2) плоске болото безлісе, частіше перехідне; 3) слабовипукле болото із стоком від центра до периферії; центральна частина вже переходить у верхову стадію, часто випукла частина болота достатньо дренована, там ростуть асоціації *Sphagnum fuscum* з дрібною сосною; 4) різко випукле болото; тут грядово-мочарні комплекси розташовані концентричними колами, що оточують центральну частину.



**Рис.71. Фази розвитку болота.**

На крутих, добре дренованих схилах- поблизу краю болота добре ростуть дерева, і утворюється кільце досить високої сосни; 5) пологовипукле болото; крайні частини стають вологішими і доганяють в рості центральну частину і випуклість зменшується. Залішене кільце починає деградувати, і основну площу болота займають грядово-мочарні комплекси; 6) плоско-випукле болото. Тут торфовище досягає значної потужності й різниця між краєвими і центральною частинами зникає. Стік з болота погіршується, в центрі починають утворюватись грядово-озерцеві комплекси. Мохи витісняються лишайниками, припиняється відкладання торфу.

## 9.2.Класифікація боліт

За геоморфологічними, гідрологічними та геоботанічними ознаками торфові болота поділяють на три типи: **низинні, перехідні та верхові**.

**Низинним** називається болото, що має плоску поверхню, яка сприяє застійному водному режиму і зволожується водами, багатими мінеральними



речовинами. Утворюються вони по берегах річок, озер, зокрема в пониженнях і дельтах річок (плавні). Основна особливість низинних боліт це наявність поблизу водотоку або водойми, близькість рівня ґрунтових вод і переважання в водному живленні, поверхневих та ґрунтових вод.

Для низинних боліт характерні евтрофні рослини - вільха, береза, осоки, тростина, рогіз.

**Верхові болота** утворюються там, де у водному живленні переважають атмосферні опади, бідні мінеральними і органічними сполуками. Тут ростуть сосна, верес, пухівка, сфагнові мохи, невивагливі до поживних речовин. Ці болота мають опуклу поверхню і покриті товстим шаром торфу. Утворюються верхові болота на вододілах та в інших місцях.

**Перехідні болота** займають проміжне положення між верховими і низинними і мають виположену або слабоопуклу поверхню з рослинністю, що вимагає помірного мінерального живлення (мезотрони). Це береза, рідше сосна, осоки, сфагнові мохи.

Кожному з цих трьох типів боліт властивий свій біоценоз, що разом з геоморфологічними рисами створює специфічний мікроландшафт.

За місцезнаходженням болота поділяють на кілька типів: 1) замкнених котловин; 2) схилів; 3) стічних котловин; 4) річкових плесів на місці проточних озер; 5) приозерні та дельтові.

Більшість боліт земної кулі вкриті шаром торфу різної товщини. Швидкість наростання рослинної маси, що утворює торф, регулюється швидкістю випаровування вологи, а на останнє впливає температура. На півночі розклад органіки сповільнений внаслідок низьких температур, але ріст рослин сповільнений ще більше, і тому ріст торфовищ дуже повільний, і вони незначні. На південь потужність торфу зростає. Наприклад, в Арктиці потужність торфу становить 25-30см, у тайзі 3-4м, на півдні лісової зони 8-10м. Далі на південь сухість клімату підвищується і потужність торфу знову зменшується. Отже, ні низькі, ні високі температури не гальмують утворення боліт, якщо наявний надлишок вологи.

Природне торфовище болотних масивів являє собою трифазну дисперсну систему, де твердою фазою є органічна речовина, рідкою - вода з розчиненими в ній органічними та мінеральними сполуками і газоподібною - повітря й газу, що утворюються в торфу внаслідок анаеробного розпаду.

Товща торфу боліт поділяється на верхній діяльний та нижній (інертний) горизонти, відмінні за своїми фізичними та біологічними властивостями. Глибина діяльного горизонту коливається від 40 до 95 см і дорівнює глибині середнього багаторічного мінімального рівня болотних ґрунтових вод. Товщина інертного горизонту може змінюватись від нуля до 20 м. Основна маса води перебуває в порах торфу інертного горизонту. Рівняння водного балансу болотного масиву має такий вигляд:

$$X + y_1 + W_1 = Z + y_2 + W_2 \pm \Delta U$$

де  $X$  - опади;  $y_1$  - притік поверхневих вод;  $W_1$  - підземний притік;  $z$  - випаровування;  $y_2$  - поверхневий відтік;  $W_2$  - підземний відтік;  $\pm \Delta U$  - зміни

запасів вологи за певний період часу. Для верхового болота члени  $u$ , і  $W_1$  дорівнюють 0, бо воно живиться лише атмосферними опадами, а низинні живляться і атмосферними опадами, і поверхневими та підземними водами.

У розподілі боліт на Землі спостерігаються як широтні, так і довготні закономірності. Добре простежується широтна зональність боліт у Європі, в Сибіру вона виражена не так чітко. В екваторіальному поясі багато боліт у басейні Амазонки, Оріноко, Конго, в Індонезії, В Індонезії й на Цейлоні на болотах ростуть досить високі ліси майже без трав'яного покриву.

### **9.3. Меліорація і господарське використання боліт**

Болота займають великі простори суші. Щодо їх гідрологічної ролі склалась думка, що вони зменшують середній стік, тобто із заболочених територій в ріки надходить менше води, ніж з інших територій. Зазначено, що в тундрі випаровування з поверхні боліт і незаболочених територій майже однакове, але чим далі на південь, тим випаровування з боліт збільшується порівняно з прилеглими територіями. Вплив боліт на стік неоднозначний: осушення боліт в одних випадках призводить до збільшення, а в інших - до зменшення весняного стоку. Вважають, що болота не сприяють збільшенню меженого стоку, бо влітку багато води з них випаровується, а взимку внаслідок промерзання діяльного шару болота можуть не давати стоку.

Отже, осушення боліт вирівнює коливання стоку протягом року, проте надмірне осушення їх може зашкодити малим водотокам. Болота в природному стані - це пустоші, хоча після осушення (в розумних межах) їх можна було б використовувати у сільському та лісовому господарстві. Болота утруднюють дорожнє та інші види будівництва. Болота самі є продуктом клімату і впливають на нього. Загальновідомо, що болотні місцевості є нездоровими, бо постійне випаровування підвищує вологість повітря. Болота дають торф, який використовується з давніх давен як паливо, а тепер - як добриво і хімічна сировина. З торфу видобувають аміачні добрива, спирти і кислоти, барвники і целюлозу, ліки тощо. На земній кулі промислове значення має торф на площі близько 100 млн. га. Промислове значення мають торфовища Західного Сибіру, Канади, Фінляндії, США та ін., на торфі працюють багато ДРЕС.

У торфі утворюються шкідливі для рослин продукти неповного розкладу органіки: гумінові кислоти, метан, сірководень. Через нестачу кисню більшість болотних рослин мають у коренях і кореневищах повітряні ходи, в які надходить повітря із надземних частин. Болотні рослини водночас з вологолюбністю мають ознаки сухостійкості, бо влітку верхній шар торфу дуже пересихає, і рослинам не вистачає вологи. Внаслідок малої теплопровідності торф повільно відтає навесні, а це скорочує вегетативний період. Тому рослини, пристосувавшись до такого режиму, розмножуються не насінням, а вегетативно.

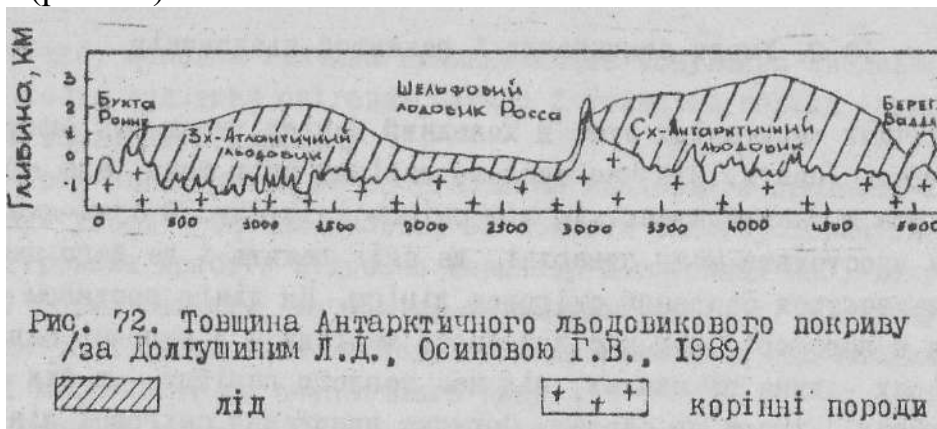
На болотах живуть сотні видів птахів, цінні хутрові звірі (нутрії, ондатри). Часто болота є цінними ягідниками: там може вирости до 2ц/га журавлини, 7-8 ц/га морозки та ін. На осушених болотах вирощують зернові та технічні культури, овочі, трави.

## Глава 10. ЛЬОДОВИКИ

### 10.1. Сучасне зледеніння Землі

Льодовик - це природне скупчення фірну і льоду, якому властивий самостійний рух. Льодом вкрито близько 16 млн.км<sup>2</sup> поверхні суші. Якщо цей лід розтане, рівень Світового океану підійметься на 66 м. Льодовики є гірські й покривні. Площа зледеніння по Землі розподіляється так: Антарктида - 13,9 млн. км<sup>2</sup>. Арктика разом з Гренландією - 2.04 млн. км<sup>2</sup>. Європа - 19,1 тис. км<sup>2</sup>. Азія - 118.3 тис. км<sup>2</sup>, Північна Америка - 123,7 тис. км<sup>2</sup>. Південна Америка - 32.3 тис. км<sup>2</sup>, Африка і Океанія - 845 км<sup>2</sup>.

Найбільший льодовик Землі - Антарктичний, середня потужність якого - 2300 м (рис. 72).



Льодовиковий щит Гренландії, очевидно, складається з трьох куполів, що злилися між собою. Середня його товщина становить 1515 м. максимальна - 3400 м. На захід і на схід від Гренландії зледеніння полярних країн зменшується, особливо в західному напрямі.

Із гірського зледеніння найбільшу площу займають льодовики в горах Азії. Наприклад, Гімалаї та Мала Азія - 98 тис. км<sup>2</sup>, Тянь-Шань - 17,9 тис. км<sup>2</sup>, Каракорум - 16,3 тис. км<sup>2</sup>. Значні площі зледеніння є в Кордільєрах, Андах та ін.

Протягом геологічної історії Землі площа зледеніння істотно змінювалась. Наприклад, під час останньої льодовикової епохи вона становила 34 млн. км<sup>2</sup>.

Внаслідок потепління клімату з кінця ХІХ ст. почалося помітне зменшення льодовикового покриву. Землі, але вже в 60-70-х роках нашого сторіччя цей процес сповільнився, а в багатьох районах Землі площі льодовиків навіть збільшились. Ознаки деградації льодовиків нині спостерігаються на всіх острівних і континентальних районах зледеніння Арктики внаслідок перевищення абляції над акумуляцією.

Аналіз водного балансу зледеніння Землі в цілому свідчить, що за період з 1894 по 1975 р. прихідна частина у вигляді атмосферних опадів становила близько 4100 км<sup>3</sup>, а витрата шляхом айсбергового стоку - 2700 км<sup>3</sup>. шляхом рідкого стоку - 1000 км<sup>3</sup> і внаслідок випаровування, виносу снігу вітром, донного танення тощо - 600 км<sup>3</sup>. Загальне скорочення об'єму зледеніння за період з 1894 по 1975 р. досягло приблизно 5400 км<sup>3</sup> (0,22% його об'єму).

## 10.2. Умови виникнення і розвиток льодовиків

На значних територіях суші в холодний період випадають опади у твердій фазі (сніг). Під час теплого періоду сніг тане, але якась територія все ж таки залишається під снігом і влітку. В будь-який момент можна простежити межу поверхні, де сніг лежить і де його немає. Ця межа називається **сезонною сніговою лінією**. Ця лінія протягом року зміщується в просторі: під час холодного періоду - в напрямі екватора, а в горах - вниз по схилах, під час теплого періоду - в бік полюсів, а в горах - вгору по схилах. Середнє положення снігової лінії називається **кліматичною сніговою лінією** (табл. 10).

**Таблиця 10.** Висота снігової лінії на різних широтах земної кулі

Широта, град	Висота снігової лінії, м		Широта, град	Висота снігової лінії, м	
	Північна півкуля	Південна півкуля		Північна півкуля	Південна півкуля
90-80	650	0	40-30	4900	3200
80-70	790	0	30-20	5250	5300
70-60	1150	0	20-10	5475	5780
60-50	2500	890	10-0	4675	4720
50-40	3170	1700			

Перетворення снігу на лід складається з таких стадій: ущільнення снігового покриву (діагенез), перетворення снігу на фірн, перетворення фірну на лід. Діагенез снігового покриву відбувається переважно за рахунок осідання снігу під тиском вишележачих шарів та перекристалізації або ще й тоді, коли на поверхні снігу утворюється вода. Вона поступово проникає вглиб і там в холодніших шарах замерзає. Наступна стадія ущільнення - перетворення снігу на **фірн**, подальше ущільнення снігу, зменшення об'єму пор (дрібні кристали розпливаються, а більші за їх рахунок врастають і прагнуть розташувати свої осі вертикально). За повний час, що може тривати в горах від кількох місяців до 1 року, а в Гренландії - до 20 років, сніг перетворюється на фірн.

Перетворення снігу на фірн вважається завершеним, коли у фірні зникають всі пори, а кристали льоду з'єднуються. При подальшому ущільненні під масою нових шарів внаслідок перекристалізації фірн перетворюється на лід.

Отже, основна причина виникнення та існування льодовиків - клімат, тобто додатний сніговий баланс і тривалий період існування від'ємних температур повітря.

Крім кліматичних умов, утворенню льодовиків сприяють і геоморфологічні умови - значна висота, експозиція схилів, сприятлива орієнтація гірських хребтів відносно переносу повітряних мас, пологі чи увігнуті форми рельєфу, де міг би затримуватись сніг. Розвитку зледеніння сприяє така сукупність метеорологічних елементів, що наближає клімат даної місцевості до океанічного типу.

Основне джерело живлення льодовика - тверді атмосферні опади, що безпосередньо відкладаються. Нагромадження в льодовиках всіх видів твердих атмосферних опадів, наметеного снігу, лавинного снігу та дощу називається **аккумуляцією**. Її вимірюють опадомірами, снігомірними рейками, снігомірною

зйомкою тощо. Процес відступання льодовика, тобто зменшення його площі, розмірів і маси називається **абляцією**.

Рівняння балансу маси гірського льодовика:

$$X + u_x + u_l + z_{\text{конд}} = u_m + z_b \pm \Delta u$$

де  $X$  - опади;  $u_x$  - хуртовинний переніс;  $u_l$  - переніс лавинами;  $z_{\text{конд}}$  - конденсація водяної пари в тверду фазу; витратна частина включає стік талих вод  $u_m$ , випаровування снігу і льоду  $z_b$ , зміну маси льодовика за інтервал часу  $\pm \Delta u$ . Коли прихід дорівнює витраті, баланс стає нульовим, тобто нормальним.

Коли акумуляція переважає над абляцією, баланс стає додатним, і розміри льодовика збільшуються, вік може наступати. Якщо абляція переважає над акумуляцією, баланс стає від'ємним, розміри льодовика зменшуються, і він може відступати.

Внаслідок кліматичних змін в певних умовах льодовики зароджуються, досягають максимуму і, коли змінюється обстановка, відмирають. Це і є цикл **зледеніння**, він поділяється на дві фази: прогресивну і регресивну. Під час прогресивної фази на певній території льодовиком охоплюється все більша й більша площа, льодовик зростає в товщину і ховає всі нерівності рельєфу, утворюючи щит, під час регресивної фази спостерігається відмирання льодовика, тобто він зменшується в розмірах і часто зникає зовсім.

### 10.3. Будова льодовика, його рух

Льодовик складається з двох частин: **області акумуляції** та **області абляції**, фірнове поле області акумуляції по всій товщі шарувате. Шаруватість виникає внаслідок метаморфізму снігу від сонячної радіації, вітру, зміни температури чи покриття пилом до початку наступного снігопаду. Таким чином між старим і свіжим снігом виникає чітка межа. Льодовикова товща області абляції також смугаста, де чергуються смуги білого і голубого льоду. Це пов'язано з різним вмістом пухирців повітря: в білих смугах їх більше, в смугах голубого і щільного льоду - менше.

Поверхня фірнового поля буває гладкою або розбитою тріщинами. Коли тріщин багато, на поверхні утворюються призматичні або кубічні брили льоду. На фірнових полях виникають снігові дюни, бархани, гряди та інші форми висотою 0,3-1,6 м.

Льодовиковий лід - це зерниста порода, де кожне зерно являє собою кристал неправильної форми, що тісно прилягає до інших кристалів. Кристали з'єднані так, що виступаючі частини одного щільно входять в заглибини іншого. Кожен кристал одноосний, монолітний і являє собою пачку тоненьких листочків, що налягають один на одний в площині, перпендикулярній до оптичної осі кристала. Кристали з'єднані так міцно, що злам шматка льоду нерівний. Розміри кристалів змінюються, вони збільшуються з глибиною і зі збільшенням шляху, пройденого льодовиком. Основну роль у збільшенні розмірів кристалів відіграє час. Розміри кристалів коливаються від часток міліметра до десятків сантиметрів в поперечнику. Наприклад, кристали придонного льоду льодовика Медвежого на Памірі досягали 10-12 см в

поперечнику, на Землі Франца-Йосифа, в Скелястих горах, Гренландії, Центральній Азії знаходили кристали діаметром 12-16 см і масою 500-700 г.

Рух льоду в льодовику нерівномірний і досить повільний. Він відбувається двояко: шляхом в'язкопластичної течії й шляхом брилового ковзання по ложу, та внутрішньольодовикових розривах на скалах.

Приблизні швидкості руху льодовиків наводить С.В.Колесник (1963): Альпи – 80-150 м/рік, Памір – 220-230, Гімалаї – 700-1300, Гренландія (щит) - 25-30 м/рік, вивідні льодовики 1100-9900 м/рік, Антарктида (щит) - 10-130 м/рік. Швидкість руху льодовика змінюється в часі: влітку і вдень вона більша, ніж уночі та взимку. Розподіл швидкості руху в льодовику багато в чому нагадує рух водяного потоку. Швидкість руху льодовика зменшується від середини до країв внаслідок тертя його об борти долини. Розподіл швидкості на льодовикових щитах зростає від центральних частин до периферії.

Крім того, швидкість течії льодовика залежить від нахилу його ложа і маси. При однакових нахилах великий льодовик буде рухатись швидше, ніж малий. До кінця льодовика його потужність зменшується, і швидкість різко падає до 0. Лід тут стає мертвим, тобто нерухомим. По вертикалі швидкість зменшується від поверхні до дна приблизно в 3 рази.

При русі льодовика сила впливу його на ложе прямо пропорційна потужності та швидкості. В зоні живлення рух льоду в'язкопластичний з прилипанням до дна. Далі від цієї зони швидкість збільшується, льодовик рухається по ложу - це зона екзарациї. Тут лід волочить по дну вмерзлі в нього уламки порід і виорює котловини, створює баранячі лоби та ін. За зоною екзарациї простежується зона транспортування морени, На дні формується мореновмісткий шар, потужність якого зростає поступово, Середня потужність мореновмісного шару 50-70 м, але об'єм уламкового матеріалу незначний.

Під час руху льодовика в ньому виникають напруги, які сприяють утворенню тріщин, тобто вертикальних розломів. Довжина тріщин - від десятків до сотень метрів, ширина - перші метри, рідко десятки метрів, така сама глибина тріщин.

Часто льодовики зливаються і утворюють єдине русло, але якщо льодяна притока не може поміститися в загальне русло, вона витікає на поверхню головного льодовика і рухається по ній, як по ложу. Так утворюються кількаярусні льодовики, добре досліджені в Каракорумі.

#### **10.4. Льодовики - запаси прісної води планети**

Льодовики виступають як регулятори стоку. І хоч на частку льодовикового живлення річок припадає небагато, в деяких великих річок, що беруть початок в горах, покритих льодовиками, ця частка може досягати 10-15%, а в малих річках - ще більше ( 50-90%).

За багаторічний період талі води льодовиків компенсують нестачу води під час посушливого періоду.

Під час посух відбувається інтенсивне танення льодовиків, і в річках з льодовиковим живленням максимальний стік зміщується в другу половину літа. Це відбувається тому, що максимальне танення льодовика настає пізніше

настання максимальних температур повітря. І чим більша площа льодовика, тим більше це запізнення. Це має практичне значення в аридних областях, наприклад, льодовики Середньої Азії збільшують стік річок наприкінці липня - на початку серпня, тобто тоді, коли живлення річок талими водами сезонних снігів уже закінчилося, а дощове живлення незначне. Води льодовиків використовують не тільки для зрошення, а й для водопостачання та потреб гідроенергетики.

Коливається стік льодових річок і протягом доби, тут також спостерігається запізнення максимального стоку відносно до настання максимальної температури повітря. Так, максимальна температура повітря в горах спостерігається о 13-15 годині, а максимальний стік - о 14-17 годині і навіть пізніше. Запізнення тим більше, чим більша площа льодовика.

Крім сприятливого впливу на стік, льодовики можуть бути причиною несприятливих процесів і явищ, зокрема можуть спричинювати катастрофічні повені і селі.

**Селі** - це гірські потоки, що містять велику кількість наносів (понад 200-300 кг/м<sup>3</sup>). Розрізняють грязеві, грязе-кам'яні і водно-кам'яні селі. Склад селевих потоків залежить від літології схилів.

Повені та селі льодовикового походження виникають внаслідок прориву надльодовикових або прильодовикових озер чи внутрішньо льодовикових порожнин, заповнених водою, або катастрофічного танення під час виверження вулкану. Наприклад, повені на р. Ванч зумовлені пульсацією льодовика Медвежого (Памір). Катастрофічні повені часто виникають в долині р. Інильчек та на Тянь-Шані внаслідок прориву загатнього озера льодовика Інильчек. Серйозну загрозу судноплавству становлять айсберги.

## РОЗДІЛ 4. РЕЛЬЄФ ПОВЕРХНІ ЛІТОСФЕРИ.

### Глава I. РЕЛЬЄФОУТВОРЕННЯ

#### 1.1. Процеси рельєфоутворення

Рельєф Землі - це частина простору, обмежена поверхнею розділу з водною і повітряною оболонками з однієї сторони, і поверхнею геоїда з іншої, або **рельєф** - це нерівності земної поверхні, що створюють форми.

**Процес рельєфоутворення** - це наслідок взаємодії різних форм руху матерії. Отже, взаємодія **ендогенних** (внутрішніх) і **екзогенних** (зовнішніх) процесів складають основу рельєфоутворення. Взаємодіючи в просторі та часі, рельєфотворні процеси створюють форми рельєфу. **Форми рельєфу** -це природні тіла, що мають певні розміри і обриси. Окремі частини форм рельєфу (поверхні, лінії або точки), що в сукупності утворюють форми, називаються **елементами** рельєфу. Поєднання форм рельєфу, подібних за генезисом, що закономірно повторюються в просторі, **утворює тип рельєфу**.

Рельєф формується в результаті взаємодії двох пар взаємно протилежних процесів - підняття і денудації, опускання і акумуляції, що відбуваються на фоні зміни гравітаційного поля і фігури Землі.

Ендогенні і екзогенні процеси виступають як антагоністи, тобто всі нерівності земної поверхні, що створені ендогенними процесами, прагнуть знищити екзогенні.

Серед ендогенних процесів основна роль належить тектонічним рухам земної кори, магматизму, землетрусам.

**Тектонічні рухи** поділяються на три типи: складкоутворювальні, розривоутворювальні й вертикальні коливальні. Складкоутворювальні рухи утворюють в осадових породах складки, найпоширенішими серед яких є **антикліналі та синкліналі**. Досить чітко проявляються в рельєфі й **розривні тектонічні порушення**: тріщини, глибинці розломи, які розчленовують земну кору на окремі блоки. Останні можуть зміщуватись по лініях розломів і створювати горсти, грабени, столові гори, східчастий рельєф тощо, Наприклад, столова Юра, Рейнський грабен, Байкальський рифт та ін. Вчені вважають, що розривні порушення виникають внаслідок вертикальних і горизонтальних тектонічних рухів. **Колівальні тектонічні рухи (епейрогенічні)** - це постійні та повсюдні вертикальні рухи земної кори різного знака, масштабу, швидкості й амплітуди, що не створюють складчастих структур.

Вони формують великі планетарні форми рельєфу-, впливають на положення берегової лінії, а отже - на розподіл суші й моря тощо.

**Тектонічні рухи**, що створили великі риси рельєфу Землі, продовжуються і зараз у вигляді повільних рухів, їх називають сучасними, тобто це рухи, що продовжуються в історичний час. Спрямованість сучасних рухів мінлива. Вона виражається як просторово-часове чергування підняття і опускань.. Сучасні тектонічні рухи визначають різними методами, насамперед інструментально. Встановлено, що Підмосков'я, Нідерланди опускаються із



швидкістю 2-3 мм/рік, а Балтійський, Канадський та інші щити підіймаються. Інтенсивно підіймаються молоді гірські країни, наприклад, Великий Кавказ - із швидкістю 10-15 мм/рік.

Основні особливості сучасного рельєфу зумовлені безперервною дією трьох рельєфотворних процесів: **тектоніки Т**, **денудації Д** і **аккумуляції А**.

Якщо тектоніка переважає над денудацією і аккумуляцією  $T > D + A$ , тоді місцевість підіймається або опускається залежно від знака тектонічних рухів. Коли тектонічні рухи додатні, територія піднімається, збільшуються абсолютні висоти, посилюється денудація, зокрема ерозія, зростають і відносні висоти, вріз річкових долин тощо. Денудація і аккумуляція не встигають вирівнювати нерівності рельєфу, створювані тектонікою, і в цьому випадку будуть утворюватись височини, плоскогір'я, гори.

Якщо  $T$  від'ємного знака, тобто відбувається опускання, утворюються низовини, котловини, западини та інші форми рельєфу, бо денудація і аккумуляція не встигають вирівняти нерівності.

Коли  $T > D + A$ , тоді ці два процеси неухильно нівелюють рельєф, тобто зменшуються абсолютні і відносні висоти, виположуються схили, долини розширюються і т.п.

Теоретично можливий варіант, коли  $T = D + A$ , тоді всі нерівності, створені тектонікою, будуть нівелюватись денудацією і аккумуляцією, отже, формуватиметься рівнинний рельєф.

**Магматизм**, що теж відіграє важливу роль у рельєфоутворенні, поділяється на **інтрузивний** і **ефузивний**. Перший проявляється тоді, КОП магма не досягає поверхні землі, а створює в земній корі різні магматичні тіла (батоліти, локоліти та ін.). Батоліти створюють додатні форми рельєфу, які часто приурочені до осей антикліналей. Це великі форми рельєфу, наприклад, батоліт в Зеравшанському хребті.

Лаколіти (недорозвинені вулкани) трапляються у вигляді куполів групами і поодинокі. Добре відомі лаколіти північного Кавказу (Бештау, Залізна), Криму (Аю-Даг) та ін. Поширені також пластові інтрузії, які у препарованому вигляді відомі на Середньо-Сибірському плоскогір'ї.

Ефузивний магматизм (**вулканізм**) за характером вивержень поділяють на площинний, лінійний і центральний. Площинні виверження призвели до утворення обширних **лавових плато** (Колумбійське, Декан), лінійні теж вивергали значну кількість магми на поверхню. Центральний тип вивержень найбільш поширений в сучасну геологічну епоху. При цьому магма виливається на поверхню через певні точки (канали), а продукти вивержень відкладеться навколо каналу. Так виникає акумулятивна форма рельєфу - **вулкан**. Будова вулканів та їх форма буває досить різна: це і **щитові вулкани**, дуже пологі, і **стратовулкани**, що мають конічну форму, досить високі, та ін.

Більшість вулканів має на вершині лійкоподібне заглиблення, через яке на поверхню викидається різний матеріал, - **кратер**. Великі кратери, що в даний час не діють, називаються **кальдерами**.

У Світовому океані вулкани часто утворюють острови, наприклад, Гавайські, Азорські та ін. Виявлено багато підводних вулканічних гір, вулканічних хребтів та ін,

Землетруси теж відіграють істотну рельєфотворну роль, яка полягає в утворенні тріщин та зміщення окремих блоків земної кори. Наприклад, під час Гобі-Алтайського землетрусу (1957) утворився грабен шириною 800 м, довжиною 2,7 км. Уступ, що виник при цьому, простягнувся на 500 км, а ширина тріщин досягала 20 м і більше. Внаслідок землетрусу в Прибайкаллі (1862) значна частина дельти р. Селенга опустилась, і утворилась затока "Провал" глибиною до 8 м, Подібних, прикладів можна навести багато.

Часто землетруси сприяють виникненню інших рельєфотворних процесів: обвалів, осипів, зсувів, опливин. Наприклад, після землетрусу на Памірі в 1911 р. обвал загатив р. Мургаб і утворив греблю шириною 5км і висотою до 600 м. Таким чином, зсуви, обвали та інші викликають зміни в гідросітці: утворюються озера, зникають старі й з'являються нові джерела та ін. Моретруси спричиняють цунамі, а ті, в свою чергу, надходячи до берега, здійснюють катастрофічні руйнування населених пунктів, різних споруд і змінюють морфологію самих берегів.

**Екзогенні процеси.** До них належать вивітрювання, флювіальні (діяльність текучих вод), еолові, карстові, гляціальні, мерзлотні, берегові, морські. Всі вони зумовлені кліматичними факторами, тобто причиною їх виникнення є сонячна радіація. Екзогенний процес - це перетворення монолітних порід в пухку масу продуктів руйнування, переміщення їх (твердих і розчинених) на нижчі гіпсометричні рівні та акумуляція. Кожен екзогенний процес відрізняється від іншого характером подрібнення матеріалу, шляхом переміщення і акумуляції. Вода і повітря - універсальні екзогенні агенти і проявляють свою діяльність у всіх природних зонах.

**Вивітрювання.** Зміна гірських порід земної поверхні під впливом механічної та хімічної дії вода, повітря і організмів називається вивітрюванням. Воно поділяється на фізичне, хімічне і біогенне, проте в чистому вигляді вони не спостерігаються, а діють паралельно.

Фізичне вивітрювання зводиться насамперед до температурних коливань, під впливом яких утворюються тріщини в породах. Тріщини заповнюються водою, що при нульовій температурі й нижче замерзає і збільшує розміри тріщин та їх кількість. Так монолітна порода перетворюється на уламки.

**Хімічне вивітрювання.** Під дією води і розчинених в ній різних сполук при наявності достатньої кількості теплоти відбувається ряд послідовних реакцій: гідроліз, гідратація, карбонатизація, каолінізація, а також просте розчинення. Таким чином гірська порода перетворюється на пухку масу - **кору вивітрювання**. Кінцевим продуктом хімічного вивітрювання вважається латерит - суміш оксидів заліза і алюмінію або боксит, тобто оксид алюмінію.

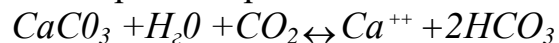
Значно складніше від двох попередніх проходить **біогенне** (біохімічне) вивітрювання, процеси якого ще не з'ясовані остаточно. Організми діють одночасно як агенти фізичного і хімічного вивітрювання. Грунтовий покрив -

верхня частина кори вивітрювання - формується переважно під впливом діяльності організмів і продуктів їх життєдіяльності.

**Флювіальні процеси.** Вода діє як універсальний рельєфотворний агент. Серед флювіальних процесів виділяється площинний змив, розмив, тобто лінійна ерозія, суфозія (промив), перенос і акумуляція продуктів розмиву.

**Еолові процеси** - це процеси, спричинені дією вітру. Важливою умовою їх прояву є наявність незакріплених ґрунтів, розріджена рослинність або її відсутність та ін. Виділяють такі процеси: **дефляція**, тобто процес розвіювання і видування пухкого матеріалу і **коразія** - обточування, шліфування, свердління твердих порід, певного матеріалу та його **акумуляція**. Еолові рельєфотворні процеси активно розвиваються на просторах з сухим кліматом.

**Карстові процеси** проходять в породах, які карстуються. По-перше, це розчинення порід, перенос продуктів розчинення і акумуляція. Природні води містять у своєму розчині  $CO_2$ , що збільшує агресивність. Найкраще розчиняються галогеніди, сульфати, вапняки, доломіти. Процес розчинення вапняків проходить за такою зворотною реакцією:



Внаслідок дії карстового процесу відбувається хімічна денудація масивів розчинних гірських порід. Загальна площа порід, що карстуються в межах суші, становить понад 50 млн. км<sup>2</sup>.

**Гляціальні процеси** - це переважно **нівація і екзарація**, зумовлені дією снігу і льоду на гірську породу. В основі нівального процесу, дії сніжника на гірську породу, лежить морозне вивітрювання, тобто відбувається часте замерзання і розмерзання верхнього шару субстрату, і в ньому починають утворюватись тонкодисперсні продукти вивітрювання породи. Так утворюється заглиблення, і в ньому з часом збирається стільки снігу, що в теплу пору року він не тоне. З часом сніг перетворюється на лід і якщо потужність льоду значна, він починає стікати і виконує ерозійну роботу, що називається екзарацією.

**Мерзлотні (кріогенні) процеси** приурочені до областей поширення багатовікової мерзлоти. В полярних областях: пухкі породи зазнають термодинамічних впливів і внаслідок цього поведуть себе досить динамічно. При промерзанні в них виникають різні напруги, зумовлені збільшенням об'єму промерзлих порід, зростом гідродинамічного напору ґрунтових вод та ін. Іншим видом мерзлотного процесу є морозне тріщино- утворення, формування льодяних клинів та ін.

**Берегові та морські екзогенні процеси** відбуваються інакше, ніж на суші. Берегові - це насамперед дія морських хвиль на берег, утворення зсувів та обвалів і осипів, У відкритому морі діють процеси гідрогенні, гравітаційні та донних течій. Гідрогенні процеси - це хвильові процеси, припливи, течії, вертикальна циркуляція, гравітаційні - підводні зсуви, обвали, осипання, каламутні потоки. Каламутні потоки - це гравітаційна течія водної суспензії твердих частин. Початок їм дають ріки, підводні зсуви, землетруси, **Донні течії** виникають внаслідок неоднорідної щільності води. Наприклад, в Середземному морі солоність води (39‰) вища, ніж в Атлантичному океані (35‰.) і Лузитанська течія із Середземного моря йде в Атлантику, еродуючи

материковий схил. Встановлено, що холодні води Антарктики сповзають по материковому схилу, розчленовуючи його долинами, і просуваються в бік екватора. В Атлантичному океані холодні води рухаються придонними шляхами з Північного Льодовитого океану і досягають субтропічних широт.

Екзогенний рельєфотвірний процес має планетарний характер. У перебігу екзогенних процесів спостерігаються певні взаємозалежність і взаємообумовленість. Наприклад, в горах з розвитком карстового рельєфотворення посилюється контрастність рельєфу, а отже, й розвиток гравітаційних процесів. Екзогенні процеси підпорядковані географічній зональності. Певній природній зоні відповідає свій набір екзогенних процесів, серед яких виділяються домінуючі. Наприклад, в зоні тундри переважають мерзлотні процеси, в лісовій зоні - глибинна і бокова ерозія, в пустелях - еолові процеси.

## 1.2. Фактори рельєфотворення

Земна поверхня є межею поділу оболонок Землі - літосфери, гідросфери, атмосфери. Отже, рельєф землі є водночас продуктом геологічного розвитку території та компонентом її сучасного географічного ландшафту. До основних факторів рельєфотворення, як зазначає О.К.Леонт'єв (1988), належать літологія порід (їх речовинний склад), геологічні структури, створені тектонічними рухами попередніх геологічних епох, кліматичні умови.

**Літологія порід** в багатьох випадках визначає головні риси рельєфу окремих районів, різні породи земної кори мають різну стійкість проти виливу зовнішніх сил. Наприклад, осадочні породи стійкі відносно вивітрювання, але дуже податливі до руйнівної дії рухливих середовищ, а магматичні і метаморфічні стійкі до впливу рухливих середовищ, але легко руйнуються процесами вивітрювання. При будь-якій геологічній будові стійкі породи утворюють підвищення в рельєфі, а в місцях поширення м'яких порід рельєф переважно згладжений рівнинний і при достатньому зволоженні там проходять ерозійні процеси.

На процес рельєфотворення чинить вплив ступінь **здатності гірських порід пропускати воду**. Легкопроникні породи сприяють переводу поверхневого стоку в підземний, і на поверхні майже не спостерігається ерозійних форм. Слабопроникні породи сприяють розвитку поверхневого стоку вод, а отже, ерозійних процесів. Проникність може бути зумовлена складом порід (піски, галечники, туфи) або їх тріщинуватістю (вапняки, доломіти і т.п.),

Значно впливає на рельєфотворення **розчинність порід**. До легкорозчинних належать солі, гіпси, ангідрити, вапняки, доломіти. Внаслідок карстових процесів утворюються карстові форми рельєфу.

Взагалі стійкі породи утворюють додатні форми рельєфу, а нестійкі - від'ємні, але стійкість порід визначається не тільки їх складом, а також умовами навколишнього середовища, зокрема клімату та ін.

Крім літології, значна роль в рельєфотворенні належить **геологічним структурам**. Завдяки неоднаковому впливу па них процесів денудації виникають форми рельєфу, що обумовлені, насамперед, впливом структур -

структурні. Але вигляд структур залежить також і від характеру та інтенсивності екзогенних процесів, стійкості пластів, їх потужності, характеру залягання. Досить поширена горизонтальна, точніше майже горизонтальна структура, якій у рельєфі відповідають плоскі рівнини і плато (столові країни).

Якщо **столові структури** розчленовуються ерозійними процесами, виникає плоскогірний тип рельєфу, який в процесі подальшого розчленування може перетворитись на рельєф острівних столово-останцевих височин (наприклад, плато Устюрт та ін.).

При моноклінальному заляганні стійких і податливих проти денудації гірських порід виробляється **куестовий** рельєф. В цьому випадку одні схили довгі й пологі, а протилежні - короткі та круті (наприклад, перша і друга передгірні куести в Криму).

**Клімат** чинить значний вплив на розвиток рельєфу, хоч і не вирішальний, впливає на характер та інтенсивність процесів вивітрювання, денудації, рослинний покрив, а останній як функція клімату - на рельєф. Отже, екзогенні процеси в основному мають зональний характер і створені ними форми рельєфу також.

За рельєфотворною роллю розрізняють **навіальний, гумідний і аридний** клімати. **Нівальний** - це такий клімат, коли протягом року опади випадають переважно у твердій фазі в достатній кількості, щоб нагромадилися сніжники і утворилися льодовики. Рухливий сніг і лід інтенсивно моделюють рельєф. В областях з **гумідним** кліматом кількість опадів протягом року більша, ніж їх може випаровуватись або просочитись в літосферу. Надлишок вологи стікає по поверхні у вигляді тимчасових і постійних водотоків, утворюються яри, балки, річкові долини. Інтенсивно проходять також процеси вивітрювання, карстові.

**Аридний** клімат характеризується малою кількістю опадів, великою сухістю та випарністю, що переважає в багато разів річну кількість опадів. Основним рельєфотворним агентом тут стає вітер, який створює еолові форми рельєфу.

Отже, рельєф утворюється під впливом сукупної дії ендегенних і екзогенних процесів. Тектонічні форми, що виникають під впливом тектонічних рухів, досить видозмінені екзогенними процесами.

У формуванні та розвитку рельєфу діє закон рівноваги рельєфотворних сил, тобто будь-який прояв внутрішніх сил Землі неодмінно спричинює прояв зовнішніх сил. Сукупне спрямування цих сил повинне б створити таку поверхню, коли настає їх взаємна компенсація, але такої поверхні майже не виникає, бо активність цих сил змінюється в просторі та часі.

## Глава 2. ПЛАНЕТАРНИЙ РЕЛЬЄФ ЗЕМЛІ

### 2.1. Материків та западини океанів, закономірності їх розташування

Характерною рисою Землі є антиподальність материків та океанів. Як пише Ю.О.Мещеряков (1981), в 95 випадках із 100 один кінець земного діаметра припадає на сушу, а інший - на океан. Північному Льодовитому океану протистоїть Антарктида, антиподом Тихого океану є Африка і Європа, Австралії протистоїть Північна Атлантика, Північній Америці - Індійський

океан і лише частина Південної Америки має антиподом сушу Південно-Східної Азії.

Існує асиметричність північної і південної півкуль взагалі, а також східної і західної. Північна півкуля материкова, південна - океанічна. У північній півкулі широта  $35^\circ$  виділяється як органічна паралель, тобто до неї тяжіє альпійська зона горотворення, а паралель  $71^\circ$  у північній півкулі - узагальнена межа між полярним басейном і північними материками. У південній півкулі та сама паралель є межею між Антарктидою і Південним океаном, що їх оточує. Узагальненою межею між західною океанічною і східною материковою півкулями служить велике коло  $105^\circ$  сх.д. -  $75^\circ$  зах.д., що називається епейрогенічним меридіаном.

Отже, рельєф Землі асиметричний як відносно до площини екватора, так і відносно до площини, проведеної крізь меридіани  $105^\circ$  сх.д. -  $75^\circ$  зах.д. Ця асиметричність і зумовила положення епейрогенічних центрів, в яких закладалися найдавніші "ядра росту" континентальних ділянок земної кори. Це такі центри: південний полюс, африканський (екватор -  $15^\circ$  сх.д.), або полюс східної (материкової) півкулі, сибірський ( $62^\circ$  пн.ш. -  $105^\circ$  сх.д.), канадський ( $62^\circ$  пн.ш. -  $75^\circ$  зх.д.), скандинавський ( $62^\circ$  пн.ш. -  $15^\circ$  сх.д.). Три останні центри - це три самостійних давніх ядра материків північної півкулі. В океані наявні такі самостійні центри: в Тихому океані (екватор -  $165^\circ$  зх.д.); Північний Льодовитий океан з центром на північному полюсі. Протилежності між материковою і океанічними півкулями пов'язані, мабуть, з особливостями фігури Землі, що являє собою тривісний еліпсоїд. Велика вісь цього еліпсоїда збігається з віссю Тихий океан - Африка. Меридіан малої осі земного еліпсоїда ( $105^\circ$  сх.д. -  $75^\circ$  зх.д.) відповідає межі між океанічною і материковою півкулями. Вчені висунули гіпотезу, згідно з якою основна роль у деформаціях фігури Землі та створення найбільших рис сучасного рельєфу належала так званім припливам твердої Землі, зумовленим місячно-сонячними притяганнями. Головним наслідком припливних деформацій було заложення западини Тихого океану і додатної форми - материка Африка. Ці дві мегаформи - западина і виступ - є першими нерівностями Землі, утворення яких дало імпульс до подальших ускладнень рельєфу. По периферії Тихого океану утворилось компенсаційне кільце підняття (Азія, Австралія, Антарктида, Північна і Південна Америки). Це так званий пояс Наринського. По периферії підняття Африки виникли компенсаційні западини Індійського і Атлантичного океанів та Середземного моря. Так створилась асиметрія Західної і Східної півкуль.

## 2.2. Гіпсографічна крива

Л.Кінг зазначав, що середні висоти континентів залежать від їх площ (табл. 11). Залежність глибини від площ спостерігається і в океанах (табл. 12).

Різниця висот поверхні Землі досягає близько 20 км. Найвища вершина Землі Еверест - 8848 м, найглибша западина - Маріанський жолоб - 11022 м, що разом складає 19870 м. Отже, коливання висот земного еліпсоїда обертання лежить в межах різниці його великої та малої півосей (21385 м). Максимальні

коливання висот поверхні Землі зосереджені саме в області максимального розтягнення еліпсоїда. Глибина прогинів його поверхні теоретично можлива до поверхні кулі, вписаної в еліпсоїд в екваторіальній зоні, приблизно до 20 км від поверхні геоїда. Від екватора до полюсів поверхня Землі сплющується.

Таблиця 11. Залежність середніх висот континентів від їх площ.

Материк	Площа, млн. км <sup>2</sup>	Середня висота над рівнем моря, м
Австралія	7,63	215
Європа	10,00	300
Південна Америка	17,83	580
Північна Америка	24,25	720
Африка	30,32	750
Азія	43,44	950
Антарктида	14,11	2040 (льодовик)

Таблиця 12. Залежність середніх глибин океанів від їх площ.

Океани	Площа, млн. км <sup>2</sup>	Середня глибина, м
Тихий	178,68	3976
Атлантичний	91,66	3597
Індійський	76,17	3711
Північно-льодовитий	14,75	1225

Загальну картину розподілу висот і глибин земної поверхні дає гіпсографічна крива (рис. 73). Для її побудови визначають розміри площ в певних діапазонах висот і глибин. Частини гіпсометричної кривої відповідають двом генетичним типам земної кори - материковому і океанічному.

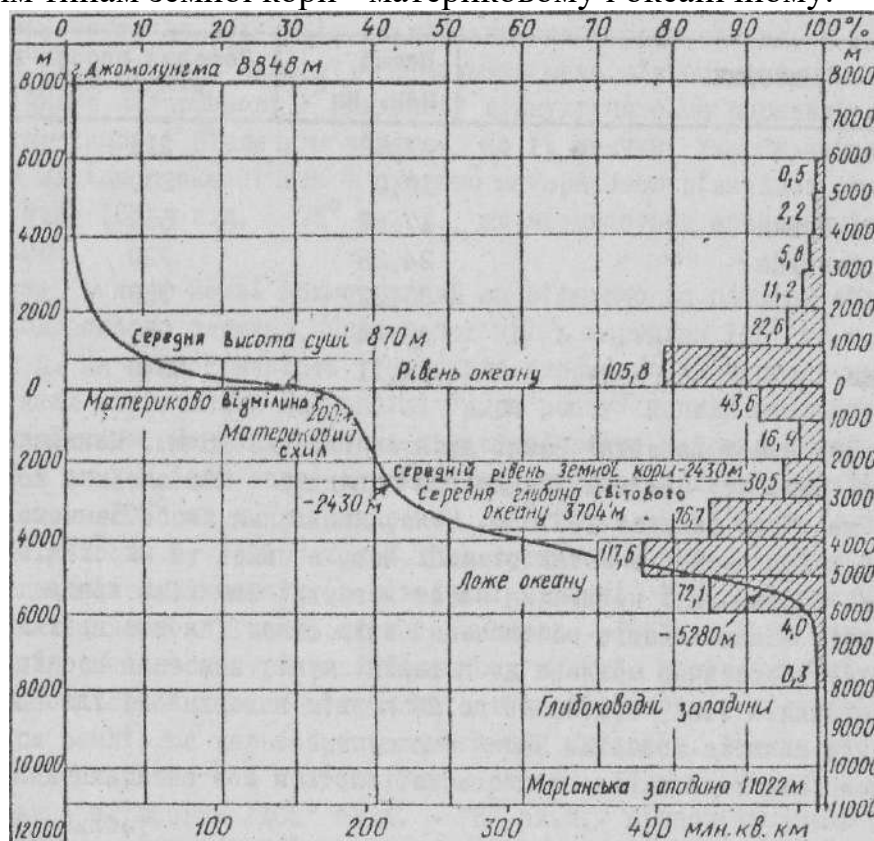


Рис. 73. Гіпсографічна крива Землі.

На вертикальній осі відкладають висоти, а на горизонтальній - площі поверхні, що відповідають цим висотам. На графіку чітко виділяються дві симетричні частини кривої: материкова та океанічна, їх симетричність зумовлена тим, що найбільші висоти суші й найглибші ділянки океанів займають невеликі площі поверхні. На цих відрізках крива різко опускається. На виположених ділянках кривої теж спостерігаються дві частини: ліва відповідає переважаючим висотам суші й частково шельфу, що займає висоти від 200 до 1000 м (30%), права - ложу океану з глибинами 3000-6000 м, що займає 50% площі земної поверхні.

Розчленована поверхня Землі створює сприятливі умови для гравітаційного переміщення мінеральних мас.

## Глава 3. РІВНИНИ І ГОРИ

### 3.1. Морфологічні та генетичні типи рівнин

Поверхні з рівнинним рельєфом займають значну площу суші (приблизно 55%). Однозначного визначення поняття "рівнина" немає. Ю.О.Мещеряков (1965) вважає, що термін "рівнина" повинен відбивати генетичну особливість даної категорії рельєфу і доцільно користуватись терміном "**платформна рівнина**". Такі рівнини приурочені до двох широтних поясів по одному в кожній півкулі. Виділяються пари рівнин, що лежать одна напроти одної, одна в північній, а друга - в південній півкулі. Наприклад, Північно-Американська і Бразильська, Східно-Європейська і Африканська, Східно-Сибірська і Австралійська.

Платформні рівнини в морфологічному відношенні досить різні й включають до себе райони, які не можна назвати рівнинами у вузькому значенні - Жигулівські гори, гори Путорана, Ахаггар та ін. Але ці ділянки малі і не визначають загального характеру рівнин. У плані рівнини ізометричні.

З морфологічної точки зору виділяють кілька **типів рівнин**:

1) рівнини з одноманітним і незначним нахилом; якщо такі рівнини розташовані поблизу берегів морів, їх називають прибережними;

2) увігнуті рівнини, що мають нахил поверхні з усіх боків до центра, трапляються в центральних частинах материків та в міжгірних депресіях (Туранська, Тарімська);

3) хвилясті рівнини, наприклад, північна частина Східно-Європейської рівнини, Північно-Американська та ін.

За генезисом рівнини найрізноманітніші, вони відрізняються ще й висотним положенням, внутрішньою будовою тощо. І.С.Щукін (1964) виділяє такі генетичні типи рівнин.

А. **Первинні рівнини**, або рівнини морської акумуляції. Цей тип найбільший за площею і формується внаслідок морської акумуляції під час тимчасового затоплення платформних областей трансгресіями неглибоких морів з наступним перетворенням їх на сушу. Поверхневі утворення залягають



горизонтально. Ці рівнини є частинами платформ (наприклад, Західно-Сибірська, Прикаспійська та ін.).

**Б. Алювіальні рівнини.** Утворюються внаслідок акумулятивної діяльності річок і складені з поверхні шаруватими річковими наносами, товща яких може досягати десятків і навіть сотень метрів (наприклад, Середньо-Дунайська, Амазонська та ін.).

**В. Флювіогляціальні рівнини,** утворені діяльністю льодовиків материкового зледеніння. Під час стабілізації фронту льодовика виникли зандрові рівнини, складені переважно флювіогляціальними пісками.

В передгір'ях Альп, Кавказу тощо утворилися флювіогляціальні передгірські рівнини, що мають нахил від подошви гір (наприклад, Мюнхенська, Прикубанська та ін.).

**Г. Озерні рівнини.** Це плоскі днища колишніх озер, які осушилися або були спущені. По окраїнах таких рівнин видно древні берегові уступи, берегові вали, дюнні гряди та ін. Складені такі рівнини шаруватими озерними відкладами (наприклад, рівнина четвертинного прильодовикового оз. Агасіза в Північній Америці, рівнини в Казахстані).

**Д. Остаточні, або ерозійно-денудаційні рівнини,** - це ділянки, що колись були підвищені, можливо, були навіть гірською країною, а потім внаслідок тривалої дії екзогенних процесів набули рівнинного характеру. Тут топографічна поверхня ріже різні структури і не збігається з структурним планом місцевості. Поверхня таких рівнин трохи хвиляста (наприклад, П'єдмонт - рівнина, що лежить вздовж східних відрогів Аппалачських гір). Остаточні рівнини поширені на Африканській платформі.

**Е. Абрязійні рівнини** - це приморські ділянки суші, що утворились під дією абразії, тобто хвильової діяльності моря.

**Є. Вулканічні нагірні плато** - це вирівняні ділянки поверхні, що виникли в минулі геологічні періоди внаслідок грандіозних вулканічних вивержень лінійного характеру. Лава, що вилиталась, ховала всі нерівності попереднього рельєфу і, застигаючи, утворювала обширні території зі східчастим рельєфом (наприклад, Колумбійське плато, плато Декан та ін.).

Рельєф рівнин несе на собі сліди і екзогенних факторів, які визначаються в основному кліматичною зональністю. Наприклад, північ Європи, Азії та Північної Америки, де розташовані платформні рівнини, зазнала четвертинного зледеніння, яке залишило свої чіткі сліди. Південніше цієї смуги поширені переважно ерозійні форми рельєфу. Екзогенний рельєф аридної зони створений переважно еоловими процесами.

### 3.2. Плато, плоскогір'я, нагір'я

Рівнини, підняті вище за 800 м над рівнем моря і складені з поверхні горизонтально лежачими або слабодислокованими осадовими породами, називаються **плато**. Поширений термін **вулканічне нагірне плато**. Виділяються ще нагірні плато аридних областей, що утворились на місці складчастих споруд, які були дуже зруйновані й понижені, а продукти

руйнування заповнили пониження між хребтами, створивши тут вирівнені поверхні (наприклад, внутрішні частини Іранського нагір'я, Тибету, Гобі). Плато платформного типу часто обривається до низьких рівнин чітко вираженими уступами, такими є плато Устюрт, Красноводське та ін.. Часто слово "плато" і "плоскогір'я" вживають в тотожному значенні, наприклад, Середньо-Сибірське плато і Середньо-Сибірське плоскогір'я, але морфологічно плато більш вирівняне, незважаючи на висоту, а плоскогір'я має дужче розчленовану поверхню. Тому деякі райони Середньо-Сибірського плоскогір'я будуть називатись плато (приленська частина, вкрита інтрузіями трапів), а решта території – плоскогір'ям.

**Нагір'я** - обширна ділянка земної поверхні, для якої характерні поєднання гірських хребтів і масивів, плоскогір'їв, котловин, плато і долин, що лежать на високопіднятому спільному цоколі (наприклад, Вірменське, Тибет та ін.).

### **3.3. Гори складчасті, брилові та складчастобрилові. Розчленування гір.**

**Гори** - це значні простори земної поверхні, високо підняті над рівнем моря, сильно розчленовані, з великими відносними висотами. Гори значно вищі за плато, плоскогір'я та нагір'я. Вони займають 36% площі суші (не враховуючи підльодовиковий рельєф Антарктиди), поділяються на молоді, що займають 41% площі гірської суші, і відроджені, що займають 59% площі гір. До молодих належать гори, що утворились відносно недавно, переважно в альпійську епоху горотворення, і ще мало зруйновані денудацією, а відроджені - це гори, що виникли на місці древніх, значно вирівняних гірських областей внаслідок новітніх рухів земної кори. Для них характерні високо підняті поверхні вирівнювання, успадковані від попередніх епох розвитку рельєфу. Гори Тянь-Шань, Алтай та ін. належать до відроджених, що відрізняються від молодих гір Альп, Карпат, Кавказу, Гімалаїв.

До відроджених гір південної півкулі належать - Східно-Африканська рифтова область, Гвіанське нагір'я, гори Австралії та ін.

За генезисом гори в цілому можна поділити на тектонічні та вулканічні.

**Тектонічні** гори виникли внаслідок дислокацій земної кори під впливом тектонічних рухів. Ці дислокації бувають двох видів: а) шари гірських порід можуть бути зім'яті в складки різної форми та інтенсивності (плікативні дислокації); б) розломи земної кори на окремі брили, що зазнають при цьому горизонтальних і вертикальних переміщень один відносно до одного (диз'юнктивні дислокації), У зв'язку з цим тектонічні гори можна поділити на **складчасті** та **брилові**. Поєднання цих двох типів дає складчасто-брилові гори.

Складчасті гори складені товщами гірських порід, зім'ятих в складки різного розміру і крутизни. Поодинокі складки трапляються рідко, частіше спостерігається багато складок, розташованих одна поруч іншої більш-менш паралельно. Система складок утворює складчасту зону, де окремі складки антикліналі і синкліналі паралельні до простягання всієї складчастої зони. **Антикліналь** - це складка верств гірських порід, повернута опуклістю вгору, в

ядрі залягають давніші породи, а на крилах - молодші. **Синкліналь** - складка верств гірських порід, обернена опуклістю донизу. Складчасті зони здебільшого бувають дугоподібними, наприклад, Скибова зона Східних Карпат, де К.З.Толвінський виділив 6 скиб. Іноді паралелізм складок порушується і спостерігається їх розгалуження. Будова складчастих зон може порушуватись поздовжніми або поперечними скидами, насувами.

Геоморфологи виділяють кілька типів складчастих гірських систем:

**Тип Юри**, де складки порівняно прості й складені шаруватими осадовими породами, спостерігається правильне чергування антикліналей і синкліналей. До таких гір належать Юра, Копетдаг та ін. Тут здебільшого хребти і пасма відповідають антикліналям, поздовжні долини між ними - синкліналям, але в старих горах ця відповідність стирається, на перший план виступає літологія, тобто в місцях залягання стійких порід утворюються хребти, а в місцях залягання податливих порід - пониження, долини.

**Складні складчасті гори** з інтрузіями магматичних порід. Часто такі гори в осьовій частині відпрепаровані денудацією, і на поверхню виходять батоліти. Це спостерігається на Великому Кавказі.

**Брилові гори** виникають, як правило, при повторному горотворенні в тих ділянках земної кори, які вже пережили фазу складкоутворення. Внаслідок ущільнення гірських порід, метаморфізації та інтрузій такі ділянки втрачають пластичність. При повторному тектонічному впливі ця ділянка не зминається в складки, а розламується на окремі блоки, що зміщуються один відносно одного в горизонтальному і вертикальному напрямках. При цьому підняті блоки утворюють хребти і масиви, а відносно опущені - долини й міжгірні депресії. Прикладом брилових гір можуть бути Шварцвальд, Вогези, що розділені Рейнським грабеном. Ферганський хребет, гори Прибайкалля, Саяни та ін.

**Складчасто-брилові гори** - це утворення складних структур земної кори, як складчастих, так і розломних. з переважанням розломних, їх ще називають відродженими горами. Тут наявні і складки, і брили, взаємне розташування яких досить складне (Тянь-Шань. Алтай, Джунгарський Алатау та ін.).

**Розчленування гір.** За ступенем тектонічного горизонтального розчленування гори поділяються на **хребти** - лінійно витягнуті додатні форми з чітко вираженими схилами, що перетинаються у верхній частині; **масиви** - ізометричні в плані різко відмежовані підняття; **гірські системи** - сукупність гірських хребтів, поділених міжгірними западинами; **гірські країни** - складні гірські підняття, що складаються з кількох гірських систем; **гірські пояси** - найбільші гірські споруди, що об'єднують суміжні гірські країни і перетинають цілий материк або й два.

Рельєф кожної гірської країни складається з системи хребтів і пасом, розділених гірськими долинами, як поздовжніми, так і поперечними. Глибина врізу долин створює розчленування гір (рис. 74).

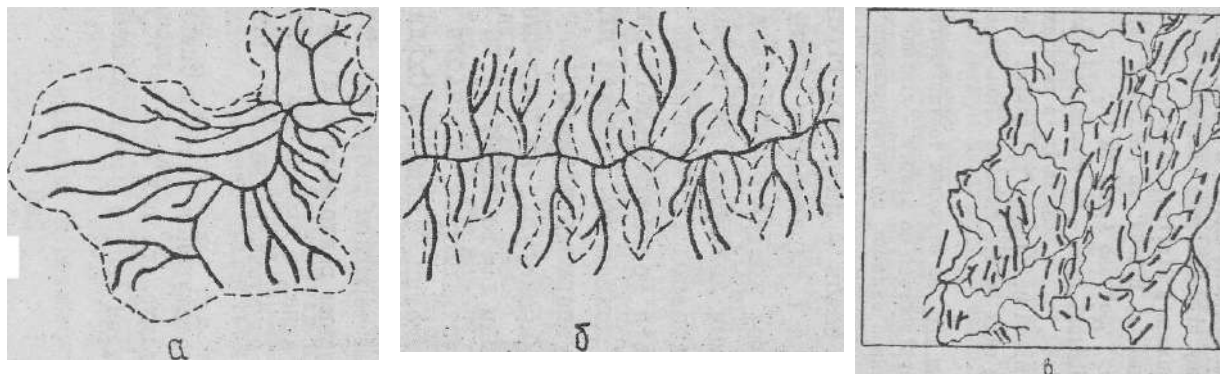
Виділяють кілька типів горизонтального розчленування.

**1. Радіальне** - коли долини розходяться від одного центра в різних напрямках, а хребти утворюють зіркоподібну форму. Таке розчленування спостерігається в Каракорумі, на Памірі, Тянь-Шані та ін.

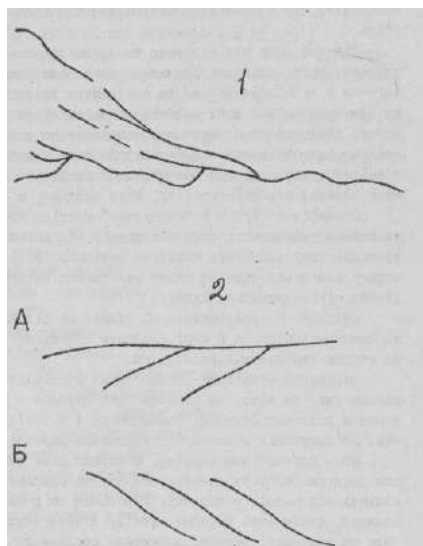
2. **Перисте.** тут долини розташовуються по обидва боки головного вододільного хребта і простягаються від нього перпендикулярно (див. рис. 74, б). Вододіл звивистий. Такими є Східні Карпати.

3. **Решітчасте розчленування** - В цьому випадку річкові долини перетинають хребти впоперек, і створюється своєрідна решітка з хребтів та долин (наприклад, Південні Карпати. Центральний Тянь-Шань).

4. **Віргація.** Під цим терміном розуміють галуження гірських пасом в одному напрямку з віяловим розходженням віток (рис. 75). Це спостерігається в складчастих зонах в місцях так званих вузлових скупчень, де складчаста зона дуже звужується. Велика віргація спостерігається на Паміро-Алаї.



**Рис. 74. Розчленування гір** (за Щукіним І.С., 1964): *а* – радіальне, *б* – перисте, *в* – решітчасте.



5. **Кулісоподібне** розташування хребтів спостерігається тоді, коли від головного вододілу відходять під гострим кутом відроги (див. рис. 75). Типовим прикладом такого розчленування є хребти Західного Закавказзя.

**Рис.75. Розташування хребтів** (за Щукіним І.С., 1964) 1-віргація 2 - кулісоподібне (А, Б).

"Далекі гори одкривали один за одним свої верхи, вигинали хребти, вставали як хвилі в синьому морі. Здавалось, морські буруни застигли саме в ту мить, коли буря підняла їх а дна, щоб кинуть на землю та заплять світ. Вже синіми шарами підпирали крайнебо буковинські верхи, оповиті блакиттю близькі Синиці, Дземброня і Біла Кобила. Курився Ігрець, колола небо гострим шпилем Говерла, і Чорногора своїм важким тілом давила землю." (М,М.Коцюбинський, Тіні забутих предків).

## Глава. 4. ФЛЮВІАЛЬНИЙ РЕЛЬЄФ

### 4.1. Рельєф, створений тимчасовими водотоками. Яри

Робота, що її виконує вода в кожному конкретному місці, визначається її кінетичною енергією (живою силою), а остання виражається за формулою  $F = \frac{mv^2}{2}$ , де  $m$  - маса води;  $v$  - швидкість течії. Маса води пропорційна витраті води. Швидкість залежить від нахилу, стоку та інших факторів. Ця залежність виражається формулою Шезі:

$v = c\sqrt{Ri}$ , де  $c$  - коефіцієнт, що залежить від шорсткості русла;  $R$  - гідравлічний радіус;  $i$  - нахил. Отже, чим повноводніший потік, чим стрімкіший його нахил, тим більша його ерозійна здатність.

Під час дощу вся поверхня схилу покривається шаром води, яка, стікаючи вниз, здійснює площинний змив. Але неоднорідність схилу (геологічна і геоморфологічна) та рослинного покриву призводять до того, що площинна плівка води не може виконувати однакову роботу по всьому схилу. Активний площинний змив проявляється у верхній частині схилу, звідки матеріал зноситься і відкладається у нижній його частині й в підніжжі, утворюючи там делювіальний шлейф. На швидкість змиву і розмиву впливає стрімкість схилу, його довжина, а також площа водозбору.

Специфічною тут є і "крапельна" ерозія. Краплі дощу, особливо зливогого, відривають частинки ґрунту від загальної маси, підвищують транспортну здатність схилових потічків. Відірвані краплями частини ґрунту зносяться вниз по схилу пластовими потоками і відкладаються в різних мікропониженнях схилу.

Струмки, що утворюються на схилі, не тільки переносять відірваний краплями матеріал, а й самі еродують поверхню, особливо тоді, коли вони стають тимчасовими водотоками.

Первинною ерозійною формою таких водотоків є **водорій** - неглибока канава типу борозни, що з часом може перейти в улоговину. Це заглиблення з пологими бортами, глибиною до 1 м і більше, відкрите в один бік. Збільшуючись в розмірах, улоговина переростає в **яр**.

**Яр** - крутостінна вимоїна, створена дією тимчасових водотоків, яка досягає багатьох метрів у ширину та глибину і сотень метрів або кількох кілометрів у довжину. Утворення та розвиток ярів залежить від довжини, стрімкості й форми схилів, літологічного складу порід, характеру та кількості опадів, характеру рослинного покриву та діяльності людини. Та частина яру, куди вливаються води з верхнього водозбору і де він починається, називається вершиною, а закінчення гирлом. Але води потрапляють в яр не тільки з верхів'їв, а й з боків, тоді яр розгалужується і своїми верхів'ями росте ввєрх по схилу. Розвиток ярів проходить 4 стадії:

1) стадія борозни, або вимоїни, для якої характерна незначна глибина (0,3-0,5 м). Швидкість росту довжини і об'єму яру досягає максимальних значень. Довжина яру зростає від 15 до 70% свого граничного значення;

2) з моменту перетворення вершини яру в урвище настає друга фаза його розвитку, він поглиблюється, і гирло часто висить над долиною, в яку яр впадає. Довжина яру досягає вже 95% граничної;

3) стадія вироблення профілю рівноваги. Яр поглиблюється, висяче гирло зникає, а днище досягає рівня річки чи долини, куди яр впадає. Дно яру виположується, розширюється, схили обвалюються. Біля гирла утворюється конус виносу. Довжина яру наближається до межі;

4) стадія затухання. Дно майже не розмивається, схили виположуються і поступово заростають рослинністю. Лінійний ріст майже повністю припиняється, а об'єм ще певний час збільшується. Яр перетворюється в балку.

У плані яри мають різну форму, але найчастіше - деревоподібну. Нерідко на схилах яри так розчленовують поверхню, що утворюють справжній "бедленд", тобто погані землі. Така густа яружна сітка простежується подекуди в Середньому Півдністров'ї, на півдні Середньо-Руської височині та ін. Багато ярів на Волино-Подільській височині.

«Овраг». Ю.Мельников.

Лесистая лощина,

А ниже - за холмом

Овраг –

Земли морщина,

Глубокая притом.

Овраг пройти не шутка.

Он словно западня.

В нем и темно и жутко

В любое время дня.

То кочки, то коряги

Под сводом кедрачей.

И лишь на дне оврага

Светло журчит ручей.

Яри завдають великих збитків, насамперед сільському господарству, знищуючи значні площі цінних земель. Цьому сприяє також не завжди раціональний обробіток ґрунту (оранка вздовж схилів) та ін. Встановлено, що 25% ярів лісостепової і степової зон утворились при розорюванні земель за останні 200 років.

Для всебічного вивчення питань ерозії ґрунтів та вироблення наукових рекомендацій щодо зменшення або припинення згубного її впливу в багатьох країнах організовано державні служби охорони ґрунтів. Рекомендації, що їх виробляють подібні служби, включають до себе агротехнічні, фітомеліоративні, гідротехнічні, інженерні та інші заходи.

За сприятливих умов, тобто коли яр перетворюється в балку, на дні якої виникає постійний водотік, балка може перетворитись на річкову долину. Схема "яр - балка - річкова долина" обґрунтована В.В.Докучаєвим.

#### 4.2.Рельєф, створений постійними водотоками.

##### Річкова долина. Поперечні та поздовжні річкові долини

Ріка в процесі своєї діяльності виробляє від'ємну лінійну форму рельєфу, що називається **річковою долиною**. Це відносно вузьке, витягнуте в довжину звивисте заглиблення в земній поверхні, що утворене потоком води і має нахил

від верхів"я до гирла. Основні елементи рельєфу річкової долини - русло, заплава, надзаплавні тераси.

Найнижчу точку поздовжнього профілю ріки вважають **базисом ерозії** - Це рівень, нижче якого ріка не може поглибити свого русла. Висотне положення цього рівня буває досить різним залежно від того, куди впадає ріка (в океан, море, озеро, іншу ріку). Точка впадіння ріки в океан, море називається головним, або **абсолютним, базисом ерозії**. Це те місце, де динаміка руслового потоку затухає і змінюється динамікою хвильових процесів. Крім головного, є ще **місцеві** - або **тимчасові, базиси ерозії**. які можуть розташовуватись у будь-якому пункті поздовжнього профілю ріки. Ними можуть бути місця впадіння приток, пороги та ін.

Ріка має тенденцію до вирівнювання свого падіння шляхом ерозії та акумуляції. Коли такий стан настає, вважається, що ріка виробила нормальний профіль, або **профіль рівноваги**. Але це поняття швидше теоретичне, бо ріка, поперше, ніколи його не виробляє внаслідок багатьох причин, по-друге, навіть коли б вона його виробила, він швидко порушився б через тектонічні рухи та інші процеси.

Поздовжній профіль русел річок, особливо гірських, нерівний і на ньому досить часто трапляються бистрини, пороги та водоспади. **Бистрини** - це ділянки русла, де стрімкість дна зростає, і течія стає швидшою, **пороги** – скельні виступи корінних порід у руслі, **водоспади** – місця, де ложе ріки утворює в поздовжньому профілі крутий уступ певної висоти, з якого падає вода. Походження уступів може бути різним. Наприклад, внаслідок різного літологічного складу порід, по яких протікає ріка, тектонічні тріщини та ін.. Багаті водоспадами і порогами ріки кристалічних щитів (Балтійського, Канадського, Бразильського та ін..) і гірські.

Серед водоспадів виділяють два крайні типи: ті з них, в яких горизонтальні розміри переважають над вертикальними, називаються **типом Ніагари** (канадський рукав 914x48 м), у водоспадах другого типу – Йосемітського - висота переважає над шириною, (наприклад, водоспад Йосемітський в Каліфорнії, водоспад Анхель на Гвіанському нагір'ї та ін..).

У дислокованих областях можна виділити **поздовжні і поперечні річкові долини**. Поздовжні, в свою чергу, поділяються на декілька типів: а) синклінальні; б) антиклінальні; в) моноклінальні; г) долини, що заклались вздовж ліній розломів; д) долини-грабени (рис. 76). **Синклінальні** долини закладені вздовж синклінальних складок, тобто їх морфологічні особливості залежать від особливостей самої складки. Шари порід падають в напрямі русла, і по обох берегах спостерігаються джерела.

**Антиклінальні** долини спостерігають вздовж антиклінальних складок. Шари порід в такій долині падають назовні по обидва боки від долини, схили можуть мати східчастий вигляд. Виходів джерел в такій долині не трапляється. Утворюються антиклінальні долини в місцях дрібних тріщин, що виникають під час формування складки і пізніше.

**Долини**, сформовані вздовж **розломів**, несиметричні: один берег високий і стрімкий, а протилежний - низький та пологий.

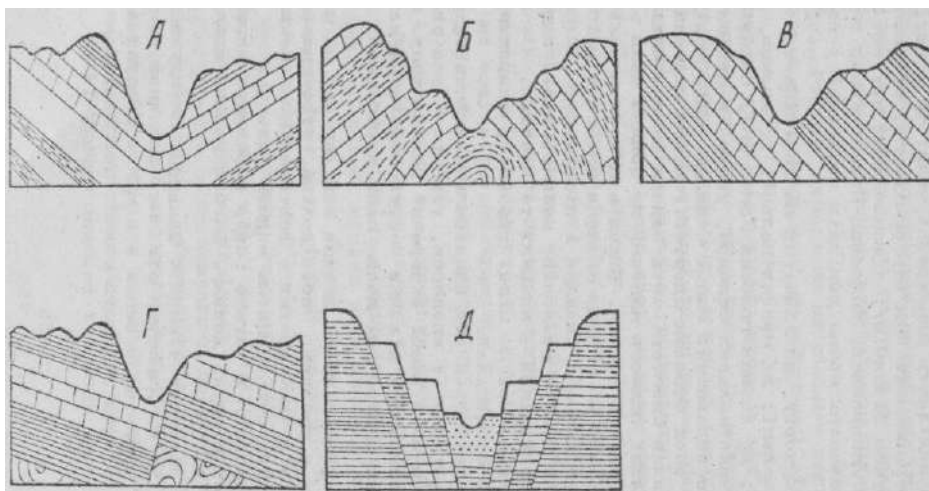
**Долини-грабени** утворились на місці грабенів, наприклад. Рейнський грабен, річкові долини Прибайкалля і Забайкалля.

Часто ріка не відхиляється під впливом геологічної структури, що піднімається, а перетинає її впоперек, утворюючи так звані **наскрізні**, або **поперечні**, долини. В плані поперечні, долини часто мають чотко- подібну форму, тобто розширені ділянки чергуються із звуженими. Взагалі поздовжній профіль поперечних долин менш вироблений, ніж поздовжніх.

За характером профілю річкові долини поділяються на кілька основних типів. Одним з них є **ущелина**, тобто долина, утворена виключно глибинною ерозією. Це дуже вузькі долини з вертикальними скелястими берегами і вузьким дном, повністю зайнятим водним потоком.

Глибина **ущелин (тіснін)** в багато разів перевищує ширину. Ущелини короткі й відкриваються в якусь долину. Багато ущелин трапляється в горах.

Наступним етапом розвитку тіснин є **каньйон**. Це крутостінна, глибоковрізана долина із східчастими схилами, дно якої повністю зайняте руслом. Каньйони поширені в зонах з аридним (засушливим) кліматом, де ерозія ще не встигла згладити схили. Найбільший каньйон світу на р. Колорадо має глибину 1500 м і середню ширину 14 км. **V - подібні долини**, або долини з трикутним профілем, утворюються в районах з достатнім зволоженням. **Коритоподібні долини** – це долини з плоским широким дном, яке в десятки разів ширше, ніж русло. Часто таку долину називають заплавною. Отже, в цих типах долин простежуються певні стадії розвитку долин взагалі.



**Рис. 76. Тектонічні типи поздовжніх долин** (за Щукіним І.С., 1960).

А - синклінальна долина; Б - антиклінальна долина; В - моноклінальна долина; Г - долина, що заклалась вздовж лінії розлому; Д - долина грабен

#### **4.3. Морфологічні елементи річкової долини: русло, заплава, тераси, схили**

Ріка, меандруючи по долині, вистеляє її днище алювієм і утворює **заплаву**; це елемент річкової долини, що затоплюється під час повені. Висота над меженним урізом русла і ширина заплави може бути різною. Поверхня заплав дрібногорбкувата. По боках заплава обмежена уступом тераси або корінними



берегами. Заплави не завжди бувають широкі й двосторонні, частіше вони простежуються фрагментами то на лівому, то на правому березі ріки. А оскільки ріка меандрує, ці фрагменти набувають вигляду сегментів, особливо в долинах рівнинних річок. Безпосередньо до ріки прилягає піщана смуга - прируслова заплава, тобто прируслова обмілина, Далі від ріки за нею лежить підвищення - прирусловий вал, складений русловим алювієм. За цим валом лежить дещо понижена центральна заплава.

Крім цього, існує багато інших варіантів заправ. В долинах рівнинних річок, де площі заправ великі, вони використовуються як сінокоси і пасовища.

При поглибленні річкової долини настає момент, коли заплава вже не заливається водою, а залишається на вищому гіпсометричному рівні. Так утворюється **тераса**, тобто елемент річкової долини, що виник внаслідок ерозійно-аккумулятивної діяльності ріки і являє собою об'ємне утворення, що має висоту, довжину і ширину, існує кілька точок зору на утворення терас. Деякі дослідники пояснюють походження терас виключно тектонічними рухами, інші -

кліматичними ритмами, змінами рівня Світового океану.

Одні з річкових терас відслоняють корінні породи і прикриті зверху лише тонким шаром алювію. Такі **тераси** називаються **корінними** (рис.77) Інші річкові тераси складені алювієм і їх називають **алювіальними**, або **терасами** нагромадження якщо алювіальні відклади завдають лише верхню частину тераси, а нижня відслонює корінні породи, така тераса називається **цокольною**. Потужність алювію річкових терас буває різною. **Нормальна потужність алювію** рівнинних, річок не перевищує різниці середньої висоти повеней і середньої глибини плесів сучасного русла. Як правило, вона менша за цю величину, і якщо з якихось причин потужність алювію виявиться більшою, то тут мало місце тектонічне опускання. Процес утворення алювіальних товщ відбувається в дві стадії: по-перше,

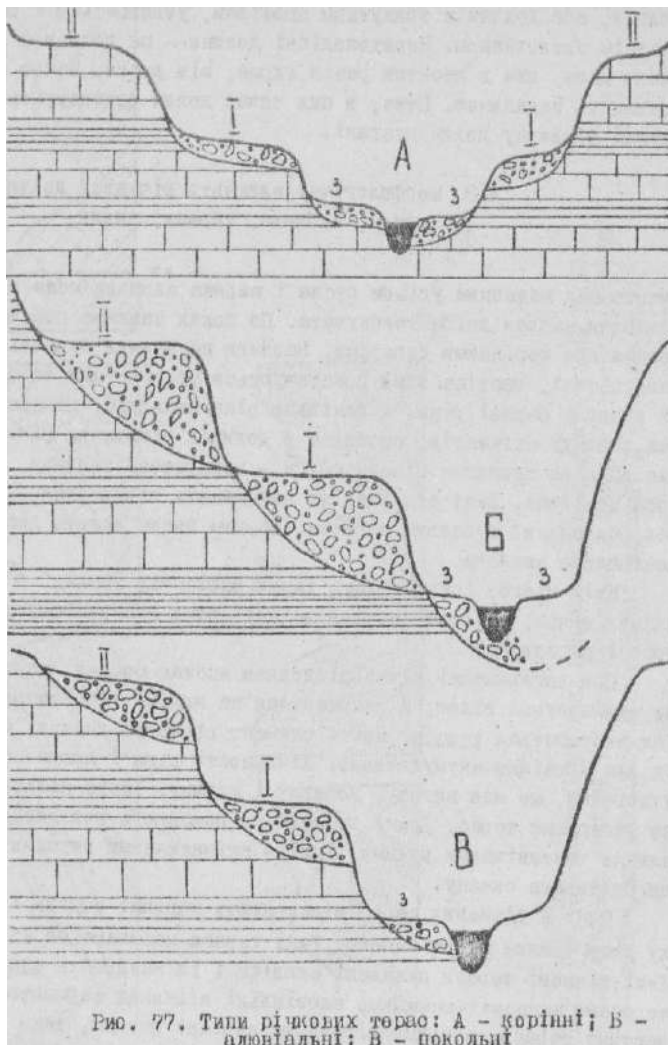


Рис. 77. Типи річкових терас: А - корінні; Б - алювіальні; В - цокольні

шляхом **бокової ерозії** і блукання русла по широкому плоскому дні долини, що заливається під час повеней; по-друге, перехід ріки внаслідок певних причин до енергійної **глибинної ерозії**, через що в плоске дніще вривається нова, молода долина.

Тераси утворюються переважно тоді, коли ріка врізається в дно, а це може статись з трьох, причин: а) внаслідок тектонічних піднять території, коли зростає нахил, а отже, швидкість течії і вріз; б) зміни клімату, зокрема коли збільшується зволоження, це призводить до підвищення водності річок, а отже, збільшується сила течії і вріз; в) зміна базису ерозії; коли головний базис ерозії понизиться, зростає похил і ерозійна сила русла, відбувається зріз, У випадку підвищення базису ерозії похил зменшується, і ерозійна робота ріки також зменшується, відбувається акумуляція. Формування терас залежить і від геологічної будови, наявності підземних вод та ін. Тераси лічать знизу вгору.

Тераси являють собою справжній палеогеографічний літопис новітнього геологічного часу даної ділянки земної поверхні, тому детальне вивчення терасового комплексу являє науковий і практичний інтерес.

Наприклад, тераси великих річок є цінними сільськогосподарськими угіддями та зручними місцями для прокладки шляхів сполучення, забудови та ін. В алювіальних відкладах терас часто трапляються розсипні родовища корисних копалин (золота, платини, алмазів тощо).

Найвища (найстаріша) тераса переходить у корінний схил, а останній - у вододіл.

## Глава 5. КАРСТОВИЙ РЕЛЬЄФ

### 5.1. Умови утворення і розвитку карсту.

#### Типи карсту: голий і покритий

Слово "карст" походить від південнослов'янського *kras*, що означає гола скеля. Вчені вперше звернули увагу на своєрідність форм рельєфу й характер процесів на плато Карст (Югославія) і пізніше це слово стало загальним. Під **карстом**, за М.А.Гвоздецьким, варто розуміти як **сукупність процесів**, так і **створені ними форми** в земній корі та на поверхні.

**Карстовий процес** - це не лише розчинення і руйнування гірських порід, а й утворення натічно-крапельних форм. Процес розчинення і осад- коутворення тут нерозривний.

Для розвитку карстових процесів необхідні певні **умови**: 1) наявність порід, що карстуються (вапняки, доломіти, гіпси, ангідрити, солі); 2) тріщинуватість порід. По тріщинах проникає вода, яка розчиняє та еродує породу; 3) наявність достатньої кількості атмосферних опадів; 4) нахил поверхні чи шарів порід, оскільки розчинені частинки породи повинні видалятися; 5) господарська діяльність людини, яка в процесі своєї виробничої діяльності може прискорювати або сповільнювати карстовий процес.

Різний вплив клімату сприяв утворенню двох основних типів карсту: голого і покритого.

**Голий карст** поширений переважно в Середземномор'ї, де на поверхню часто виходять корінні породи (здебільшого вапняки). І.С.Щукін (1964) вважав, що голий карст виник безумовно під впливом господарської діяльності людини в історичний час. Ліси в багатьох місцях по- хизацькому були вирубані, а дощі

майже повністю змили там ґрунтовий покрив. Це і сприяло розвитку карстових процесів. Для голого карсту характерні карри, карстові лійки, полья, карстові колодязі, провалля, печери та безодні.

**Покритий** (середньоєвропейський) карст - це такий карст, в якому породи, що карстуються, прикриті нерозчинними породами, генетично не зв'язаними з карстовою товщею. В районах розвитку покритого карсту форми поверхневого вилуговування відсутні, а переважають лійки, ванни, сліпі балки та ін., що утворюються під час механічного виносу піщано-глинистого матеріалу водою, цей матеріал просочується з покривної товщі вглиб через тріщини і понори в карстових породах.

Виділяють ще **задернований карст**, де карстові породи прикриті лише ґрунтово-рослинним шаром. Тут поширені всі форми голого карсту за винятком каррів. Він трапляється по сусідству з голим карстом.

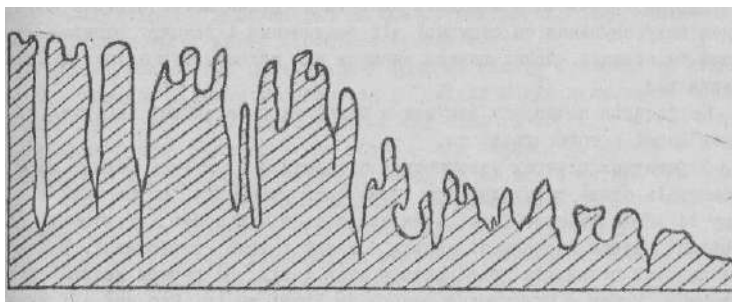
Якщо карстові породи прикриті породами, що не карстуються або слабо карстуються, такий карст називається **броньованим**. Він трапляється на Поділлі, Буковині та в інших районах.

## 5.2. Поверхневі і підземні карстові форми

Карстові форми рельєфу виникають як на поверхні, так і в глибині карстового масиву і бувають найрізноманітніші за формою та розмірами.

До дрібних карстових форм належать **карри (шратти)**. Карри (рис. 78) бувають найрізноманітніші в плані та в профілі. Найдрібніші - це жолобкові карри, що простежуються у вигляді вузьких паралельних жолобків вздовж схилу. Більші карри досягають значних розмірів: від 5 до 15 м глибини, 2-20 м ширини і сотень метрів довжини. Вони добре розвинені на вапняках. Жолобкові карри трапляються на схилах соляних поверхонь на Закарпатті (Солотвино), в Гірському Кричу, в Дагестані. Деякі більшими формами, ніж карри, є карстові жолоби і рови, що розвиваються вздовж тектонічних тріщин і простежуються на сотні метрів. Вони замкнені на кінцях, з крутими бортами та численними заглибинами на дні, багато їх в Югославії (богази), на Північному Кавказі та ін.

**Рис. 78.** Розріз через каррову поверхню, перпендикулярну до простягання борозен і гребенів (за Щукіним І.С., 1964).



**Карстові лійки.** Для голого карсту характерні лійки поверхневого вилуговування або чисто корозійні, що утворюються внаслідок виносу розчиненої породи через понори та підземні канали. Значну роль в утворенні таких лійок відіграють талі снігові

води. Лійки, зливаючись своїми краями, утворюють **ванни і котловини**.

Великі за площею котловини з плоским днищем і крутими бортами, що досягають десятків і сотень квадратних кілометрів, називаються **польями**, наприклад, Полово, Ліванське та інші поля в Югославії. Часто по дну польїв

протікають струмки та річки. Поля Динарського карсту розташовані поверхами одне над одним з підвищенням рівнів дниць від Адріатичного моря в глиб суші.

**Карстові останці.** численні в соляному карсті, а в карбонатному утворюються переважно в тропічних областях. Це масивні і крутосхилі останці у вигляді стовпів, конусів, бешень та ін. Схили їх можуть бути голими або вкриті рослинністю. Висота останців - від кількох десятків до 200-300 м, відношення поперечника основи до висоти - 1,5:8. Єдиний поверхневий рівень вершин останців в тропіках свідчить, що вони являють собою зрілу стадію розчленування піднятого плосковерхового масиву. Вчені вважають, що в багатьох областях тропіків карстові останці реліктові.

**Печери та безодні.** Ці форми не є типовими для голого карсту, вони властиві й покритому карсту. Карстові безодні називаються ще природними шахтами і досить поширені в горах. Безодня Жан-Бернар у Савойських Альпах Франції має глибину близько 1500 м, Снігова на Кавказі - 1335 м та ін. Безодні утворились двома шляхами: внаслідок вертикальної низхідної циркуляції або в результаті горизонтальної циркуляції вод чи висхідними водами.

**Печери** в більшості випадків виникли в тріщинуватих породах внаслідок вилуговування та сукупної дії розчинення і розмиву водними потоками та обвалів. Деякі печери виникли під впливом термальних і мінеральних вод.

Морфологія печер, їх рисунок в плані та поперечному перерізі тісно пов'язані з тріщинуватістю.

У багатьох печерах утворюються **сталактити** - натічні форми, що звисають із стелі, та **сталагміти**, такі самі утворення, що наростають вгору із днища печери. Іноді вони зливаються між собою і утворюють своєрідні колони, потовщені зверху й знизу і тонші посередині. В деяких печерах цілий рік зберігаються сніг і лід. Ці печери називаються **льодяними**. Такою є Кунгурська печера на Уралі та ін. Про неї А.Г.Чикишев (1978) писав: "Тут цілий рік панує зима. При світлі ліхтаря все переливається безліччю різнокольорових іскр і заорожує глядача. Від легкого дотику ніжні льодяні мережива і кристали розсипаються в пил, що довго кружляє в повітрі алмазними іскрами".

Деякі печери мають велетенські зали (Карлсбадська, США, Анакопійська, Ново-Афонська на Кавказі тощо).

За сумарною довжиною всіх ходів найбільшою печерою світу є Флінт-Мамонтова (більш 400 км) у США, на Тернопільщині - Оптимістична (151 км), Попелюшка на Буковині (близько 80 км) та ін.

В.М.Девіс виділив **три стадії розвитку печер**, що пізніше було підтверджено іншими дослідниками. Під час **першої стадії** підземна гідросітка розвивається за умов цілковитого заповнення каналів і тріщин водою під напором. Тріщини служать шляхами циркуляції вод. На **другій стадії** утворюються вузькі щілиноподібні проходи і тривають корозія та ерозія.

На **третьій стадії** внаслідок врізу дренажних водотоків й опускання рівня ґрунтових вод печери осушуються і там утворюються натічно-крапельні та інші печерні відклади. Після цього відбувається процес деградації їхніх стель і стін, настає стадія дряхлості та вирівнювання. Більшість печер являють собою горизонтальні галереї, розташовані часто в кілька поверхів. Вважають, що

причиною ярусності може бути не тільки поглиблення підземних водотоків, а й зниження рівня океану і континентальних водойм з неогену.

Процес карстоутворення триватиме доти, поки ріки й підземні води не досягнуть рівня порід, що не карстуються. Ця поверхня буде граничним базисом денудації. Під час розвитку карсту топографічна поверхня буде понижуватися і наближатися до базису денудації. Коли обидві ці поверхні зіллються, карст перестане існувати.

Досить поширеними поверхневими формами карсту є **блюдця та лійки**, рідше - **колодязі**. Лійки утворюються внаслідок вилуговування та провалу покрівель. Розрізняють лійки поверхневого вилуговування, провальні та просмоктування. Спочатку борти провальної лійки бувають круті, а потім з часом згладжуються. Розміри лійок різні - від кількох до десятків і сотень метрів у поперечнику та від кількох до десятків метрів глибини. Таких лійок досить багато в Середньому Придністров'ї по обох берегах Дністра в місцях залягання гіпсово-ангідритового горизонту.

Карстові **колодязі** утворюються виключно провальним шляхом. В карстовій породі внаслідок вилуговування виникає пустота, покрівля якої згодом провалюється,

### **5.3. Географічне поширення карстового рельєфу.**

#### **Карст і господарська діяльність**

Карстові форми рельєфу досить поширені на земній поверхні, вони наявні на всіх материках. На Руській рівнині в західній її частині переважає карбонатний карст, на Подільському Придністров'ї та в Передураллі поширений гіпсовий карст, у Прикаспії, Донбасі та Закарпатті наявний соляний карст. На Уралі та Передураллі поширені лійки і групи лійок, печери, карстові колодязі, сліпі долини та ін. Поширений карст і в Криму (в горах і на рівнині). В горах на вапняках розвинувся голий карст (лійки, шахти, печери).

Різноманітні умови розвитку, типи і форми карсту спостерігаються на Кавказі: тут карст у вапняках утворив лійки, ванни, котловини, колодязі, печери, карстові озера тощо, багато тут підземних річок, карстових джерел.

Добре розвинутий карст в Середній Азії, особливо в горах Тянь-Шаню, Паміру, де наявні карстові останці та інші форми. Досить поширений карст в Сибіру і на Далекому сході.

В Європі карст поширений повсюди, особливо в Середземномор'ї,

В гірському Середземномор'ї наявні практично всі відомі карстові форми рельєфу, особливо великі печери, прірви та безодні. Часто в гірському карсті поширені підземні ріки, що не збігаються з поверхневою топографією.

Карст добре розвинутий у всьому Альпійсько-Гімалайському складчастому поясі, на Іранському нагір'ї, в Центральній Азії, на Зондських островах.

В Африці карст добре простежується в горах Атлас, де є ділянки голого карсту, в Сахарі на ділянках кам'янистих пустель, в Екваторіальній Африці й на півдні материка.

Добре відомий карст в Північній Америці, зокрема в Кордильєрах, Скелястих горах, Аппалачах, на плато Озарк, на Центральних рівнинах, на

Флориді. Тут розвинутий карст в карбонатних, соляних і гіпсових породах, виявлена найбільша печера світу. На Великих Антильських та Багамських островах наявний тропічний карст у вапняках, В Південній Америці карст відомий в Андах, на Бразильському і Гвіанському нагір'ях та ін. В Австралії карст поширений в горах.

Таким чином, карстовий рельєф поширений на 35% площі суші Землі.

У практичній діяльності суспільства карст відіграє двояку роль: негативну і позитивну.

Часто доводиться стикатись з карстом під час різного будівництва, особливо гідротехнічного. Траплялися випадки катастроф внаслідок руйнування гребель ГЕС або через неможливість утримати воду у водосховищах, тому необхідно вибрати місце під будівництво, де немає карсту. Так, Братська ГЕС проектувалась спочатку в іншому місці, але там виявились дуже закарстовані породи кембрію, і проект довелось змінити.

Несприятливими умовами для забудови відома Уфа. Тут виникають провали, що перешкоджає росту міста. Це ж саме спостерігається в містах Кунгурі, Альметьєвську та ін.

Несприятливий карст і для прокладки шляхів сполучення та їх експлуатації. Розвиток карсту на деяких ділянках магістралей Москва-Ростов, Москва - Нижній Новгород, Казань - Катеринбург, Тайшет - Усть-Кут призводить до провалів колій та катастроф. Карстові пустоти траплялись і при побудові метрополітенів.

Іноді карст гальмує розробку корисних копалин, зокрема кам'яного вугілля. З карстовими явищами зустрічаються в Донецькому, Іркутському та інших басейнах. Видобуток кам'яної та калійної солей дуже ускладнюється внаслідок розвитку соляного карсту. Водночас карстові порожнини (печери та ін.) широко використовують для різних виробничих та рекреаційних цілей, насамперед для туризму. В США з цією метою використовують близько 400 печер, у Франції - близько 100, в Югославії - 25 тощо, в Україні лише 2 - у Криму й на Поділлі. Використовують соляні печери і виробітки для лікування певних хвороб. Наприклад, в Солотвині на Закарпатті, в Румунії, Польщі лікують бронхіальну астму та ін.

В багатьох, країнах печери використовують як сироварні, підземні лабораторії, резервуари для зберігання води і продуктів, вин, як склади, ресторани. Пристосовують печери під музеї, концертні зали, для ритуальних служб, як печерні храми (особливо в Азії), танцювальні майданчики тощо.

## **Глава 6. ГЛЯЦАЛЬНИЙ РЕЛЬЄФ**

### **6.1.Рельєфотворна роль снігу й льоду в горах і на рівнинах**

У горах фізичне вивітрювання відслоненої скельної породи в при-сніжниковій смузі відбувається за принципом моделі теплової машини. Роль нагрівача в ній відіграє Сонце, роль теплоприймача - діяльний шар голої породи, робочим тілом служить порода, що дуже нагрівається вдень, роль холодильника - сніжник. Отже, сонячна радіація акумулюється, головним чином, в скельному діяльному шарі. Чим більша різниця температур відслоненої породи і сніжника,

тим інтенсивніше відбуватиметься вивітрювання породи, оскільки термомеханічні напруги в суцільній породі присніжникової смуги можуть бути настільки великими, що будь-який моноліт активно дробиться протягом весняно-літнього сезону незалежно від широти.

Дія льодовиків на породу дещо інакша. В горах льодовики повільно рухаються під впливом гравітації, викопуючи при цьому роботу. Льодовик руйнує мінеральну масу, переносить, шліфує й відкладає в іншому місці. Руйнування, шліфування і перенесення льодом порід називається **екзарацією**. Вивчення механічної діяльності льодовиків дозволяє визначити розвиток древніх льодовикових покривів, а фіксування останніх - реконструювати фізико-географічну обстановку певної ділянки суші в минулому. Але площа гірських льодовиків мала, значно більша площа материкового зледеніння (тепер і особливо в минулому).

Льодовику властиві пластичні деформації. А його рух, зокрема на рівнинах, залежить від його потужності і кута нахилу ложа. Незначний рух почнеться на схилі  $45^\circ$  крутизни при потужності льодовика 1,5 м, на схилі  $10^\circ$  - при потужності 6,3 м, на схилі а  $1^\circ$  - при потужності 62,5 м. Внаслідок руху льоду виділяється теплота, відбувається деяке плавлення. Сила впливу на ложе прямо пропорційна потужності льодовика.

Внаслідок **екзарації** виникають підльодовикові форми рельєфу: **котловини виорювання, баранячі лоби** тощо. 0.1. Спиридонов вважає, що за зоною екзарації йде зона транспортування морени. На дні поступово формується моренновмісний шар, і якщо ложе нерівне, відбувається включення морени в тіло льодовика. Середня потужність моренновмісного шару може досягати 50-70 м, але об'єм уламкового матеріалу незначний, і якби лід розтанув, шар морени був би завтовшки 1,5 м. Спостерігається в льодовику таке чергування шарів знизу вгору: моренний шар, вище - шар чистого льоду, ще вище - шар молочного льоду. Моренновмісний шар, збагатившись уламковим матеріалом, втрачає здатність рухатись. Так формується **основна морена** - це зона акумуляції. Вона досить щільна, її речовинний склад майже весь представлений місцевим матеріалом, орієнтація довгих осей валунів - за напрямом руху льодовика.

## **6.2.Форми рельєфу, створені льодовиковою денудацією і льодовиковою акумуляцією**

У горах екзарація створює круті схили, гострі гребені, піки, тобто дуже контрастний рельєф. Льодовикові форми в горах здебільшого денудаційні те поширюються значно нижче за снігову лінію, оскільки льодовикові язики спускаються або спускалися в минулому теж нижче снігової лінії.

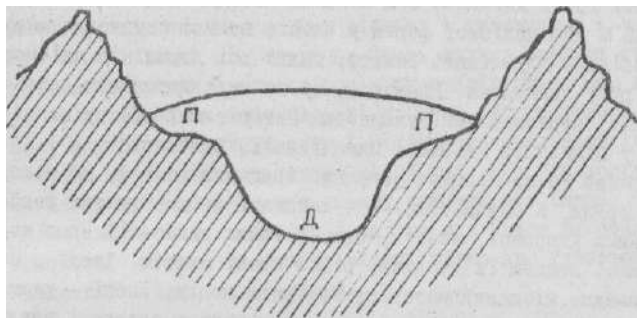
У горах, де є тепер або були в минулому льодовики, розвинуті від'ємні форми рельєфу, що називаються льодовиковими **цирками** або **карами**. Кар має вигляд амфітеатру, тобто з трьох боків оточений скелястими стінками, а спереду відкривається в бік долини. Деякі карі зайняті сніжниками, льодовиками, а інші утворюють високогірні озера. Останні розташовані нижче за сучасну снігову лінію. Часто великі карі розпадаються по периферії на дрібніші, У горах з інтенсивним і тривалим зледенінням цирки різного розміру розташовані близько

один від одного, відділяючись лише гострими скелястими гребенями - **карлінгами**. Кари можуть розміщуватись на різних гіпсометричних рівнях і утворювати своєрідні **карові східці**.

Досить поширеною формою є **трогові долини** (рис. 79). Це коритоподібні долини з м'якими, заокругленими формами схилів, лінійно видовжені на десятки кілометрів. Крутизна нижніх частин схилів поступово виположується і непомітно переходить у днище. Наверху круті схили трога закінчуються чітко вираженим переломом схилу - краєм трога, що називається **плечем**. Такі елементи трога чітко виражені в долинах, схили яких складені з твердих гірських порід. Часто в трогових долинах спостерігаються **висячі бокові долини**, що теж мають форму трога. Пояснюється це тим, що потужний льодовик головного трога сильніше поглиблював своє ложе, ніж малопотужний боковий. У верхів'ї трогова долина закінчується крутою скелястою стінкою у вигляді амфітеатру, а плечі трога фіксують стадії тривалої стабілізації рівня льоду в долині, тобто рівноваги між приходом твердих опадів і абляцією.

**Рис., 79. Поперечний профіль льодовикової долини – трога.** ( Д -дно трога, П - плече трога).

Ступінь екзарації залежить від літологічного складу порід та їх твердості. Найбільшого впливу зазнають породи, що вистелять ложе льодовика, і за умови їх достатньої твердості, льодовик їх заокруглює, шліфує і утворює куполовидні горби. Якщо льодовик не покривав вершину, дужче згладжена передня стінка, а задня, залишається необтесаною. Такі яйцеподібні горби корінних порід із слідами льодовикової штриховки називаються **баранячими лобами** скупчення їх



- **кучерявими скелями**. За штрихами та борознами баранячих лобів та кучерявих скель можна судити про напрям руху льодовиків. Багато баранячих лобів та кучерявих скель на щитах (Балтійському, Канадському), де було потужне зледеніння в минулому. Затоплені, напівзатоплені кучеряві скелі поблизу

узбережжя моря називаються **шхерами**.

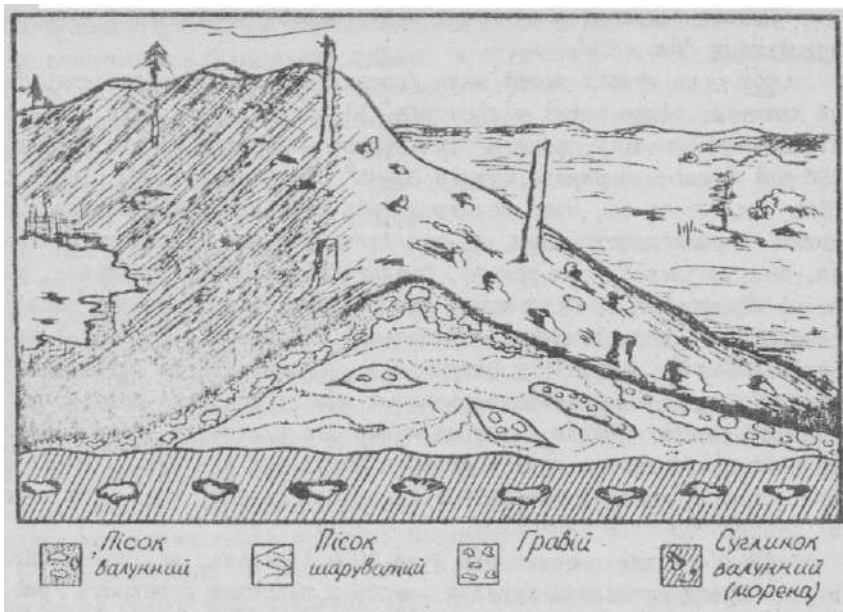
Крім цього, льодовик залишив після себе і **ванни виорювання**, що зайняті тепер озерами та болотами.

Здебільшого за межами кристалічних щитів спостерігаються відклади наносів, які в периферічних областях материкового зледеніння поширені нерівномірно. Потужні морени могли нагромаджуватись біля краю льодовика. Такі райони називаються **моренними ландшафтами**. Тут поруч з первинними моренними формами можуть траплятись і вторинні форми, вироблені екзарацією при повторному насуванні льодовика чи водною ерозією. Це надає моренним ландшафтам великої різноманітності, тому тут можна виділити кілька типів рельєфу, насамперед горбисто-моренний **рельєф основної морени**. Це безліч горбів різного розміру, розкиданих хаотично серед безстічних понижень. Тут же



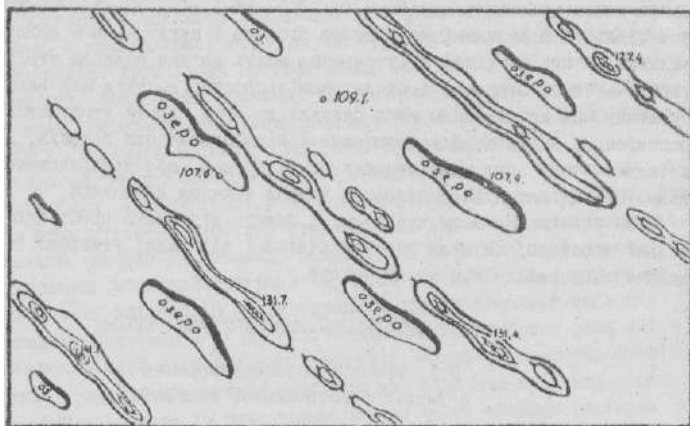
трапляються **друмлини** - продовгуваті горби довжиною від кількох сотень метрів до 2-3 км, висотою 14-45 м яйцеподібної форми у плані, великі скупчення яких створюють своєрідний **друмлінний рельєф**. Довгі осі друмлінів орієнтовані в напрямі руху льодовика. Вважають, що початок друмлінам дають ділянки льодовика, перевантажені уламковим матеріалом, або тріщини. Багато друмлінів у Північній Америці, Скандинавії, Прибалтиці.

Поширений також **кінцево-моренний грядовий рельєф**, що нагадує валоподібні гряди, а найчастіше - це ланцюжки продовгуватих горбів. Прориви між ними утворені, мабуть, стоком талих вод з-під краю колишнього льодовика. Висота їх десятки, рідше сотні метрів. Іноді в складі морен переважає місцевий матеріал корінних порід, іноді - уламки порід, принесених здалека. В одних випадках морени складені виключно льодовиковими наносами - це насипні морени, в інших гряди складені валунним матеріалом лише у верхній частині, а нижче залягають флювіогляціальні (водно-льодовикові) відклади або відклади корінних порід, що дуже зім'яті, часто із включенням морени поміж складом



корінних порід - це **напірні морени**. Вони виникають тоді, коли на шляху руху льодовика з'являється якась перешкода, і він напором зминає шари корінних порід і підіймає їх у вигляді мореноподібного валу. Такі утворення називаються **гляціодислокаціями**.

Досить поширені в областях льодовикової екзарації й акумуляції **ози і ками** (рис. 80).



**Рис. 80. Ози. Ози на топографічній карті. (за Мещеряковим Ю.О., 1972).**

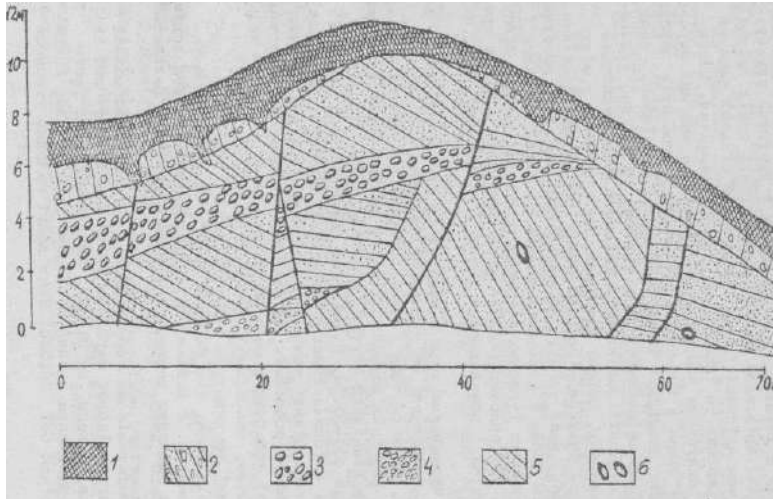
**Ози** - це вузькі довгі вали (**гряди**), що звивисто простягаються на десятки, рідше сотні кілометрів. Відносна висота озів - від десятків до сотні метрів, ширина біля основи - десятки метрів, зрідка 150 м і більше, крутизна схилів 30-45°. гребінь вузький. Іноді гребінь, як і весь оз,

може розширюватись до кількох кілометрів. Такі явища виникають там, де від головного оза відходять відгалуження.

Ози, незважаючи на рельєф, пролягають як через пониження, так і через підвищення. В Прибалтиці ози подібно до залізничних насипів простежуються серед рівнинної заболоченої місцевості. В Україні вони зустрічаються на Поліссі,

у Волинській, Рівненській та Житомирській областях. Складені ози горизонтальними або діагонально-шаруватими відкладами пісків, гравію і гальки майже без глинистих частин. Вважають, що вони утворились в руслах потоків талих вод льодовика. Деякі вчені припускають, що такі потоки протікали під льодом, інші - на поверхні льоду.

**Ками** - горби висотою від 2 до 30 м і більше, які мають вигляд круглих конусоподібних куполів, часто з плоскими вершинами (рис. 81).



**Рис. 81. Будова кама** (за Воскресенським С.С., 1968): 1 – гумусований супісок; 2 – чохол супіску з валунами; 3 – галечник; 4 – гравій, 5 – пісок; 6 – валуни.

Схили камів досягають крутизни  $15^\circ$  і більше. Вони трапляються групами або поодиноці й складені шаруватими пісками і суглинками з непорушеним заляганням шарів. Іноді ці утворення мають вигляд

озерних стрічкових глин. Часто на вершинах і схилах камів спостерігається шар валунного суглинку. За походженням ками близькі до озів, проте утворились у розширеннях внутрішньольодовикових і підльодовикових потоків. Згідно з іншою точкою зору ками виникли на місці над- або підльодовикових водойм. Взагалі ками формувалися в умовах танення льодовика. Вони складені стрічковими озерними глинами.

За зовнішнім краєм льодовика і далеко від нього простежуються великі простори, на яких залягають піщані відклади, утворені талими водами льодовика - так звані **зандри**.

## Глава 7. КРІОГЕННИЙ (МЕРЗЛОТНИЙ) РЕЛЬЄФ

### 7.1. Процеси рельєфоутворення в умовах багатовікової мерзлоти

Площа, яку займає багатовікова мерзлота, становить 26% всієї суші. Вона поширена у високих широтах обох півкуль, особливо в Північній Америці та Євразії

Найважливішу особливість багатовіковомерзлих порід складає лід. Тільки наявність льоду в породах, в їх тріщинах і пустотах; служить ознакою мерзлої породи. Кріогенні особливості мерзлих порід проявляються тим сильніша, чим дрібніші їх частинки і чим більший питомий об'єм (на  $1 \text{ м}^3$ ) пор, тріщин та інших пустот до промерзання. Наприклад, в супісках, де пилюватих частин мало, переважна частина порової вологи молекулярно зв'язана з поверхнею мінеральних агрегатів породи. Сили молекулярно-іонної взаємодії такої капілярної й плівкової води з мінеральними частинами перевищують силу

тяжіння, і під час охолодження та промерзання супісків капілярна і плівкова вода рухається вгору до холодних прошарків. Окремі кристали, що з'явилися у міру охолодження, ростуть за рахунок мігруючої знизу капілярної й плівкової води. Розростаючись, вони тиснуть на мінеральні частини, розсувають їх, зливаються між собою і утворюють навіть суцільні прожилки і прошарки льоду. В суглинках і глинах міграція ґрунтової вологи відбувається інтенсивніше. Тут спостерігається ріст кристалів і цілих прошарків в одних горизонтах і обезводнення інших - як правило, тих, що лежать нижче.

Потужність постійномерзлих товщ в мерзлотній зоні неоднакова. Вона взагалі зменшується з півночі на південь і залежить від рельєфу, складу гірських порід, клімату тощо і може досягати десятків і сотень метрів. Наприклад, в північних районах Східного Сибіру вона становить 600-800 м, до 1000 м в північній Якутії, в центральній і південній Якутії - 1300-1500 м, в Північній Канаді і на Алясці - до 400-600 м. Потужність багатовікової мерзлоти залежить від від'ємної середньорічної температури поверхні. Оскільки від'ємні значення середньорічної температури поверхні зі збільшенням широти і висоти місцевості зростають, відповідно помітно збільшується й товщина багатовікової мерзлоти в напрямі до полюса і до вершин гір. Така загальна схема. Отже, необхідною умовою багатовікової мерзлоти є від'ємні середньорічні температури поверхні Землі. Там, де середньорічна температура від'ємна, але близька до 0°, багатолітня мерзлота має острівний характер. Є райони, де багатовікова мерзлота існує на фоні середньорічних додатних температур. Така мерзлота є реліктовою.

Коли утворилась багатовікова мерзлота? На це немає однозначної відповіді. В товщах багатовікової мерзлоти трапляються кістки або навіть цілі туші мамонтів, а вони, як відомо, жили 20-30 тис. років тому. Час глибокого промерзання земної кори може бути різним, наприклад, в нижній течії річок Обі, Єнісею, Лени деякі недавно утворені острови і прируслові обмілини встигли глибоко промерзнути. Академік К.К.Марков (1965) та інші дослідники вважають, що багатовікова мерзлота і покровні зледеніння – антагоністи за поширенням, і що мерзлота з часу їх формування була досить стабільною.

На поверхні багатовікової мерзлоти влітку відтаює горизонт до десятків сантиметрів і навіть до кількох метрів (1-4м), це - **діяльний горизонт**. Взимку він замерзає, Іноді трапляються ділянки, де багатовікова мерзлота відсутня. Це так звані **талики**. Вони розвинені під багатоводними ріками, глибокими озерами та ін. Через талики відбувається взаємодія поверхневих вод (над мерзлотних) з глибинними підмерзлотними.

Мерзлотні (кріогенні) процеси - це екзогенні процеси, пов'язані з промерзанням і таненням (як сезонним, так і багаторічним) гірських порід, що містять воду, а також із зимовим охолодженням верхніх горизонтів.

У формуванні більшості кріогенних форм беруть участь не один, а сукупність кількох процесів.

Спрямованість та інтенсивність прояву кріогенних процесів зумовлені приуроченістю їх до областей: 1) відносної стабілізації (рівнини, плоскогір'я); 2) переважання акумуляції (заплав, дельти та ін.); 3) переважання денудації (гірські райони).

Деякі кріогенні процеси відбуваються лише в діяльному шарі і створюють там характерні мікроформи: тріщинні полігони, кам'яні кільця, кам'яні багатогранники, морозобійні тріщини та ін.

## 7.2. Форми кріогенного рельєфу та їх поширення

Комплекс форм, характерний для багатолітньої мерзлоти, називається **мерзлотним (кріогенним) рельєфом**.

В областях з переважанням денудації простежуються гранітні останці, кам'яні багатокутники, кам'яні кільця, нагірні тераси, куруми (кам'яні потоки), соліфлюкція.

**Гранітні останці** - це своєрідні стовпи, башти, піраміди, що залишилися від гранітного масиву внаслідок вивітрювання; спостерігаються на архіпелагу Північна Земля.

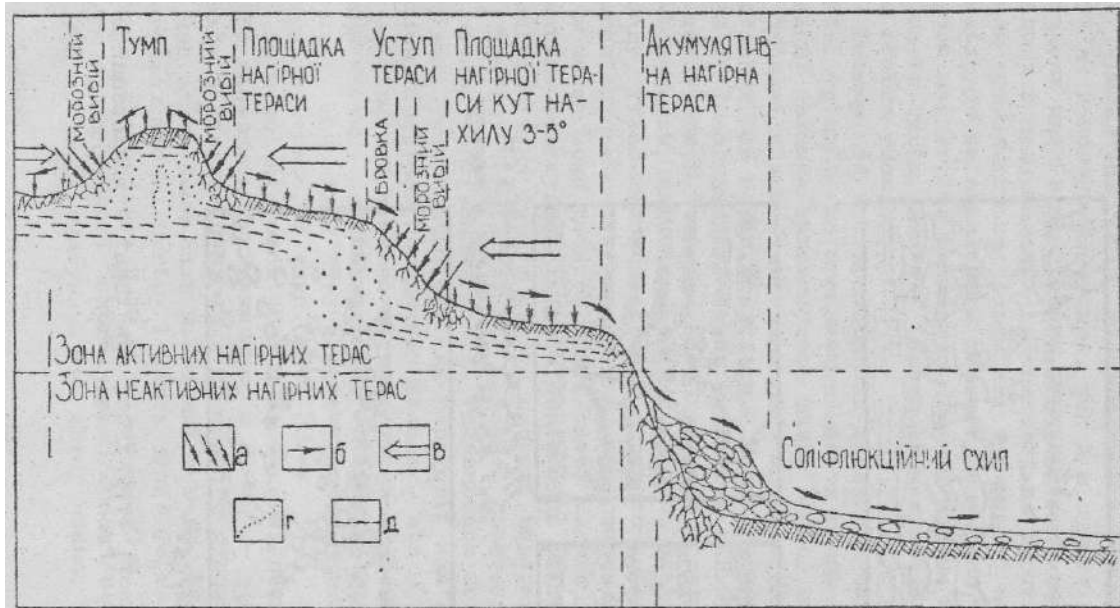
**Кам'яні багатокутники і кам'яні кільця** утворюються внаслідок мікросоліфлюкційних рухів насиченого водою ґрунту під час багаторазового його замерзання і танення. Кам'яні кільця трапляються на рівних горизонтальних ділянках, із сильнозволоженим ґрунтом, що включає значну кількість щебеню різного розміру, за тривалий час виникають своєрідні кільця, що, з'єднуючись між собою, утворюють в плані багатогранники. Діаметр таких кілець 1-2 м, ширила кам'яного бордюра 0,3-0,5 м. Для пояснення цього явища існує кілька гіпотез. Основне, що давно відомо, - це процес виморожування із діяльного горизонту різних твердих предметів. Він і пояснює вертикальну диференціацію матеріалу. Одночасово йде і горизонтальна диференціація при неоднорідному складі глинистих й кам'янистих порід. Насичений водою дрібнозем витискає тверді уламки на периферію внаслідок власного розширення при замерзанні. При таненні маса дрібнозему знову стягується до центра, а уламки залишаються на місці. Так відбувається багато разів.

**Соліфлюкція.** При сильному насиченні верхніх горизонтів порід водою під час танення снігу через неможливість її проникнення глибше виникає текучий стан цієї маси. Таке стікання вниз насиченого водою ґрунту **називається соліфлюкцією**. Це складний процес і має характер в'язкої течії перезвожених глинистих мас, що відбувається під дією гравітації. Соліфлюкційний рух часто формує потоки пливунного дрібнозему. На нижньому кінці потоку утворюється фронтальний уступ висотою до 1-4 м. Потік має шарувату будову: серед глинистої маси простежуються прошарки щебеню, що лежать паралельно до поверхні язика, прошарки торфу. Іноді язики потоків з'єднуються і утворюють цілі гірлянди, що рухаються вниз по схилу, ховаючи під собою рослинність.

Із морозним вивітрюванням пов'язане виникнення **нагірних терас** - полігональних площадок, розвинених на схилах гір. Це скульптурні форми, вироблені в корінних породах схилів. Площадки зрізають породи незалежно від геологічної будови і умов залягання порід. Схили набувають східчастого вигляду. Площадка тераси злегка нахилена до бровки і закінчується крутим уступом, складеним уламками порід (рис.82). Зверху площадка вкрита тонким шаром пухких продуктів фізичного вивітрювання (2-5 м). Верхній шар влітку перебуває в стані соліфлюкційного руху.

С.В.Обручев та інші вчені висунули гіпотезу, згідно з якою нагірні тераси виникають на первинних нерівностях схилів внаслідок дії морозного вивітрювання і соліфлюкції. Існують інші гіпотези.

З процесами промерзання пов'язані такі поверхневі текстури, як **інволюції**, **льодяні клини**, **кам'яні кільця - вінці** (рис. 83).



**Рис. 82.** Схема утворення і будови нагірних терас (за Бочем С.Г. і Красновим І.І. з кн. О.К.Леонтьєва та ін. 1988): а - морозне вивітрювання (розмір стрілки вказує на різну інтенсивність процесу); б - соліфлюкційний переніс пухких продуктів вивітрювання; в - напрям відступу уступів нагірних терас; г - послідовні стадії відступу нагірної тераси; д - послідовні стадії зниження площадки нагірної тераси під впливом морозного вивітрювання і соліфлюкційного зносу.



**Рис. 83.** Поверхневі структури, пов'язані з промерзанням ґрунту (за Райсом Р.Дж, 1980).

Термін "інволюція" охоплює досить велику

групу текстур, що виникають як у корінних породах, так і в пухких відкладах під впливом повторних циклів замерзання - танення. Ці текстури набувають досить складних і чудернацьких деформацій, де окремі шари, що спочатку залягали горизонтально, перем'яті й скручені

невпізнанно. Існують інволюції, що не виражені в рельєфі. Очевидно, вони утворюються під впливом напруг, що виникають під час неодночасного промерзання різних шарів порід. Взагалі інволюції можуть формуватись різними шляхами і за різних умов.

Взимку під час промерзання діяльного шару часто виникають **морозобійні тріщини**, що проникають навіть глибше діяльного шару. Навесні вдень ці тріщини заповнюються талою водою, яка вночі замерзає і формує **льодяні клини** (рис. 63). Морозобійні тріщини утворюють влітку ділянки, що нагадують блоки - **багатокутники** розміром від 10-15 до 40-60 м. Іноді льодяні клини утворюють валики з пухкого матеріалу, які оконтурюють полігон. Всередині цього полігона можуть виникати мілкі водойми. Якщо морозобійні тріщини не проникають глибше діяльного шару, утворюються полігони морозного розтріскування. Навесні вдень тріщини заповнюються водою, яка, замерзаючи вночі, розширює тріщину, яка з часом може досягти такої самої ширини, як і глибини. Глибина ж невелика. Стискувана із всіх боків маса дрібноземного матеріалу всередині полігона формує злегка випуклу поверхню, часто задерновану.

**Кам'яні кільця (вінці)** належать до структурних форм, пов'язаних з морозним сортуванням порід. Трапляються вони групами і поодинці. Найбільші уламки розміщені на периферії кам'яних кілець, посередині - дрібний матеріал. Поперечник кілець - від 0,5 до 3 м. Конкретні процеси, що формують кам'яні кільця, ще не з'ясовані. Припускають, що центральна частина кам'яних кілець спучується під час інтенсивного промерзання, внаслідок чого більші уламки сповзають або скочуються від центра до периферії (див. рис. 83).

Багаторічні **горби пучиння** - це **гідролаколіти** (рис. 84). В Якутії їх називають **булгунняхами**, в Канаді - **пінго**. Це горби, що утворюються внаслідок обдимання поверхні під впливом напруги, яка виникає під час замерзання води всередині породи. Булгуннях спостерігаються в багатьох місцях Сибіру і мають

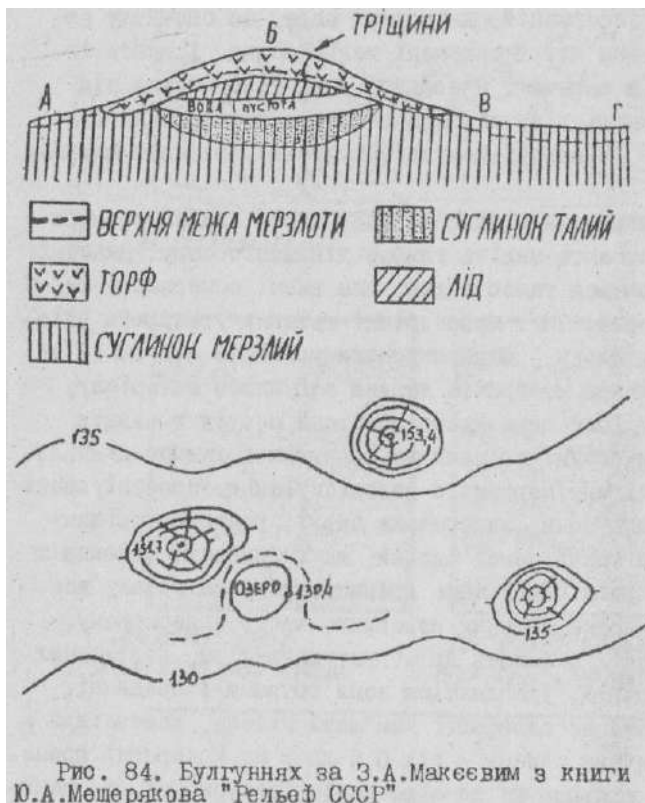


Рис. 84. Булгуннях за З.А.Максєєвим з книги Ю.А.Мешерякова "Рельєф ССРСР"

різні форми та розміри. Висота їх найчастіше становить 3—20 м, рідше 40-50 м. В плані вони мають круглу або овальну форму, схили круті (20-30°), а поперечник досягає 150-700 м. Іноді булгуннях має форму човна, перевернутого догори дном. Будова булгунняхів одноманітна. Зверху залягає торф потужністю від кількох сантиметрів до метра, під ним - шаруваті відклади переважно озерного походження потужністю 1-5 і до 10 м (рис. 84). Всередині розміщене "ядро", яке складається з льоду або супіску чи дрібнозернистого піску. Приурочені булгуннях до понижених частин котловин, низовин тундри і тайги. Вважають, що причиною утворення булгунняхів є напруга в породах під час

промерзання. При цьому відбувається стиснення міжмерзлотних вод, що призводить до випинання вершин булгунняхів іноді навіть до 50 м. Особливо сприятливими для виникнення булгунняхів є днища обсихаючих котловин.

Булгуннях росте протягом багатьох років. Якщо його ріст припиняється, процеси денудації руйнують його, і на місці колишнього булгуннях утворюється водойма.

**Термокарст** - це просадочні або провальні явища, що виникають внаслідок порушення термічних умов, коли відбувається витавання льоду мерзлотної товщі. Внаслідок цього виникають від'ємні форми рельєфу різних розмірів: **провалля, лійки, западини, блюдця, сліпі долини, улоговини**. Глибина таких форм може досягати десятка метрів, а площа - кількох кілометрів. Термокарстові форми часто розвиваються на пологих схилах, на поверхнях терас. Такі процеси відбуваються дотепер, про це свідчать занурені під рівень озера стволи дерев, п'яний ліс, свіжі тріщини на бортах западин та ін.

Існує думка, що термокарст утворюється при посиленні температурних контрастів літнього і зимового сезонів. Під час теплішого літа глибина розмерзання більша. Сприяє утворенню термокарсту наявність численних озерець. Вода нагрівається швидше аж до дна і нагріває породи. Відбувається просадка, утворюється **термокарстове озеро**. Якщо води не затримуються в лійці, процес заглиблення швидко затухає. Часто термокарстові форми ускладнюються супутними процесами: суфозією, соліфлюкцією тощо.

У районах острівного поширення багатовікової мерзлоти утворюються **торф'яні горби**. Вони розташовані поодиноці серед заболочених низин, поблизу річок, озер, на терасах, серед вододільних боліт. Висота горбів - від 1,5 до 7 м. Торф'яний горб складений цілком з торфу або під торфом лежить мінеральне ядро. Г.Д.Танфільєв пояснював утворення цих горбів появою в певних місцях моху *Sphagnum fuscum*.

При швидкому наростанні сфагнума шар торфу збільшується і досягає такої товщини, що утворена взимку мерзлота на встигає влітку протанути. Існують інші точки зору на утворення торф'яних горбів.

В областях відносної стабілізації поширений **полігонально-блочний рельєф**. **Блоки** - це плоскі полігони, розчленовані пониженнями, розміри блоків - від кількох десятків метрів до 100 м і більше в поперечнику. На таких блоках досить поширені **плями--медальйони**. Плями - це полігони без рослинного покриву круглої або неправильної форми від кількох метрів до 30-50 м у поперечнику. Розвиток полігональних форм пов'язаний з морозобійними тріщинами. Поверхня таких полігонів плоска або злегка опукла; утворюється так званий медальйонний мікрорельєф.

Отже, в областях багатовікової мерзлоти поширені різноманітні мікро- і мезоформи рельєфу.

## Глава 8. ЕОЛОВИЙ РЕЛЬЄФ

### 8.1. Рельєфотворна роль вітру в умовах аридного клімату

Процеси і форми рельєфу, пов'язані з діяльністю вітру, називаються еоловими. Для розвитку їх необхідні умови, які існують в пустелях і напівпустелях, тобто: а) наявність рівнинних територій на великих площах;

- б) наявність пухких відкладів на поверхні, що легко розвіюються (піски, глини);
- в) відсутність деревної рослинності.

Пустелі займають близько 22% площі суші й поширені на всіх материках, крім Антарктиди.

Сучасні рельєфотворні процеси в пустелях досить різноманітні - це насамперед **дефляція і еолова акумуляція, фізичне вивітрювання** і частково водна акумуляція.

Робота вітру полягає: 1) в дефляції, тобто розвіюванні; 2) у кородуючій дії вітропіщаного потоку на скелі та різні виступи порід і на ґрунти; 3) у переносі пухкого матеріалу; 4) у сортуванні цього матеріалу за розміром частинок; 5) в акумуляції.

**Дефляція**- це насамперед видування і розвіювання продуктів хімічного вивітрювання стільників, чашок, котлів видування, ґрунту та інших пухких порід, під час чого відбувається також сортування частин за розміром. Пилуваті частинки можуть довший час перебувати в атмосфері і виноситися за межі пустель, де можуть зсідати і утворювати нагромадження (лес). Більші частинки (пісок) різного діаметра також переміщуються вітром, але за межі пустелі не потрапляють і формують в її межах піщані нагромадження. Пісок рухається під впливом вітру перекочуванням по поверхні й стрибками. Вітропіщаний потік, зустрічаючи на своєму шляху відслонення корінних порід, скелі чи просто уламки, обточує їх, шліфує, висвердлює в них заглибини і утворює на скелях чашки, котли видування, стільники та ін. Якщо корозія діє на окремі уламки, при зміні напрямку вітрів утворюються тригранники, піраміди або кулі.

Якщо вітер в пустелях більшу частину року має один напрям, тоді на рівних поверхнях, складених податливими породами, утворюються паралельні борозни, витягнуті вздовж панівних вітрів і поділені гострими гребенями. Такі поверхні в Центральній Азії називають **ярдангами**. Вони дуже нагадують карри карстових областей.

Вітер відпрепарує структурні елементи в пустелях, видуваючи дрібнозем із тріщин, завдяки чому вони розширюються. Таким чином утворюються **матрацевидні брили**. При горизонтальному заляганні осадочних порід, розбитих вертикальними тріщинами, утворюються окремі брили у вигляді стовпів, башт, колон тощо. Внаслідок дефляції, ерозії та пустельного вивітрювання утворюються чудернацькі форми, що нагадують руїни фантастичних будівель. Це добре простежується в гірських пустелях.

## 8.2. Форми рельєфу в кам'янистих, глинистих і піщаних пустелях

Виділяють дві групи пустельних областей: акумулятивні та денудаційні. **Акумулятивні** розташовані поблизу великих гірських споруд і являють собою передгірні западини і рівнини, вкриті потужними товщами алювіально-дельтових відкладів. Тут поширені піщані й глинисті пустелі, що займають великі простори. **Денудаційні** - це відносно підняті над навколишніми їх депресіями, переважно гори або плато, в різному ступені розчленовані ерозією. В них часто



відслоняються корінні породи, що на великих площах утворюють **кам'янисті пустелі**.

Л.С.Берг в Середній Азії виділив 4 типи пустель: піщані, глинисті, солончакові й кам'янисті. І.С.Щукін виділяв кам'янисті, глинисті, піщані, глинисто-солончакові пустелі.

**Кам'янисті пустелі** займають великі площі, особливо в Північній Африці. Серед них виділяється кілька різновидів: **гамади, серіри і реги**.

Гамади займають поверхню столових плато, що обриваються крутими уступами до прилеглих рівнин. На поверхні корінних порід залягає лише тонкий шар уламкового матеріалу - гравію, щебеню, брил з домішкою піску і пилу. Уламковий матеріал - це елювій продуктів фізичного вивітрювання, малопотужний, оскільки захищає корінні породи від дальшого фізичного вивітрювання. Поширені гамади в Сахарі, на плато Устюрт, на Іранському нагір'ї, в Австралії.

**Серіри і реги** поширені в Сахарі. Це гравійно-галечникова пустеля з наявністю піску. М.П.Петров (1973) і І.С.Щукін (1974) вважають, що матеріал серірів має алювіальне походження. Це рівні, як стіл, простори, що займають іноді тисячі квадратних кілометрів. Реги морфологічно уявляють те саме, що і серіри, тільки генезис тут інший. Є думка, що реги мають елювіальне походження, тобто утворились на місці вивітрювання конгломератів. При цьому цемент руйнується, а гальки утворюють покрив рег. Поширені реги в Західній Сахарі. Взагалі Сахара зайнята на 70% гамадами і регами, тобто є кам'янистою.

**Глинисті пустелі** поширені в помірних широтах у передгірних рівнинах Гіндукуша, Паропаміза, Тянь-Шаню та ін. Це рівнинні простори з глинистим або суглинистим покривом (лес). Глинисті пустелі поширені на алювіальних, озерних відкладах або на глинистому елювії корінних порід (пустелі Тургайського грабена та ін.). Крім того, глинисті пустелі розвинені порівняно незначними островами в пониженнях рельєфу серед інших пустель. В центральних найнижчих частинах депресій застоюються дощові води ефемерних річок, утворюючи мілкі озера, які швидко висихають і залишають на своєму місці рівну глинисту поверхню, що під час висихання розбивається неглибокими тріщинами на багатогранники (такири). **Такири** бувають різні за розміром - від кількох квадратних метрів до кількох квадратних кілометрів, форма їх округла або витягнута. Поверхня такира настільки щільна, що підкова коня не залишає на ній сліду. Верхній глинистий шар такира досягає 1-1,5 м товщини, підстелюючись піском. У прикопетдагській частині Каракумів такири утворюють смугу місцями до 80-90 км ширини.

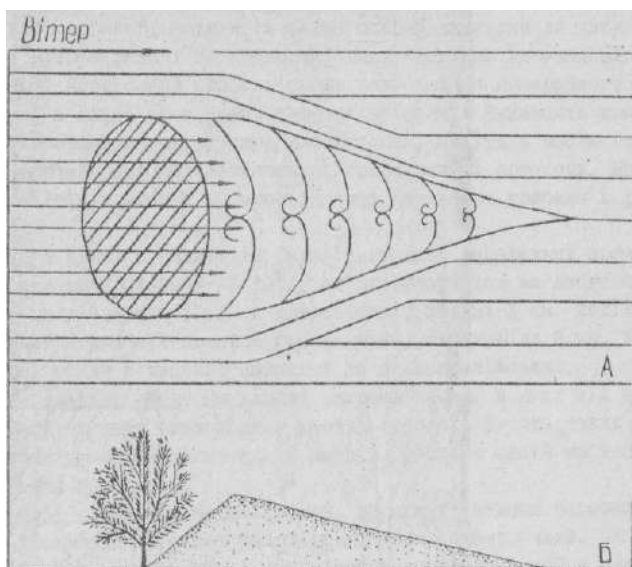
Значні ділянки глинистих пустель Середньої Азії та Північного Казахстану вже освоєні під поливні землі.

**Глинисто-солончакові пустелі.** Дощові води зносять в депресії разом з глинистими породами вилужені з порід солі, що залишаються при випаренні води, нагромаджуючись у верхніх горизонтах ґрунту. Солі на поверхню ґрунту можуть підійматись капілярним шляхом з глини, де дзеркало мінералізованих вод залягає неглибоко. В обох випадках на поверхні утворюються білі вицвіти солей (солончаки), у випадку сильного засолення на поверхні солончака виникає соляна кора товщиною до 6-10 см, під якою іноді залягають насичені солоною водою

глинисті топкі грязі. В Середній Азії солончаки називають по-тюрськи "**шор**" або "**сор**"; на Іранському нагір'ї - "**кевірами**".

Піщані пустелі займають величезні площі, В Північній Африці піщані пустелі називають **ергами**, в Аравії - **нефудами**. в Середній Азії - **кумами**.

Найпоширенішою формою піщаних нагромаджень є **дюни**. Пісок, що переноситься вітром, може відкладатись, зустрівши на своєму шляху перешкоду. Якщо перешкода суцільна і невисока, вітер буде створювати спереду і ззаду піщані нагромадження. Так формуються **ембріональні дюни**. Навіть якщо перешкода буде високою, досягнувши певної висоти, з дюни будуть переноситись піщинки на інший бік і там нагромаджуватись. Якщо перешкода несуцільна,



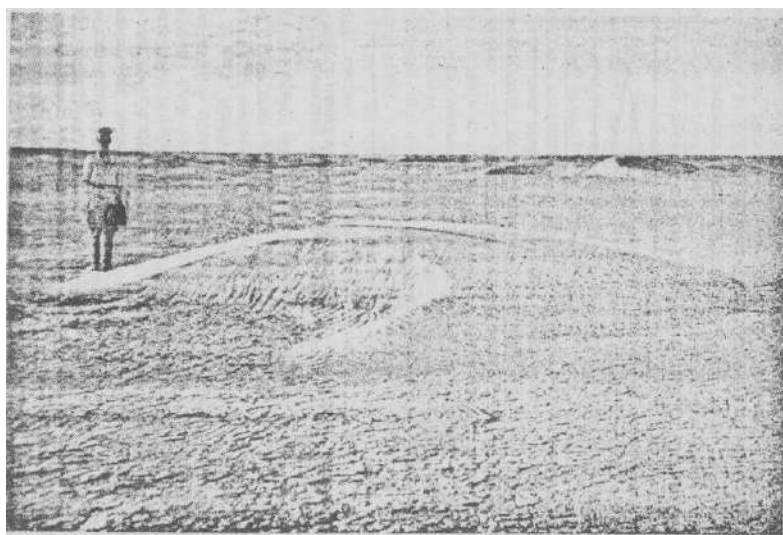
наприклад, кущ, з підвітряного боку буде утворюватись своєрідний язик. Висота таких дюн рідко досягає 1 м. Вони можуть виникнути протягом кількох днів і так само швидко зникнути при зміні напрямку вітру (рис. 85).

Але не тільки наявність будь-якої перешкоди служить причиною утворення піщаних нагромаджень. Вітер за законами аеродинаміки сам може створювати незначні піщані нагромадження, які стають перешкодою на шляху вітропіщаного потоку і сприяють дальшому нагромадженню

піску.

**Рис. 85.** Схема розподілу вітряних струменів біля куща (А) і горбик-коса (Б) за М.П. Петровим (1973).

Так спочатку утворюються плоскі дюни, які потім стають опуклими. З



часом підвітряна сторона дюни внаслідок завихрень і різної швидкості руху піску порівняно з навітряною частиною утворює крутіший схил. Пісок з боків дюни рухається швидше вперед, ніж по осевій частині, де його більше, і утворює "роги", розділені круглою виїмкою. Так виникає дюна у формі півмісяця – **бархан** (рис. 86).

**Рис. 86.** Бархан за М.П.Петровим (1973).

Типовий бархан має з навітряної сторони крутизну схилу 5-12°, а з підвітряної його крутизна зростає до 28-35°. Бархани поширені в пустелях

Середньої Азії, Сахари, Лівійської пустелі та ін. Висота їх становить відповідно 3-8, 10, 30-40 м, а ширина може досягати 200-300 м.

Великі бархани в Кизилкумах рухаються із швидкістю 12 м за місяць. Бархани зовсім відсутні в пустелях Тар, Австралії. Різна швидкість руху малих і великих барханів призводить до того, що малі бархани доганяють великі, наповзають на них і утворюють своєрідні бархани 2-го порядку.

**Барханні гряди.** В пустелях Середньої Азії спостерігаються паралельні несиметричні, витягнуті майже перпендикулярно до напрямку переважаючих вітрів гряди. Це поперечні дюни. Довжина їх становить 3-40-100 м. Поперечний профіль гряди подібний до поперечного профілю бархану, і в плані вони мають серповидну форму. Виникають при наявності великої кількості піску, малорухливі, можуть з часом розпадатись на окремі бархани. Займають ці гряди великі простори. При зміні напрямку вітрів у грядах змінюються лише положення гребеня і форма схилів.

Великі площі в південній Сахарі займають **паралельні** прямолінійні гряди з пологими схилами (5-10°), що простежуються на десятки кілометрів. Гряди висотою 10-20 м при середній ширині 1 км поділені такими самими прямими і довгими пониженнями, шириною до 2 км. Трапляються такі гряди в пустелі Калахарі та в Австралійських.

**Пірамідальні дюни.** Це піщані нагромадження, в яких від найвищої центральної частини розходяться гострі гребені. Висота таких дюн може досягати десятків, рідше сотні метрів. Завдяки своїй масивності вони практично нерухомі.

**Грядові піски.** Це піщані гряди, витягнуті вздовж переважаючих вітрів. Поперечний профіль такої гряди майже симетричний. Висота їх 12, рідше 30 м, простежуються паралельно на віддалі 400 м одна від одної і можуть досягати в довжину сотень кілометрів. В Сахарі, ці гряди інколи поділені глинистими або щербенистими улоговинами.

В пустелях Азії грядові піски закріплені рослинністю. Гряди сполучаються між собою піщаними перемичками, і між ними виникають котловини. Грядові піски дуже поширені в пустелях Австралії. Сахарі, також в Середній Азії, Тар в Індії.

Крім згаданих еолових форм, спостерігається багато проміжних форм. Таким чином, певні форми рельєфу пустель утворюють кілька генетичних рядів, що розвиваються кожен по-своєму.

## Глава 9. РЕЛЬЄФ МОРСЬКИХ БЕРЕГІВ

### 9.1. Процеси, що формують береги

**Берег** - це межа суші й моря, але це не лінія, а певна смуга, в межах якої відбувається взаємодія моря і суші. До процесів, що формують береги, належать припливи, хвилі, абразія, переміщення наносів.

Припливи і відпливи діють періодично. При цьому приплив і нагін води сприяють розмиву берегів, а відплив і згін води - акумуляції на березі та його

нарощенню. Проте основою всіх геоморфологічних процесів, що відбуваються в береговій зоні, є хвилі.

Хвилі, підходячи до берега, вже на мілководді зазнають деформації, стають асиметричними, тобто передній схил стає крутішим, а задній пологішим. Збільшення крутизни переднього схилу хвилі призводить до нависання його і обвалу гребеня хвилі (Леонт'єв О.К., 1988). Тоді хвильовий рух води змінюється **прибійним потоком**. Руйнування хвилі називається **прибоєм**. Швидкість його зменшується з просуванням вперед завдяки гравітації та тертя об дно, переміщенню наносів тощо. Точка, де швидкість прибою стає нульовою, називається **вершиною заплеску**. Це і є верхня межа берегової зони. Звідси вода стікає вниз по схилу. На глибині, що дорівнює половині довжини хвилі, перебуває нижня межа берегової зони. При підході хвиль до берега під прямим кутом і поверненні маси води назад утворюється **розривна течія**, досить бурхлива, що виносить з собою велику кількість наносів.

Коли хвилі підходять до берега під гострим кутом, утворюється **вздовжберегова хвильова течія**, що теж має значні швидкості й переносить матеріал.

**Абразія** - це руйнівна робота моря. Вона поділяється на механічну, термічну і хімічну. Під час **механічної абразії** руйнування берегів відбувається переважно внаслідок ударних впливів уламків порід. Швидкість механічної абразії залежить від літології порід, що складають берег, характеру їх залягання, висота берегового уступу, напряму підходу хвиль та ін. Інтенсивно руйнуються береги, складені м'якими осадовими породами. Наприклад, швидкість відступання берегів, складених м'якими породами, становить 2-13 м/рік, а берегів, складених, кристалічними породами, - 1-3 см/рік. Швидко відступають береги Азовського, Північного, Балтійського та інших морів.

**Хімічна абразія** відбувається там, де породи здатні розчинятися, наприклад, хімічна абразія карбонатних порід. Оскільки розчинність  $CaCO_3$  значною мірою визначається вмістом  $CO_2$  в розчині, необхідно враховувати і температуру. Швидкість хімічної абразії у вапняках дорівнює приблизно 1,8 мм/рік. **Термічна абразія** проходить там, де береги складені мерзлими породами або льодом. Руйнування льодяних берегів внаслідок віддачі теплоти від води до льоду хвилями відбувається досить інтенсивно.

На термоабразійному березі також утворюється **ніша** (ніша витаювання).

Вона є спільною ознакою всіх типів абразії. Підводний схил абразійного берега здебільшого являє собою опуклу поверхню. Нахил підводного схилу залежить від міцності порід: чим вони міцніші та стійкіші проти абразії, тим крутіший схил, і навпаки. Під час механічної абразії на ділянці узбережжя відбувається виніс переважно дрібноуламкового матеріалу і механічна його диференціація. Уламковий матеріал в зоні прибою служить додатковим знаряддям, з допомогою якого прибій руйнує берег. Отже, процес утворення хвилеприбійної ніші та обвалу карнизу, що над нею нависає, відбувається неодноразово. Поступово утворюється **урвище (кліф)**.

Під напором хвиль і прибою кліф відступає, і біля його підніжжя формується площадка, що називається **бенчем** (рис. 87). Бенч починається біля

підніжжя кліфу і продовжується нижче рівня моря. Чим інтенсивніше діє абразія, тим пологішою і ширшою стає смуга бенча. Отже, щоб хвилям досягти берега, треба подолати досить широку смугу мілководдя. А це веде до затухання і повного припинення абразії. Таким чином, абразія сама створює умови припинення свого існування.

Розглянемо морфологію найбільш поширених типів берегів,.

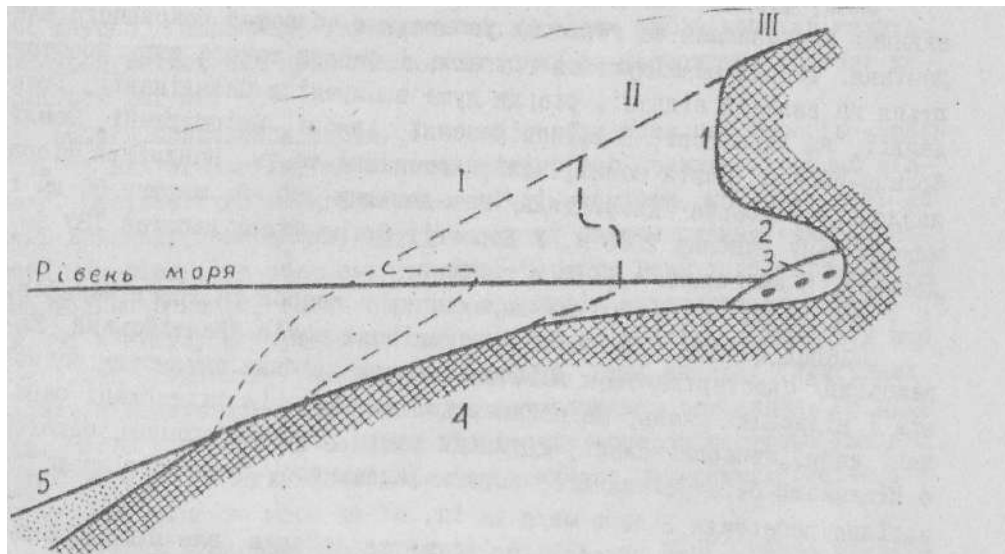


Рис. 87. Схема розвитку і основні елементи берега за О.К.Леонтьєвим і Г.І.Ричаговим (1988): I, II, III - стадії відступання берега; 1 - кліф; 2 - хвилеприбійна ніша; 3 - пляж; 4 - бенч; 5 - пришарована акумулютивна тераса.

## 9.2. Типи берегів. Закономірності поширення різних типів морських берегів

**Фіордові береги. Фіорди** - це вузькі, глибокі, звивисті в плані затоки з крутими берегами, які врізаються в сушу на десятки, а іноді й на сотні кілометрів. Вони розгалужуються, іноді з'єднуються протоками. Днище фіорда, нерівне, на ньому простежується ряд понижень і сідловин. Подекуди на дні виявлена морена, фіорди, як правило, розташовані на окраїнах гірських країн і являють собою глибокі вузькі канали. Часто глибина фіорда буває більшою, ніж глибина прилеглого моря. Вважають, що фіорди утворились на місці древніх дольодовикових річкових долин, що заклались вздовж ліній тектонічних розломів. Під час плейстоценового зледеніння цими долинами рухались маси льоду, які ще більше виорювали і поглиблювали долини. Коли льодовик розтанув, долини заповнились водою. Напрямок фіордів Скандинавії відповідає лініям дислокації. За тими самими лініями і утворилися **широкі протоки Швеції (зунди)**.

Отже, **фіорди** - це довгі глибокі затоки, вироблені потужними вивідними льодовиками на гористих узбережжях областей покривного зледеніння. Фіорди розміщуються групами, і береги такого типу простежуються на великій віддалі, фіорди дуже поширені в Скандинавії, Гренландії, на Лабрадорі, Баффіновій землі, Алясці, Шпіцбергені, Землі Франца-Йосифа, Новій Землі, Чилі, Аргентині та ін. Найдовший фіорд льодовика Ламберта (Антарктида) має довжину 400 км, ширину

50 км і максимальну глибину 2200 м. У Норвегії Согне-фіорд досягає 137 км довжини, 5 км ширини і 1210 м глибини.

Фіорди на морському дні переходять в жолоби та трогои шельфів.

**Шхерні береги.** В районах кристалічних щитів (Балтійський, Канадський) спостерігаються величезні групи дрібних скелястих островів і підводних скель, що називаються **шхерами**. Це підтоплені баранячі лоби, кучеряві скелі, друмлини та ін. Типовим шхерним берегом є південний берег Фінляндії, береги Ладозького, Онезького озер, західне побережжя Білого моря.

**Ріасові береги.** Береги, що нагадують фіорди, але відрізняються від останніх малою глибиною, меншою розгалуженістю і довжиною, називаються ріасовими, тобто це затоплені прибережні відрізки річкових долин гірських країн. Як ширина, так і глибина таких заток лійкоподібно збільшуються у бік моря, але розміри самих річок не відповідають розміру і глибині гирла заток. Хребти між ріасами утворюють півострови або довгі острови. Цей тип берегів поширений там, де хребти підходять під прямим кутом до берега, наприклад, береги Піренейського півострова, Японії, Східно-Китайського моря, Далекого Сходу.

**Береги далматського типу** виникають внаслідок затоплення морем складчастих структур, що залягають в напрямі простягання берега.

При цьому утворюються досить складні архіпелаги островів, витягнутих вздовж берега. Так само орієнтовані й півострови та затоки і протоки. Найкраще цей тип берега простежується на берегах Адріатичного моря.

**Лиманні береги** утворюються на мілководних побережжях затопленням гирлових частин річкових долин і балок приморських рішищ. Хоча лимани виникли внаслідок підняття рівня моря, наступні їх зміни залежали від ряду причин, передусім від первинних розмірів гирла ріки, нахилу долини, характеру берегових морських течій та ін. Одні лимани нагадують багатоводні ріки, наприклад, Бузький, Дністровський, Дніпровський, інші мають дуже широкі гирла і швидше нагадують морські затоки, наприклад, Таганрозький. З часом гирла лиманів можуть відшнуровуватись від моря піщаними косами та пересипами, і тоді утворюються **лагуни**.

**Береги припливних морів.** Головна особливість цих берегів - наявність на них елементів, що відповідають рівню припливу і рівню відпливу. Морфологічно найкраще виражені ті елементи, що приурочені до лінії припливу, наприклад, **ватти** - широкі нагромадження тонкозернистого матеріалу, що облямовують мілкі береги. Вони характеризуються земноводним режимом, тобто під час припливів затоплюються морем, під час відпливу осушуються. Поверхні, що затоплюються лише під час сизигійних припливів, називаються **маршами**. Вище за зону сизигійних припливів лежить зона, що ніколи не затоплюється припливом. Це **польдери**. Ватти поширені по берегах Північного моря, півострова Канін та ін. Маршові береги типові для Атлантичного побережжя Північної Америки, Північного моря та ін.

**Біогенні (мангрові та коралові) береги.** На мілководних берегах тропічних морів утворюються лісові зарості - **мангри**. Це низькі заболочені ділянки, що затоплюються під час кожного припливу. Мангрові зарості сприяють росту акумуляції та гальмують руйнування берега штормовими хвилями. Ширина

таких заростей на колумбійському побережжі досягає 3-5 км. Поширені мангрові зарості на берегах Гвіани, Південно-Китайського моря, на півночі Австралії.

**Коралові береги** також поширені у тропічних морях. Вони пов'язані з життєдіяльністю різних рифобудівників, зокрема мадрепорових коралів та вапнякових водоростей. Нагромадження відмерлих і тих, що розвиваються, рифобудівників утворюють компакту вапнякову гірську - породу, що називається **кораловим вапняком**, з якого і виникають рифові надбудови (**коралові рифи**). О.К.Леонт'єв виділяв такі типи коралових рифів: берегові, бар'єрні, атоли, внутрішньолагунні. Берегові формуються біля берега, бо прагнуть поселитись як можна ближче до тепла і світла, бар'єрні виникають на значній віддалі від берега, часто на край шельфу. Гігантською спорудою такого типу є Великий бар'єрний риф, що простежується на східному узбережжі Австралії більш як на 2000 км і віддалений від материка в північній частині на 90 км, а в південній - на 160-180 км. Весь простір між материком і рифом теж рясніє кораловим надбудовами.

Коралові рифи сприяють захисту корінних берегів від абразії та наростанню суші за рахунок моря.

## Глава 10. РЕЛЬЄФ ДНА СВІТОВОГО ОКЕАНУ

Основні елементи дна океану: шельф, материковий схил, материкове підніжжя, ложе океану, серединно-океанічні хребти, глибоководні жолоби.

Рельєф обширних районів океанічного дна ще недостатньо вивчений. Великий фактичний матеріал, нагромаджений за останні десятиріччя океанографічними експедиціями, висвітлює в загальних рисах поки що лише топографію океанського дна (рис. 88).

Морфологічно Світовий океан поділяється на такі основні елементи: **підводну окраїну материка**, що складається з материкової обмілини, материкового схилу і материкового підніжжя, **перехідну зону**, що включає до себе окраїнні глибоководні моря, острівні дуги і глибоководні жолоби, **ложе океану** - це комплекс котловин і піднять, серединно-океанічні хребти (рис. 88).

**Шельф.** Одним з важливих критеріїв виділення шельфу є, по-перше, спільність геологічної будови шельфу і прилеглої суші, по-друге, шельф - арена дії досить активних геоморфологічних процесів, по-третє, тут наявний розвиток реліктових субаеральних форм рельєфу (льодовикових, флювіальних та ін.). Враховуючи ці особливості, О.К.Леонт'єв (1982) дав таке **визначення шельфу**: це відносно мілководна частина морського дна, що прилягає до суші й в структурно-геологічному відношенні є безпосереднім її продовженням, відносно вирівняна в більшості випадків з реліктовим субаеральним рельєфом. Шельф - це переважно слабонахилені рівнини. Середня ширина шельфу 70 км, середня глибина краю 130 м, середній кут нахилу 42°. На дні шельфу простежуються льодовикові форми рельєфу - ками, друмлини, баранячі лоби, кучеряві скелі. На шельфі виявлено дуже багато річкових долин, особливо в Європейсько-Азіатському секторі Арктики. Цікаво, що зі збільшенням глибини морфологічна вираженість річкових долин проявляється чіткіше.

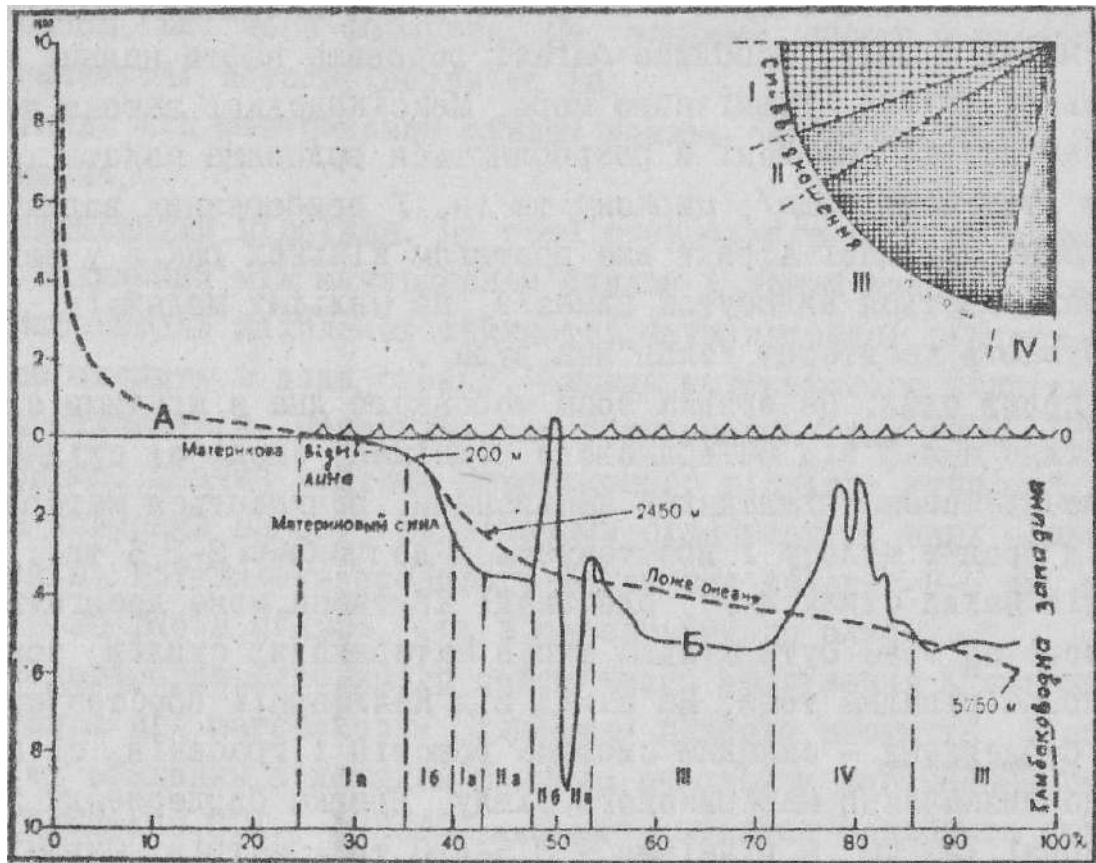


Рис. 88. Гіпсографічна крива (А) і узагальнений профіль дна океану (Б) за О.К.Леонтєвим (1968).

Значно поширені на шельфі й структурно-денудаційні форми, наприклад, куести. Вони добре простежуються на атлантичному шельфі Північної Америки, де крутим уступом звернені до берега. Трапляються і еолові форми, затоплені й перероблені морем, наприклад, на північному побережжі Нової Зеландії та ін. На шельфі поширені різні піщані гряди, зумовлені припливами та згінно-нагінними течіями. Висота таких гряд до 20 м, ширина 1-2 км, вони ускладнені ще дрібнішими формами і мають своєрідну гофровану поверхню.

На шельфі ведуться пошуки і розробка різних корисних копалин, насамперед нафти і газу. Особливо багаті родовища нафти наявні в районі Перської затоки, Північного моря, Мексиканської затоки та ін. Крім того, на шельфі знайдені й розробляються родовища золота, алмазів, рутилу (титанова руда), циркону та ін. У прибережних водах шельфу Південно-Західної Африки вже протягом кількох років у великих масштабах ведеться видобуток алмазів, на шельфах Малайзії, Індонезії видобувають каситерит (олов'яна руда).

**Материковий схил.** Це вузька зона морського дна з крутими схилами, що відділяє шельф від материкового підніжжя, іноді зі східчастим профілем, розчленована підводними каньйонами. Починається материковий схил від бровки шельфу і простежується до глибини 2-3,5 тис. метрів, Середній нахил схилу 4-7°, але іноді крутизна може досягати і 50°. Морфологічно може бути кілька типів материкових схилів, зокрема трап, широка рівнина тощо. На захід від Каліфорнії



простежується так званий **бордерленд** - складна система горстів і грабенів, що не підходить до визначення материкового схилу. Бровка бордерленду лежить на глибині 1-2 км, а підніжжя - 3,5-4,0 тис. метрів. Окремі підвищення виступають над водою і утворюють острови. Подібну структуру має Канадський архіпелаг, дно Егейського моря.

Важливою рисою всіх материкових схилів є глибоке вертикальне розчленування **підводними каньйонами**, багато з яких, наприклад, каньйон Монтерей, за розмірами переважають найбільші каньйони суші. Багато з цих каньйонів відповідають напрямам великих річок. Цілком можливо, що деякі каньйони досить давні й тепер заповнені морськими відкладами. За останній час каньйони виявлені й у відкритих океанах, наприклад, на схилах підводних хребтів. Більшість каньйонів прямолінійні в плані, але багато з них мають звивисті обриси і розгалужуються як річки, фізичні характеристики каньйонів з дивовижною точністю відтворюють вигляд річкових систем суші (Кинг Л., 1967). Очевидно, вони були створені якимись аналогічними агентами лінійної ерозії. Згідно з новими даними, це глибинні суспензійні та каламутні потоки, що перетинають шельф. Аналіз донних відкладів каньйонів Атлантичного побережжя Північної Америки свідчить, що вони зараз затягуються тонкозернистими наносами, днища інших каньйонів зовсім відслонені й врізані в корінні породи.

За геологічною будовою материковий схил подібний до шельфу.

На материковому схилі відбуваються різні гідrogenні та гравітаційні процеси, які його формують. Це, зокрема, донні й поверхневі течії, каламутні потоки, зсуви та ін.

Іноді під материковим схилом лежить океанічна кора, в більшості тут виклинюється гранітний шар материкової кори.

**Материкове підніжжя.** Це зона океанського дна, що займає проміжне положення між материковим схилом і ложем океану. Здебільшого воно має вигляд нахиленої хвилястої акумулятивної рівнини, що поступово переходить в ложе океану. Ширина материкового підніжжя - кілька сотень кілометрів. Подекуди воно розчленоване великими **підводними каньйонами**. Значна частина материкового підніжжя утворена гігантськими **конусами виносу**, розміщеними біля гирл великих підводних каньйонів. Потужність осадового чохла тут досягає 3-5 км, що приблизно в 10-20 разів більше, ніж в середньому по океану.

З допомогою глибинного сейсмічного зондування з'ясовано, що земна кора під материковим підніжжям глибоко прогнута, і значна потужність осадових відкладів виникла внаслідок заповнення цього прогину (Леонтьев О.К., 1988). Осадочний матеріал надходить сюди з шельфу та материкового схилу.

**Ложе океану.** Під ложем океану залягає океанічний тип земної кори потужністю лише 5-10 км. Рельєф ложа океанів нагадує ніздрювату структуру, тобто гігантські котловини з відносно плоским дном відмежовані великими хребтами, валами або підвищеннями.

Дно океанічних котловин досить одноманітне. Тут простежуються горбистий рельєф з відносними висотами 300-600, іноді навіть 1000 м, та досить плоскі **абісальні рівнини**. **Абісальні горби** займають більшу площу океанських

котловин. Деякі океанологи вважають, що це виражені в рельєфі дрібні інтрузивні утворення, поховані під товщею осадків.

Абісальні рівнини розташовані в приконтинентальних окраїнах дна, куди, надходить багато осадочного матеріалу, який і затягує всі нерівності дна. А в центральних найглибших котловинах, де осадочного матеріалу мало, поширені переважно абісальні горби.

Котловини поділені між собою хребтами (здебільшого бриловими), масивами, плато, валами. Найпоширенішими є **брилові хребти**: це широкий вал, розчленований поперечними або косими розломами на окремі блоки. Відносна висота такого хребта - кілька кілометрів. Здебільшого вздовж гребеня його розміщений ланцюг **вулканів** (підводних або надводних). У Тихому океані такі хребти утворюють систему більш-менш **паралельних дуг**, північна з яких - це Гавайський хребет, південніше розташована дуга гір Маркус-Неккер, хребта Лайн і островів Туамоту, далі на південний захід простежується ще одна гряда Маршалових островів, острова Гільберта та ін.

Численні на ложі океану **плато**: це ізометричні в плані підвищення з більш-менш плоскою поверхнею і крутими схилами, наприклад, Бермудське плато.

Там, де швидкість донних течій зменшується, утворюються гігантські **аккумулятивні форми**. Ціла серія таких форм утворилась на виході стокової течії з Норвезько-Гренландського басейну в Атлантичний океан (Елізабет, Гардар та ін.). Наприклад, Гардар - це вал висотою в 100 м, довжиною 930 км, шириною в середньому 55 км, який північним кінцем впирається до хребта Рейкьянес, а закінчується у Західно-Європейській котловині. Рухливі води створюють на дні океану **ерозійні форми** різного розміру, наприклад, в Північній Атлантиці на захід від Серединно-океанічного хребта простежується долина Хейзена довжиною понад 2000 миль, а на схід - долина Морі.

**Серединно-океанічні хребти**. Де гігантські лінійні підняття шириною до 2000 км і відносною висотою кілька кілометрів, що простежуються у всіх океанах у вигляді суцільного ланцюга від Північного Льодовитого океану через Атлантичний, Індійський до Тихого. Таким чином, Серединно-океанічні хребти утворюють єдину планетарну систему. О.К.Леонтьєв (1988) зазначав, що цим хребтам властиві такі особливості: а) висока швидкість пружних хвиль в земній корі; б) високе значення теплового потоку, а також активна сейсмічність і вулканізм.

На хребтах чітко простежується **осьова (рифтова) зона**, для якої характерний розчленований гірський рельєф, та флангова зона, що значно менше розчленована. Від рифту, розміщеного вздовж осі хребта, відходять під певним кутом **рифтові долини**, що часто розташовуються кулісоподібно, Істотним елементом рифтової зони є вузькі глибокі розломи, наприклад, розлом Романш, тобто рифти - це вузькі та глибокі ущелини, що розчленовують хребти в найвищій їх частині. Але є ділянки хребтів, де немає рифтів, наприклад, хребет Рейкьянс, Східно-Тихоокеанський хребет.

У рифтових зонах відбувається розтягнення земної кори і проникнення сюди базальтових порід, тому, очевидно, і тепловий потік тут великий. На дні

рифтових ущелин ще досить поширені осадові відклади - уламки без жодних ознак сортування, лави.

Флангові частини хребта теж дуже розчленовані, тут часто простежуються вулканізм і поперечні розломи.

Про походження Серединно-океанічних хребтів існує кілька гіпотез. Одна з них - **гіпотеза спредінга**, або розростання площі дна океану. Згідно з цією гіпотезою мантія під хребтами менш щільна, а з цим пов'язаний висхідний рух ультраосновних порід, разом з якими до поверхні Землі надходить тепловий потік. **Рифтові зони** - місце виходу цієї речовини на поверхню, внаслідок чого формується океанічна кора. Нові порції з надр розсувають у протилежні сторони вже сформовані ділянки океанічної кори. Від рифтової зони рухаються в протилежні боки дві літосферні плити. Інша точка зору - це гіпотеза розширення Землі, тобто Серединно-океанічні хребти - це шрами, рубці, вздовж яких розширюється земна поверхня.

**Глибоководні жолоби** - замкнуті, лінійно витягнуті депресії, що являють собою прогини в земній корі і мають у плані здебільшого овальну форму, називаються глибоководними жолобами. Відомо вже 35 таких жолобів. Схили жолобів асиметричні, розчленовані підводними каньйонами. В багатьох жолобах на дні залягає досить товстий шар осадових відкладів (від перших сотень метрів до 1-2 тис. метрів). Але в деяких жолобах ці відклади відсутні, і дно їх скелясте. Деякі жолоби розгалужуються, що, мабуть, пов'язано з розломами. О.К.Леонт'єв (1982) зазначав, що глибоководний жолоб - шовна структура, бо земна кора під ним близька до материкового або до океанічного типу. Наприклад, схил Курило-Камчатського жолоба з боку Курил складений материковою, а з боку океану - океанічною корою. Більшість дослідників вважають, що під глибоководними жолобами потужність базального шару підвищена, а значення теплового потоку знижене. Згідно з гіпотезою "**Нової глобальної тектоніки**", глибоководні жолоби утворюються на місці занурення океанських плит, що рухаються горизонтально.

Найбільше глибоководних жолобів розміщено у Тихому океані, саме там розташований найглибший Маріанський жолоб (11022 м), а також жолоби Тонга, Філіпінський, Кермадек, глибина яких перевищує 10000м, В Атлантичному та Індійському океанах таких глибоких жолобів немає.

Рельєф дна океанів потребує подальшого вивчення як в теоретичному, так і в практичному плані. Наприклад, цього вимагає морський підводний (трубопроводи, кабелі та ін.) і надводний транспорт, побудова свердловин, естакад для морських нафтогазопромислів та багато інших. На дні океану є величезні запаси залізо-марганцевих конкрецій, в яких високий вміст міді, нікелю, кобальту.

"Прийде час, - пише О.К.Леонт'єв, - коли людство впритул приступить до планомірного освоєння ресурсів дна океанів. Вивчення рельєфу Світового океану - одна з необхідних для цього умов".

## РОЗДІЛ V. ВЧЕННЯ ПРО БІОСФЕРУ І НООСФЕРУ.

### 5.1. Вчення В.І. Вернадського про біосферу.

Наукова революція на початку ХХ століття призвела до перебудови природничо-наукової картини світу на основі теорії відносності, корінної зміни ряду основних понять теоретичної фізики, зокрема, простору, часу, атома, електромагнетизму. Відкриття квантової механіки, теорії відносності, релятивістської космології, переворот у біологічних науках, створення вчення про живу речовину та її місце в космосі привели до значних змін пануючих концепцій «ньютонівської картини світу». В зв'язку з диференціацією науки на базі точних наукових методів відбулася спеціалізація і зменшення наукового кругозору вузьких спеціалістів. До 90% вчених проводять дослідження в спеціальних областях, які не мають відношення до тої картини Всесвіту, яка є результатом наукової роботи [2,4,6,9]. Тенденція до диференціації знань уявляє собою тільки один бік розвитку. Другий бік – це інтеграція, злиття різних областей знання і наукових напрямів (наприклад, виникнення пограничних наук біогеографії, геофізики, геохімії з вченням В.І.Вернадського про біосферу та інших). На основі вчення В.І Вернадського про **біосферу як космічно-планетарне утворення** виникають передумови для створення цілісної наукової картини світу з визначенням місця і ролі живої речовини. [3,4,5,6,7].

Формування природничо-наукової картини світу базується на використанні принципів, законів і категорій діалектики. Філософські принципи складають найвищий універсальний рівень знань і визначають певну структуру наукової картини світу (наприклад, визнання матеріальності світу, його єдності, розвитку, невичерпності, закону протилежностей, простору, часу, матерії, енергії тощо). Причому філософські і природничо-наукові докази і закони тісно взаємозв'язані і підтверджують одне одного. Першість у створенні **наукового світогляду** і узагальнення даних і теоретичних уявлень про еволюцію всесвіту і життя належить фізико-математичним наукам (квантова механіка, теорія відносності,

космологія, макрофізика, молекулярна біологія). В.І.Вернадський [3,4,5] доповнив наукову картину світу **вченням про живу речовину**, яка є повноправним важливим компонентом матеріального світу, як і фізична матерія (атоми, фізичні поля), яку він назвав «косною» речовиною. Живою речовиною В.І.Вернадський назвав сукупність живих організмів, зведених до їх маси, хімічного складу і енергії. Жива речовина в біосфері нерозривно зв'язана з оточуючим середовищем біогенними потоками атомів: своїм диханням, живленням і розмноженням. В біогеохімії процеси життєдіяльності виявляються як геологічна сила планетарного масштабу [1,2,3,4].

На сучасному етапі процеси диференціації знань приводять до того, що планета Земля, як єдина система, вислизає з поля зору вузькоспеціалізованих дослідників. Проте інтенсивний розвиток досліджень в інтегрованих нових областях знання, таких як конструктивна географія, екологія людини, космічне землезнавство та інших, повертає науку до нового рівня вихідного об'єкта – планетарної системи як цілісності, цілісності біосфери і географічної оболонки, цілісності земного середовища.

## **5.2. Співвідношення понять про біосферу і географічну оболонку.**

Актуальні проблеми глобальної і регіональної екології, екології людини, прикладні питання екологічного прогнозування і експертизи великих промислово-господарських проектів та екологічного регулювання можуть вирішуватися та розвиватися лише на основі таких досліджень, в центр яких поставлені планетарно-космічні проблеми існування біосфери і ноосфери.

В процесі викладання фізико-географічних і екологічних наук, зокрема загального землезнавства, біогеографії, ландшафтознавства, сучасних проблем географії, загальної екології, регіональних фізико-географічних наук та палеогеографії авторами проводилися дослідження цих питань і проблем в теоретичному, навчальному і прикладному аспектах [10,11,12,13,14]. За результатами багаторічних досліджень сформувалися уявлення про

співвідношення і суттєвий зміст понять про географічну оболонку, біосферу і ноосферу, які розглядаються при вивченні відповідних дисциплін за навчальними програмами вузів.

Питання про співвідношення понять «географічна оболонка» і «біосфера», їх тотожність і нетотожність розглядалося в деяких публікаціях [10,13,14]. Існують дві причини виникнення цього питання: 1) вчення В.І. Вернадського про біосферу як оболонку існування живої речовини, яка включає в себе живу, косну, біокосну, біогенну, космічну і радіоактивну речовини<sup>4</sup> 2) сучасне трактування географічної оболонки як природного комплексу найвищого рангу, який складається з природних компонентів, одним з найважливіших компонентів є жива речовина біосфери. Оскільки за сучасними точками зору їх **межі проводять по поширенню живої речовини** (живих організмів), то вони тотожні. **Верхня межа** теоретично доходить до «озонового шару», а практично до верхніх шарів тропосфери, а **нижня** – опускається до глибини 4-5 км під материками і 1-2км під дном океанів і морів, де поширені осадові породи з водою в рідкому стані і температурами нижче 100°C. Припущення добіогенного етапу географічної оболонки є дискусійним, тому що за геохронологічними даними абсолютний вік порід у щитах древніх платформ, в яких знайдені сліди життєдіяльності мікроорганізмів, складає 3,8 млрд. років.

З точки зору комплексного системного підходу біосфера суттєво відрізняється від географічної оболонки. **Географічна оболонка як геосистема**, як природний комплекс найвищого рангу, складається з 5-ти головних взаємодіючих і взаємообумовлених, взаємопроникаючих **компонентів** (осадових порід верхніх шарів земної кори – літосфери та рельєфу земної поверхні, клімату повітря тропосфери – нижнього шару атмосфери, поверхневих і підземних вод гідросфери, ґрунтів педосфери, органічного світу біосфери). А для біосфери головним компонентом є жива речовина (органічний світ) з усіх точок зору (геохімічної, геофізичної, системної, комплексної тощо), а всі інші сфери з їх компонентами створюють оточуюче середовище з потрібними екологічними умовами і факторами. За вченням В.І Вернадського вся область (сфера)

поширення і розповсюдження живих організмів, а також їх впливу, входить в біосферу. Тобто вся земна кора, а можливо і літосфера до глибини 100-120 км, де відсутні умови для життя і існування живих організмів, проте за геологічне минуле землі така маса порід пройшла через біологічні кругообіги.

Сучасна область впливу життя поширюється на верхні шари атмосфери, де постійно присутні космічні апарати і, хоча природні умови для існування живих організмів там відсутні, але людини залучає їх до біосфери.

В геохімічному аспекті на рівні міграції хімічних елементів область впливу живої речовини поширюється далеко за межі географічної оболонки в найближчий космічний простір. Основним об'єктом і змістом вивчення біосфери є живі організми, їх еволюція, фактори і умови існування, закономірності географічного поширення і роль. Зміст вчення про географічну оболонку включає основні закономірності, будову, структуру і еволюцію літосфери, гідросфери, атмосфери, біосфери і Землі як планети. Головними компонентами географічної оболонки є літосфера, гідросфера, атмосфера і біосфера в комплексі. Головним компонентом біосфери є живі організми, а верхня частина літосфери (земної кори), гідросфера і нижня складова атмосфери (тропосфера) утворюють середовище зі сприятливими умовами для існування, функціонування і поширення живої речовини.

### **5.3. Космо – планетарні і сонячно-земні зв'язки живої і косної речовини.**

Космічні, космо – планетарні і сонячно-земні зв'язки живої і косної речовини вивчені на рівні електромагнітних хвиль, тобто обумовлені фізичними полями та періодичними змінами потужності потоків сонячної та космічної енергії. Фізики та геліобіологи інтенсивно вивчають ці явища. Найбільш досліджені періодичні коливання електромагнітних полів зі збільшенням або зменшенням **кількості сонячних «темних плям» (областей активності – ОА)** протягом 11-ти та 22-23-х років. Більшість ОА «живуть» біля 27 діб, деколи багато місяців. Области активності характеризуються викидами в космос потоків іонів і електронів та їх

суміші (плазми), підсиленням потоків радіохвильового, короткохвильового, ультрафіолетового та рентгенівського випромінювання, а при великій потужності і гамма-променів. Потік сонячної плазми (**«сонячний вітер»**) досягає Землі за 1-2 доби і викликає збурення магнітного поля або **магнітні бурі**. Ефекти змін сонячної активності проявляються в живих організмах на популяційному, організаційному, функціональному, клітинному, біохімічному рівнях.

Геліобіологи підкреслюють, що **синхронність біоритмів з циклами сонячної і геомагнітної активності** є дуже поширеним явищем. На основі вивчення міграції елементів в біосфері в геохімії [3,5,6,7,10,21] запропоновано **сонячно-біосферну одиницю (СБО)** для відображення коливань сонячної активності на біосферному рівні. СБО можна розглядати як систему, яка має: 1)вхід (поповнення запасів); 2)канал стоку з міграцією речовин; 3)вихід або скид речовини (скид води рікою в басейн стоку). На маршруті міграції і руху можна виявити критичні точки і інтенсивність концентрації тих чи інших сполук в каналі стоку та на виході з системи. При дослідженні СБО залучаються конкретні параметри та характеристики кліматичних зон, типів рельєфу і ландшафтних комплексів та стоку великих рік (наприклад, Обі, Єнісею, Лени).

Завдяки вивченню сонячно-земних зв'язків в живих організмах виділяють такі біоритми, як циклічні зміни показників життєдіяльності, синхронні в певній мірі з коливаннями електромагнітного поля, це добовий (циркадний) ритм. 7-денний і місячний (26-29 днів) ритми та макроритми в 0,5 року, 1 рік, 3 і 7 років. Зміни напруги електромагнітного поля, викликані збуреннями іоносфери та магнітосфери Землі під впливом хромосферних сполохів Сонця, порушують фізіологічні параметри в живих організмах через взаємодію електромагнітних полів живих організмів з електромагнітними полями земного середовища. Це має велике значення для розуміння екології людини, тому що геомагнітні збурення, викликані сонячною активністю, впливають на тепловий баланс, регуляцію нейронів, гемо коагуляцію, енергетичний метаболізм, окислювально-відновлювальні процеси, вміст біологічно активних речовин, добову періодичку ритмів серцевої діяльності у хворих з порушеннями кровообігу [10,21].



Збіг дії електромагнітного поля і розпаду мінералів земної кори викликає появу в атмосфері аероіонів, які уявляють собою поодинокі або об'єднані в комплекси атоми газів з додатнім або від'ємним зарядом. Концентрація великих аероіонів над урбанізованими областями може досягати 50 тис. на куб.см. Аероіони приводять до збільшення напруги електромагнітного поля в моменти збільшення сонячної активності. Вплив аероіонів на організм може бути негативним і позитивним. Наприклад, насичення повітря від'ємними аерофонами зменшує частоту дихання, знижує кров'яний тиск, збільшує рН і стійкість до хірургічного шоку.

Академік В.П.Казначеев (10,21) провів дослідження взаємодії живих клітин з електромагнітним середовищем при коливаннях сонячної активності при спостереженнях за «дзеркальним» цитопатичним ефектом (ЦПЕ). Суть ЦПЕ в тому, що клітинна культура в ізольованій колбі адекватно реагує на зміни, які відбуваються в клітинній культурі другої ізольованої колби що сполучена з першою через прозору перегородку. Зміни викликаються під дією вірусів, ультрафіолету, токсичної речовини типу сулеми.

Спостереження проведені в різних геліогеофізичних умовах, від крайньої півночі до середньої смуги помірного поясу Євразії синхронно, в роки активного Сонця. Прояв ефекту ЦПЕ залежить від сезонів і в сприятливих кліматичних умовах в певні сезони року дає 90-100% ефект. В періоди складних космічних умов (сонячне затемнення або «парад планет») спостерігається пригнічення росту клітинної культури, клітини гинуть і не утворюють суцільного шару. Найбільш енергійний ріст моно шару клітинної культури (в 2-3 рази) та підвищення стійкості проти дії токсину спостерігається біля полярного кола (67 град. пн.ш.), де відбуваються зміни полярного дня і ночі, в порівнянні з 50 град. пн.ш. При комплексному вивченні впливу екологічних факторів та їх космічної складової на живі організми виявляється більш складна картини.

Подібні дослідження комплексного характеру на рівні груп народонаселення мають важливе науково-практичне значення при освоєнні регіонів з екстремальними умовами, тому що комплекс екстремальних екологічних факторів

впливає на людину, на функції людського організму і різні рівні його біологічної організації.

#### **5.4. Метакронні закономірності розвитку природних процесів.**

**Принцип простору-часу** в сучасній теоретичній географії приводить до розуміння єдності просторово-часових змін природи на основі використання математичних методів. Географія вивчає об'єктивно існуючий матеріальний предмет – географічну оболонку і ландшафтну сферу землі як умову і середовище, в якому живе і розвивається людство. Головне завдання – це виявлення і вивчення територіальних комплексів географічного середовища. Територіальний (хорологічний) метод є основою галузевих географічних наук. Він тісно спряжений з історичним (часовим) методом. Методологічна спільність географічних і історичних наук ґрунтується на відображенні єдності просторово-часових аспектів. Розвиток географічних процесів відбувається у просторі-часі за законами ритмічності, успадкованості, направленості та метакронності [1,2, 9,10,12,14,17,18,20,23].

**Метакронність** – це універсальний закон розвитку природи. Особливо яскраво він проявляється в середині географічного середовища. Характер розвитку верхніх оболонок землі (тектоніка) вивчений ще недостатньо, тому що класична фізика ще не з'ясувала первинних джерел енергії тектогенезу.

**Етапи-цикли розвитку земної кори** існують, але не співпадають в просторі і часі, різні ділянки перебувають на різних етапах розвитку. Метакронність є результатом дії чисто природних законів. Розвиток сучасного географічного середовища відбувається в результаті дії різноякісних законів (фізико-хімічних, біологічних, суспільних). Це підсилює метакронність змін, неповторність, індивідуальність окремих територіальних компонентів. Тому ландшафтну сферу необхідно вивчати і в просторі і в часі, бо її територіальні відміни такі ж великі, як і відміни між епохами. [17,18.20.23].

Вперше на метакронність в географії звернув увагу К.К. Марков [2,17,18,20,23]. Він використав діалектичний розвиток природи в просторі-часі для доказу **метакронного розвитку зледенень в плейстоцені**. Основні положення концепції К.К.Маркова наступні: “Природа земної поверхні в цілому та її окремі компоненти знаходяться в постійних змінах і розвитку, які здійснюються нерівномірно як у просторі так і в часі. Причому часові зміни любого природного об’єкту мають безумовний зв’язок з його просторовими характеристиками, зв’язками, відношеннями тощо” [2,17,18,20,23]. Для підкреслення нерозривного зв’язку просторових і часових змін К.К. Марков вживає вираз “проблема простору-часу” в сенсі нерозривності їх розгляду відповідно до об’єктивної реальності. До К.К.Маркова метакронність помітив фінський геолог В.Рамсей **в історії древніх берегових ліній Балтики**. Давно була відома **метакронність розвитку рослинного покриву Західної Європи**. З цього приводу Ф. Фірбас писав:” Коли ми маємо справу з великими відстанями або великими відмінами клімату й ґрунтів, синхронізація рослинних фаз стає все більш важкою. Однакові ознаки в спорово-пилкових діаграмах, тобто подібні процеси розвитку рослинності можуть виявитися тоді метакронними” [17,18]. **Метакронність розвитку фауни ссавців Євразії у четвертинному періоді** показав К.Адам на прикладі філогенії слонів у напрямку від морського до континентального клімату і відповідно від лісових форм теплого клімату до степових форм холодного клімату. (лісові форми: слон плосколобий - слон південний - слон древній; перехідна форма – слон південний, степова форма – слон трогонтерієвий).

На карті типів географічних районів, яка складена на кафедрі загального землезнавства Московського університету, показана **метакронність змін природи географічних поясів** під час максимального похолодання в плейстоцені. Ритми проявилися в загальному зміщенні поясів до екватора при похолоданні і до полюсів у теплі епохи [2,17,18,20,23]. У дослідників плейстоцену Західної Європи склалося враження, що лише похолодання є причиною зледеніння суші. О.І. Воєйков ще у 1881 році відмічав, що при похолоданні

льодовики в сухому кліматі не виникають [17,18]. На основі аналізу **зледеніння Антарктиди К.К. Марков [7] показав, що потепління клімату там викликало збільшення, а похолодання – зменшення маси льодовиків.** Це підтверджується розрахунками кількості твердих опадів у залежності від температури. Так за 10 років (1950-60) зледеніння теплих районів зменшилося, хоча бюджет твердих опадів був додатнім. У плейстоцені співвідношення тепла й вологи на поверхні материків мінялося нерівномірно в просторі-часі, метахронно.

В монографіях К.К.Маркова [2,17,18] приведено багато прикладів метахронного розвитку природних явищ. Зроблений перехід від метахронності до взаємообумовленості часових і просторових змін. **Для плейстоцену К.К.Марков установив синхронність, гомотаксис і метахронність розвитку явищ у просторі-часі.** Разом із тим схожість розвитку різних районів доказує синхронність, а відмінності – несинхронність, але не автоматично.

Теорію синхронності до плейстоцену слід застосовувати дуже тонко, гнучко, без шаблонів. У плейстоцені розвиток протікав від відносного просторового одноманіття до виключного різноманіття, проміжки невеликих у геологічному відношенні часових інтервалів (до 1 млн.р.) сполучені з максимальним віддаленням районів в межах усієї земної кулі.. Якщо вважати одночасним **вимирання мастодонтів на земній поверхні,** то ми припустимо помилку в 1 млн. років, в той час як тривалість плейстоцену також біля 1 млн. років. Концепція простору-часу (метахронності) дозволила К.К.Маркову пояснити дискусійні й непримиримі точки зору. Наприклад, зблизити конкуруючі погляди **теорії материкового зледеніння і теорії дрейфа** ( Ч. Ляйель, Ч. Дарвин, Дж. Гейки, П.А. Кропоткин); **теорії катастрофізму і еволюціонізму** (в плейстоцені було і те і інше); усунути суперечки між **полігляціалістами й моногляціалістами.**

При визначенні віку і етапів формування Смотрицького каньйону на території національного природного парку «Подільські Товтри» І.П. Касіяник [20] ] встановив метахронні закономірності в утворенні терасових рівнів і стінок каньйону та розвитку долини ріки Смотрича вверх по течії внаслідок регресивної

ерозії та перехоплення голоценових та плейстоценових приток Південного Буга. В долинах сучасних «подільських» приток ріки Дністра «стілки» розвиваються поступово від середньої течії до каньйоноподібних долин на придністровських схилах Подільської височини у нижніх течіях. Різними дослідниками встановлена метахронність формування терас ріки Дністра та його приток, а також і верхній, середній і нижній частинах долини Дністра. В.К. Лихолат і Г.В. Чернюк [17,18] виявили просторово-часові закономірності етапів розвитку рослинності і ландшафтів голоцену на основі палінологічних даних. Метахронність яскраво проявляється і у мікросвіті. В.К. Лихолат було спостережено, що структурна різноманітність популяції бактерій і архей (*Bacteria* і *Archaea*) значно змінюються у поверхневому мікрошарі (до 1мм) і поверхневому шарі (1мм-30см) води, і уздовж гирла ріки Воуга завдяки швидкому пристосуванню до різних середовищних ниш [17,18].

Таким чином, індивідуальність географії, як просторово-часової науки, не в хорологічності, а у вивченні просторово-часових співвідношень природних комплексів і компонентів сучасної географічної оболонки і зовнішніх факторів. Пізнати сучасну просторову структуру географічної оболонки і природних ландшафтів неможливо без історичного методу, без палеогеографії та історичної геології. Підтвердженням правильності встановлення послідовності подій і етапів розвитку географічної оболонки геологічною наукою є перша книга Моше “Буття”. Ця книга вирішує і питання добіогенного етапу формування нашої планети.

Наукові дослідження показують, що метахронність дійсно є універсальним законом розвитку природних процесів у просторі-часі і проявляється на всіх таксономічних рівнях геосистем від географічної оболонки і тектоносфери до мікробіоценозів і від макро- до мікроскопічних форм органічного світу. Слід відмітити, що неможливо втиснути всі чисельні аспекти методологічної концепції єдності простору-часу і метахронності розвитку природи в наукову статтю. Методологічні принципи концепції метахронності використовуються як у

фундаментальних географічних дисциплінах і курсах [2,17,18,20,23] так і в спецкурсах вищої університетської освіти.

## **5.5. Поняття про планетарно-космічні умови виникнення життя та існування біосфери.**

Перехід біосфери в ноосферу за В.І.Вернадським [2,3,4,5.21] витікає з еволюції біосфери. Еволюція біосфери зв'язана з динамічною картиною природного розвитку від виникнення сонячно-планетної системи, формування планети, її геологічної, планетарно-космічної еволюції, виникнення живої речовини і біосфери, до появи людини з її соціальною та інтелектуальною діяльністю, і до переходу біосфери в ноосферу та зміни процесів планетарно-космічної взаємодії. Найважливішою проблемою сьогодення є проблема взаємодії косної і живої речовини на всіх просторово-часових рівнях організації матеріального світу. В сучасній фізичній картині світу відомо безліч матеріальних явищ і тіл косної речовини. Дослідженнями охоплені масштаби від Всесвіту до елементарних частинок, від полів тяжіння, сильних фізичних полів до світлових потоків і слабких та дуже слабких полів. Проте в сучасній картині світу дуже мало місця відведено живій речовині та людині, часто постулатом є випадковість виникнення життя та живої речовини в космосі.

За В.І Вернадським жива речовина надає біосфері незвичайне і для нас поки що одиноке обличчя. Для сьогодення є безперечним доказом існування білково-нуклеїнової форми живої речовини, як єдиної у Всесвіті. В.І.Вернадський проблему виникнення життя переводить у проблему появи біосфери: «Говоря о появлении на нашей планете жизни, мы в действительности говорим только об образовании на ней биосферы.» «... эволюционный процесс, какою бы его форму мы не взяли, всегда идет уже внутри биосферы, т.е. в живой природе. Логически заключить отсюда об изменениях форм организмов путем эволюции вне живой природы, как часто это делают, будет логической ошибкой, недопустимой экстраполяцией». «Таким образом, первое появление жизни при создании

биосферы должно было произойти не в виде появления одного какого-нибудь вида организма, а в виде их совокупности, отвечающей геохимическим функциям жизни. Должны были сразу появиться биоценозы». (В.И.Вернадский, 1980, с.287-291.) Таким чином, біосфера появилася тільки при певних планетарно-космічних умовах. В.І.Вернадський окремо розглядав проблеми еволюції живої речовини, еволюції біосфери та появи їх на земній кулі. Останні вимагали вивчення специфічних умов, при яких виникло життя і сформувалася біосфера. Така постановка питання не заперечує існування інших форм матеріальної організації живої речовини в минулому і тепер, що приводить до розуміння фундаментальної ролі живої речовини в структурі і еволюції Всесвіту.

### **5.6. Вчення про ноосферу як стадію еволюції біосфери..**

В роботі «Научная мысль как планетарное явление» (М.: Наука, 1977) **В.И. Вернадский** розглядає наступний крок еволюції біосфери: «Человечество закономерным движением... со все усиливающимся в своем проявлении темпом охватывает всю планету, выделяется, отходит от других живых организмов как новая небывалая геологическая сила...» (1977, с.19). «Мы как раз переживаем ее яркое вхождение в геологическую историю планеты. В последнее тысячелетие наблюдается интенсивный рост влияния одного вида живого вещества – цивилизованного человечества – на изменение биосферы. Под влиянием научной мысли и человеческого труда биосфера переходит в новое состояние – в **ноосферу**» (1977, с.19). В.И.Вернадський підкреслює: «биосфера XX столетия превращается в ноосферу, создаваемую прежде всего ростом науки, научного понимания и основанного на ней социального труда человечества... Темп его становится совершенно необычным, небывалым, в ходе многих столетий. В 1926-27 годах я приравнял его к взрыву – взрыву научного творчества». (1977, с.31).

**Академічна наука** 1980-90-х років (6, 7, Казначесв, 1985 – с.46-47) дає наступне **визначення ноосфери**: « в условиях развертывания научно-технической революции под ноосферой следует понимать земное планетарное и космическое

пространство, которое преобразуется и управляется человеческим разумом, гарантирующим всестороннее прогрессивное развитие человечества. Ноосфера – это единая система: человечество – производство – природа, развивающаяся на основе новых социальных законов в интересах настоящего и будущего человечества. Такое всестороннее гармоническое развитие возможно тогда, когда управление всей системой опирается на глубокое знание ее естественно - исторических закономерностей». Тобто: «...естествознание включит в себя науку о человеке в такой же мере, в какой наука о человеке включит в себя естествознание: это будет одна наука» (Маркс К., Энгельс Ф. Соч., т.42, с.124). [21]. Академік А.В. Сидоренко [12,21] під ноосферою розуміє сферу взаємодії природи і суспільства, в межах якої розумна діяльність людини стане головним визначальним фактором розвитку. Він писав, що термін «ноосфера» відповідає термінам «техносфера», «антропосфера», «соціосфера» і що Вернадський В.І вніс в це поняття матеріалістичний зміст, показавши, що ноосфера –це вища стадія біосфери, обумовлена виникненням та розвитком людства, яке, пізнаючи закони природи та удосконалюючи техніку, стає великою геологічною силою (Сидоренко, 1981, с.185, кн..»Новое в учении о биосфере«).

Академік Н.І. Моїсеєв («Человек и ноосфера», М.: Наука, 1998) вважає, що ноосферу може створити лише розумна діяльність людства, яка базується на ґрунтовних наукових дослідженнях, на досконалому пізнанні законів розвитку природи, суспільства і людини, в умовах мирного існування та припинення гонки озброєнь. Поряд з поняттям «ноосфера» академічна наука розглядає також поняття «техносфера», «соціосфера», «антропосфера» та інші, а процес перетворення біосфери в епоху науково-технічного прогресу трактується як техногенез: «Техногенез – це геологічна діяльність людства, озброєного технікою, цілеспрямований процес перебудови біосфери, земної кори і навколоземного космосу в інтересах людства». «Процес техногенезу викликає чисельні явища, так звані техногенні, формує різноманітні техногенні об'єкти (форми рельєфу, ландшафти та ін.), а також впливає і на саму людину» (1978, с.43) [10,12,21].



В узагальнюючих філософських методологічних дослідженнях 1980-90х рр., в умовах сучасної НТР, простежується інтеграція виробництва, науки і техніки [10,21]. Тому перехід до ноосфери відбувається через техносферу: «біосфера – техносфера – ноосфера» [10,12,21]. В.П. Казначеев, посилаючись на В.І. Вернадського, вважав, що є лише одна послідовність «біосфера – ноосфера», а шляхи та механізми переходу різні, у залежності від космічних, глобальних та регіональних масштабів. Прикладом перетворення біосфери в ноосферу є збільшення кількості та площі заповідних об'єктів.

Загалом радянські та пострадянські вчені, в тому числі філософи наповнюють термін «ноосфера» матеріалістичним змістом, розглядаючи її як метасистему, що виникає при взаємодії соціальної сфери та природного середовища. При цьому вона включає певні необхідні речовинно-енергетичні передумови та умови розвитку суспільства.

### **5.7. Вчення про ноосферу як духовну сферу розуму.**

Термін «**ноосфера**» вперше введений у науку в 1927р. Ле Руа у Франції. Він складається з двох слів: «ноос» – розум і «сфера» – оболонка. Ле Руа вважав, що в розвитку біосфери наступає «**Психозойська**» ера. За Тейяр де-Шарденом навколо біосфери і над нею утворився «**мислячий пласт**» в зв'язку з **появою людини**, та розумовою діяльністю людства. П. Тейяр де-Шарден створив вчення про ноосферу [13,21]. Його праці проаналізовано в монографії «Материалистическая диалектика как общая теория развития» (М. Наука 1982) [21,24]. Праця Теяра де-Шардена «**Феномен человека**» перекладена російською мовою (М. Прогрес) [13, 21]. Він вважає, що основними сходинками в процесі розвитку та ускладнення космічної матерії – **космогенезу**, відносно нашої планети виступає **геогенез**, який переростає в **біогенез**, а з нього після виникнення людини формується сфера розвиваючого розуму - **ноогенез**. Відповідно біосфера (жива природа) переходить у ноосферу (сферу розуму), яка на вищій стадії розвитку досягає духовного рівня, тобто «**Теосфери**». Слід відмітити, що Тейяр де-Шарден спрогнозував сучасні

спроби пізнання об'єднаними зусиллями науки і релігії: «если у человечества есть будущее, то оно может быть представлено лишь в виде какого-то гармонического примирения свободы с планированием и объединением в целость. Распределение ресурсов земного шара. Регулирование устремления к свободным пространствам. Оптимальное использование сил, высвобожденных машиной. Физиология наций и рас. Геоекономика, геополитика, геодемография. Организация научных исследований, перерастающая в рациональную организацию Земли. Хотим мы этого или нет, все признаки и все наши потребности конвергируют в одном и том же направлении – нам нужна и мы начинаем неукоснительно ее создавать с помощью и за пределами всякой физики, всякой биологии и всякой психологии – **человеческая энергетика**. И в ходе этого, уже негласно начато построения, наша наука сосредоточившись на человеке, будет всё больше находится лицом к лицу с религией». «**Религия и наука** две – неразрывно связанные стороны, или фазы, одного и того же полного акта познания, который только один смог охватить прошлое и будущее эволюции, чтобы их рассмотреть, измерить и завершить. Во взаимном усилении этих антагонистических сил, в соединении разума и мистики, человеческому духу самой природой его развития предназначено найти высшую степень своей проницательности вместе с максимумом своей жизненной силы» [Т.де-Шарден. Феномен человека. – М.: Прогресс, 1965, с.295].

Якщо «теосфера», як вища стадія розвитку ноосфери, базується на об'єднанні досягнень науки і релігії, то це не заключна сходинка розвитку. Всіма процесами розвитку, всіма сферами та переходами від однієї до іншої хтось керує, це Той, хто дає і забезпечує існування життя. Він посилає Духа життя і все оживає та розвивається, а коли забирає – все повертається в прах, розпадаючись на молекули і атоми. Із книги «Буття» витікає, що спочатку було створено космічно-планетарні умови для виникнення та існування життя: «Спочатку створив Бог небо і землю. Земля була безвидною і порожньою, і темрява над безоднею» Та Дух (нематеріальна субстанція) клопітливо носився над водою. Потім було створене світло і відділене від темряви та названо днем, а темрява – ніччю: «і був

вечір, і був ранок: день один». Слово «день» перекладено з івриту. Переклад з івриту слова «йом» може бути не тільки «день», але і «період» чи «епоха». На другий «день» було створено «твердь» - атмосферне повітря, яке відділило воду під твердю від води, яка над твердю. Можливо тепер від тієї води залишилась «воднева корона» земної атмосфери на висоті від 3000 до 20000км. На третій «день» з'явилась суша, на якій виникли рослини. Третій «день» також починається з вечора. За науковими даними рослини змінили хімічний склад повітря, адже атмосферний кисень і азот мають атмосферне походження. За книгою «Буття» на четвертий «день» було створено сонце для управління днем, та місяць для управління ніччю. Світила створені для відділення дня і ночі та для визначення термінів часу.

На п'ятий день з'являються плазуни у воді і риби та водні тварини по роду їх, а також птахи, що літають по тверді небесній. Шостий «день» починається творінням різних родів живих істот на суші. Цей «день» завершується створенням людини: чоловіка і жінки. Вони одержують благословення та наказ: «плодіться, розмножуйтесь, наповнюйте землю, і володарюйте над рибами морськими, і над птахами небесними, і над всякою твариною, що існує на землі» У другому розділі книги «Буття» пояснюється, що польових чагарників і польових трав'янистих рослин ще не було, і дощі не випадали до тих пір, поки не було людей для обробітку землі.

Таким чином, земні оболонки і біосферу було створено для життя і життєдіяльності людини, відповідно, з усіма необхідними космічно-планетарними екологічними умовами. Більше того, чоловік і жінка після виникнення знаходились у неймовірно сприятливих умовах еденського саду, який вони обробляли та берегли. Це був біоценоз про який людина мріє і тепер, намагаючись створити його своєю розумною діяльністю. Однак, ще в Едені стався вибір майбутнього шляху через пізнання добра і зла, наслідком якого є смерть. Після смерті можливо усі благі наміри наукової, творчої та господарської діяльності людини у вигляді мислячого поля поповнюють «мислячий пласт» біосфери, який обмежується лише границями наукового світогляду людства на

сучасному етапі суспільного розвитку. Цілком ймовірно, що біосферна матеріальна система Землі потрібна для певного випробування, навчання та переходу людини на більш високий духовний рівень існування за межами смертного тіла і смертної біосферної системи. Духовні сфери можуть існувати в невідомих для науки вимірах простору і часу, як невідомі види матеріального світу, що пізнаються лише після смерті. В такому випадку смерть можна розглядати, як перехід життя в інший духовний світ, а не припинення існування.

Аналіз понять про співвідношення біосфери і географічної оболонки, про ноосферу та перехід біосфери в ноосферу, доводить, що ноосферу краще трактувати по суті цього терміну, як сферу розуму, тобто сферу розумової діяльності людини і людства загалом. **Ноосфера є духовною частиною біосфери**, вона народжується й існує разом з народженням й існуванням людини і людства, а після біологічної смерті вона припиняє існування в матеріальній системі біосфери та переходить на духовний рівень існування, поза вимірами нашого матеріального світогляду. Крім того розумова діяльність може бути розумною або нерозумною, тобто позитивною і негативною. Людство до цього часу ще не зовсім розуміє (як показує досвід історії), що є добре, а що погано в подіях великого і глобального масштабів. На сучасному етапі розвитку біосфери і ноосфери не припиняються воєнні конфлікти, протистояння на рівні країн та гонка озброєнь, розповсюдження і удосконалення ядерної зброї. Фактично сучасна біосфера переживає фазу техногенезу, особливо військового, але її неможливо перетворити в техносферу, бо вона існує в ноосфері людського розуму, а не машинного, чи електронно-обчислювального.

Ф. Енгельс в кн.. «Діалектика природи» з позицій природничо-наукової картини світу XIX століття описав майбутнє космогенезу людства і біосфери Землі: «Может быть, пройдут еще миллионы лет, народятся и сойдут в могилу сотни тысяч поколений, но неумолимо надвигается время, когда истощающаяся солнечная теплота будет уже не в силах расплавить надвигающийся с полюсов лёд, когда всё более и более сгущающееся у экватора человечество перестанет находить и там необходимую для жизни теплоту, когда постепенно исчезнет и

последний след органической жизни, и Земля – мёртвый шар, вроде Луны – будет кружить в глубоком мраке по всё более коротким орбитам вокруг тоже умершего Солнца, на которое она в конце концов упадет». Та в інших куточках Всесвіту за «Діалектикою природи» знову спалахне і почне розвиватися нова сонячна система та нова Земля зі своєю біосферою [14]. В більш короткий проміжок часу остання книга Біблії передбачає, що Земля і всі стихії на ній згорять, та буде нове Небо і нова Земля, де вже не буде смерті, не буде криз і катастроф.

### **5.8. Концепція геосистеми «природа-людина-суспільство»**

Система «природа-людина-суспільство» існує тільки теоретично. В матеріальному аспекті природа зв'язана з суспільством через людину. Оскільки центром цієї системи є людина, доцільно приділяти більше уваги дослідженню та вивченню ноосфери, як сфери розумової діяльності та духовної оболонки Землі.

Задовго до епохи науково-технічної революції географи встановили, що природа складається не з набору розрізнених предметів і явищ, а з їх територіальних природних комплексів. Для розкриття внутрішньої суті комплексів необхідне вивчення причинно-наслідкових взаємозв'язків між природними процесами і компонентами. Завдяки тому, що всі науки відкрили для себе це у другій половині ХХ століття почалася науково-технічна революція. Сучасне людство намагається все більш глибоко і цілеспрямовано втручатися в хід природних процесів, внаслідок чого порушуються причинно-наслідкові взаємозв'язки та виникають екологічні проблеми. Майже всі екологічні проблеми є географічними по суті, а географія важлива не тільки як пізнавальна наука, але і як практична прикладна наука.

Завдання сучасної світової географії суто екологічні і конструктивні. На міжнародних географічних симпозіумах і з'їздах географічні дослідження тісно зв'язують з глобальними соціальними проблемами, а саме: 1) організація системи моніторингу; 2) створення комплексних географічних прогнозів змін окремих природних компонентів і геосистем; 3) оптимізація умов життя населення шляхом

оздоровлення навколишнього середовища, в зв'язку з промисловим і сільськогосподарським забрудненням та в зв'язку з переміщенням господарства в райони з екстремальними природними умовами. В теорії фізичної географії головні тенденції ведуть до створення теоретичних концепцій та розробки загальних теоретичних моделей: «біосфера», «географічна оболонка», «ландшафт», «екосистема», «геосистема», «біогеоценоз» тощо. Системний аналіз на основі моделювання став одним з головних методів ландшафтного аналізу і конструктивної географії.

За результатами глобального моніторингу з супутників і кораблів, запровадженого з вересня 1987 року, одним з головних напрямів наукових досліджень стало вивчення закономірностей територіальної організації взаємодії природи і суспільства, які мають відношення до глобальних проблем сучасності, зокрема: збереження миру, екологічних, енергетичних, ресурсних, продовольчих, демографічних, медико-санітарних, освоєння океанів, освоєння космосу, подолання економічної відсталості, опустелювання земель.

Географічна оболонка і біосфера в планетарному просторі утворюють єдину цілісність, в якій існує людство. Настав час вивчати людину, як складну систему, зв'язати властивості людини і суспільства, зрозуміти людину через властивості суспільства і навпаки. Феноменом є не просто «людина», а «духовний світ людини». Як з чисельної кількості і нетотожності духовних позицій окремих людей складається духовний світ суспільства? Що взагалі можна сказати про ціль розвитку суспільства хоч за маленький проміжок часу? Поки що ці питання без відповіді. «Духовний світ людини» є складовою людського Всесвіту – природної складової макрокосму, універсума Тейяра-де Шардена [13], ноосфери В.І. Вернадського [3,4,5]. Все більше вчених у світі схиляються до думки про ноосферу як сферу розуму, тобто духовну сферу людства. Запобігти деградації, а може статися, і вимиранню людського роду неможливо тільки заходами, законами тощо. Потрібно змінити належним чином свою поведінку, свої внутрішні взаємовідносини, шкалу цінностей і взаємовідносин з природою. Для формування духовних моральних принципів цих взаємовідносин необхідно реалізувати

Всесвітню програму освіти. Але, як підкреслив академік М. Мойсеєв, цього ще недостатньо [12]. Це тільки перший ступінь вивчення взаємовідносин ноосфери з географічною оболонкою Землі, яку досліджують природничі науки. Саме природничі науки, особливо географія і біологія, є фундаментом екологічної освіти і виховання раціональної взаємодії людини і суспільства з природою.

У сучасних теоретичних дослідженнях проблем взаємодії людини і природи виникла тенденція об'єднання суспільства і природи в особливу систему такого ж рівня, як природні комплекси [1,2,4,9,14,21]. З методологічної точки зору концепція єдності суспільства, людини і природи розглядається наступним чином. Щоб довести історичні зв'язки між природничими та суспільними науками класики марксизму показали єдність людини з природою на основі єдності матеріального світу [1,2,14,21,22]. Природа при цьому має зв'язок сама з собою в людині як біологічному виді. Але людина і суспільство створюють соціальну форму руху матерії як вінець піраміди історичного процесу. З матеріалістичної точки зору структура суспільства не єдина зі структурою навколишнього середовища. Економічну структуру суспільства складають виробничі відносини. Крім того суспільство включає продуктивні сили і засоби виробництва. Тому є різниця між людиною, як продуктом соціальних відносин і природою. Визначення загального поняття суспільства не може відхилити того, що об'єкт – людство і об'єкт – природа мають відмінності для різних способів виробництва. При ігноруванні цього виникають докази вічності і гармонії соціальних відносин вибраного способу виробництва. Але всяке виробництво є присвоєнням людиною предметів природи, тому буде тавтологією сказати, що власність (присвоєння) – це умова виробництва.

Взаємовідносини людини як суб'єкта і природи як об'єкта в матеріалістичному аспекті відображаються як боротьба протилежностей (в людині: біологічне і соціальне). Ці протиріччя можна заглибити удосконаленням взаємовідносин і взаємодії, прагненням гармонії, але не можна повністю подолати, хоча б теоретично на базі матеріалістичного світогляду. Суспільство, навіть удосконалене, повинно шукати засоби ліквідування антагонізму

продуктивних сил і природи в умовах реально існуючих протиріч, не сподіваючись на його відмирання. За матеріалістичним світоглядом слід розрізняти дві відміни природи: природу «натуру», незалежну від людини в загальному плані, і другу «природу», створену діяльністю і розумом людства. Тільки ця «друга» природа складає єдність з суспільством. Основною метою сучасного суспільства є таке взаємне існування природи-натури і «другої природи», коли враховуються закони природи від початку до кінця природокористування. Починаючи з «Діалектики природи» відомо, що всяка культура залишає після себе пустиню, якщо її розвиток йде стихійно: «Не будем, однако, слишком обольщаться нашими победами над природой. За каждую такую победу она нам мстит. Каждая из этих побед имеет, правда, в первую очередь те последствия, на которые мы рассчитывали, но во вторую и третью очередь совсем другие, непредвиденные последствия, которые очень часто уничтожают последствия первых» [14].

Існують два шляхи взаємодії продуктивних сил і природи: перший на основі безмежної влади людини допускає великі перетворення, а другий, діалектичний, наполягає на необхідності динамічної рівноваги та поліпшення сприятливості природи (наприклад, родючості ґрунтів) на основі вивчення діючих природних закономірностей. На регіональному рівні для координації цих напрямів необхідна всесвітня стратегія охорони природи та вирішення екологічних проблем. Така стратегія вироблена в 1980 році представниками міжнародних організацій спілок. Вона передбачає першочергові проблеми та головні умови їх рішення, зокрема проблеми сільськогосподарських систем, лісів, світового океану, рослин і тварин. В контексті безмежної влади людини над природою доцільно згадати, що було на початку: «І створив Бог людину... І благословив їх Бог, і сказав їм Бог: плодіться і розмножуйтесь, і наповняйте Землю, і володійте нею і володарюйте над рибами морськими, і над птахами небесними, і над всякою твариною, що плазує по землі» [Буття, 1:27-28]. Тим самим Творець віддав людині в приватну власність всі екосистеми земної природи. Передбачалося, що людина буде проживати в межах ідеальної екосистеми Едемського саду, яку буде обробляти та доглядати. При



такому природокористуванні передбачалося розширення простору ідеальної природної екосистеми відповідно до зростання чисельності людства. Проте людина втратила цю екосистему і тепер на кожному кроці: «И так на каждом шагу факты напоминают нам о том, что мы отнюдь не властвуем над природой так, как завоеватель властвует над чужим народом, не властвуем над нею так, как кто-либо находящийся вне природы, - что мы наоборот, нашей плотью, кровью и мозгом принадлежим ей и находимся внутри ее, что все наше господство над ней состоит в том, что мы, в отличие от всех других существ, умеем познавать ее законы и правильно их применять» [5]. Про ретельне пізнання законів природи та причинно-наслідкових зв'язків між природними компонентами писав М.В. Ломоносов (1711-1765) в праці «О слоях земных», бо це є ключем до відкриття незліченних природних скарбів.

Географія є першою наукою, що заговорила про «співтворчість і співробітництво» людини з природою за І.М. Забеліним [9,21]. В чому ж полягає мудрість географічного підходу до взаємовідносин з природою? В тому, щоб підкорити та підпорядкувати природу, чи в тому, щоб зблизитися з нею через пізнання природних закономірностей? В науці до нашого часу домінує стратегія покорення та повного перетворення. Г. Гете вважав, що завдяки підкоренню природи людина отримує «свободу», стає вільною. Варіантами такої «свободи» є «культурна сфера» К. Ріттера, «культурне середовище» Ільї Мечникова та частково «ноосфера» В.І. Вернадського [3,4,5,6,7]. Привілесю людини вважається досягнення свободи завдяки підкоренню і підпорядкуванню природи, практично це є завоювання та захоплення природи в рабство. В той же час І. Забелін і О. Гумбольдт [2,9,12,21] вважали, що свобода не досягається підкоренням чого-небудь, що природу можна пізнавати, а не підкорити, а знання несумісне з волюнтаризмом. Природу і свободу розділити неможливо. К. Маркс вважав, що людина повинна взаємодіяти з природою за законами краси, а красу і все прекрасне в пригніченому стані не можливо уявити. Співтворчість і співробітництво людини з природою за законами краси включає в себе духовну

основу сфери розуму, тобто ноосфери або біопсихосфери, невід'ємної від біосфери і географічної оболонки.

Сучасні уявлення про ноосферу – як сферу панування і керівної ролі технічно озброєного розумного суспільства повертає нас до стратегії війни і підкорення природи. Перемога людини над природою та її «таємними» силами перетворює людину в героя, дає ілюзію панування, вселяє містичні уявлення. Це нагадує спробу перемогти левіафана, або запрягти носорога чи бегемота щоб вони орали плугом землю ( Іов: 39 – 40 - 41). Сучасне погіршення відносин між людиною і природою ще не досягли такої кульмінації, що була за декілька тисячоліть до н.е., коли екологічні та соціальні проблеми були піднесені вище небес до самого Творця, гнів якого спричинив очищення земного середовища водами потопу. Після катаклізмів потопу з людей залишилися живими тільки чотири пари подружжя. Людина знов отримує благословення і настанову: «Плодіться і розмножуйтесь і наповняйте землю. Нехай бояться і тріпочуть перед вами всі звірі земні і всі птахи небесні, все, що рухається на землі, і всі риби морські; у ваші руки всі вони віддані. Все, що рухається, що живе, буде вам їжею; як зелену траву даю вам все. Тільки живої плоті з душею і кров'ю її не їжте.» [Буття, 9:1-4]. Творець обіцяє людині не згадувати помилки юного людства і не приводити більше до знищення живих організмів суші водами потопу, а ритміка природних процесів в подальшому не припиниться.

Таким чином, існування людства залежить від глибини пізнання законів природи як на духовно-теоретичному, так і на матеріально-практичному рівні. Це дає можливість встановити оптимальні взаємовідносини в системі «природа - людина – суспільство». Сама назва системи показує, що правильні взаємовідносини між суспільством і природою встановлюються тільки через людину. В зв'язку з цим географія, яка складається з природничих (фізико-географічних) і суспільних (економіко-географічних) наук, та повна географічна освіта в певній мірі сприяють правильному розумінню екологічних проблем і встановленню оптимальної взаємодії і взаємовідносин системи «природа - людина – суспільство». Аналіз методологічних проблем існування даної системи

розкриває велику прогалину, яка пов'язана з тим, що сучасні науки не приділяють належної уваги до психологічної сфери і психологічного поля людини як природного і як суспільного індивідуума, та до ноосфери (розумової психологічної сфери людства в цілому). Тому залишається та зростає небезпека самознищення і самоспалення природних стихій і біосфери у вогні сучасних видів зброї. Зрештою майже нічого не відомо про взаємодію психологічних полів живої природи, окремих людей, сім'ї, колективу, соціумів, суспільства та про їх взаємозв'язки з компонентами неживої природи. В значній мірі це обумовлено залежністю сучасної науки від практичних потреб суспільства, і стагнацією фундаментальних теоретичних досліджень, внаслідок відсутності матеріальної бази. Тепер назріла потреба у пізнанні ноосфери, як сфери людського розуму, яка взаємодіє за певними законами з психологічними системами живої природи, у вивченні закономірностей взаємодії цих духовних систем з компонентами неживої природи. Ця потреба обумовлює актуальність і доцільність проведення відповідних наукових досліджень та включення найбільш об'єктивних їх результатів у зміст природничих і гуманітарних навчальних дисциплін.

### **5.9. Роль географії у формуванні світогляду.**

Роль географії в освіті обумовлена її функціональною сутністю. Географія у суспільстві завжди виконувала декілька функцій: 1) загальноосвітню; 2) світоглядну; 3) географічна освіта потрібна для розв'язання проблем раціонального природокористування та охорони середовища і вирішення соціально-економічних завдань. Сучасний світогляд по суті історичний, він безперервно розвивається. І географію неможливо вилучити з цього процесу, бо поряд з історією географічних відкриттів існує історія географічних ідей. [15,16].

Географічні ідеї безпосередньо вплинули на становлення еволюційного вчення в біології, а поняття «космос», «сфера життя», «сфера розуму», «географічне середовище», прийшли в науку з географії. Задовго до епохи науково-технічної революції, біля 1900 року географи відкрили, що навколишня

природа складається не з набору розрізнених предметів і явищ, а з їх територіальних природних комплексів. Для розкриття внутрішньої суті комплексів необхідне ретельне вивчення причинно-наслідкових взаємозв'язків між природними процесами і компонентами. Завдяки тому, що всі науки відкрили для себе це у другій половині ХХ століття почалася науково-технічна революція. Ми знаємо, що людина намагається все більш глибоко і цілеспрямовано втручатися в хід природних процесів, внаслідок чого порушуються причинно-наслідкові взаємозв'язки. З цього виникають сучасні екологічні проблеми. Майже всі сучасні екологічні проблеми є географічними по суті, а географія важлива не тільки як пізнавальна наука, але і як науково-практична, конструктивна наука.

На міжнародних географічних симпозиумах і з'їздах, починаючи з 1980 року, тенденції і завдання сучасної географії тісно зв'язують з глобальними соціальними завданнями. А саме: 1) організація системи моніторингу; 2) створення комплексних географічних прогнозів змін окремих природних компонентів і геосистем; 3) оптимізація умов життя населення шляхом оздоровлення навколишнього середовища, в зв'язку з промисловим і сільськогосподарським забрудненням та в зв'язку з переміщенням господарства в райони з екстремальними природними умовами. Тобто, завдання сучасної світової географії суто екологічні. [9, 11,12].

В теорії фізичної географії чітко відслідковується головна тенденція – це створення теоретичних концепцій та розробка загальних теоретичних моделей: «біосфера», «географічна оболонка», «ландшафт», «екосистема», «геосистема», «біогеоценоз» тощо. Системний аналіз на основі моделювання – це один з головних наукових методів сучасної фізичної географії і ландшафтознавства.

З 6 вересня 1987 року запроваджено систему глобального моніторингу з супутників і кораблів. Одним з головних напрямів досліджень вчених географів з тих пір стало вивчення закономірностей територіальної організації взаємодії природи і суспільства. Ці дослідження мають відношення до всіх глобальних проблем сучасності: збереження миру, екологічних, енергетичних, ресурсних,

продовольчих, демографічних, медико-санітарних, освоєння океанів, освоєння космосу, подолання відсталості певних країн, спроби зупинити опустинення.

### Список літератури до розділу V.

#### « Вчення про біосферу і ноосферу».

1. Анучин В.А. Географический фактор в развитии общества - М.: Мысль, 1982. – 341 с.
2. Введение в физическую географию / [ К.К. Марков, О. П. Добродеев, Ю. Г. Симонов, И. А. Суетова] – М.: МГУ, 1978. - 191 с.
3. Вернадский В.И. Биосфера. М.: Наука, 1967 (Л.: Науч.-Хим. – Техн.. изд-во, 1926). – 320 с.
4. Вернадский В.И. Биосфера. Избранные труды.- М.: Мысль, 1967.- 364 с.
5. Вернадский В.И. Размышления натуралиста. Научная мысль как планетарное явление. Кн. 2. – М.: Наука, 1977. – 254 с.
6. Вернадский В.И. Проблемы биогеохимии. – М.: Наука, 1980.- 230 с.
7. Вернадский В.И. Избранные труды по истории науки. – М.: Наука, 1981. – 350 с.
8. Владимирский Б.М., Кисловский Л.Д. Солнечная активность и биосфера. М.: Знание, 1982. – 310 с.
9. Забелин И. М. Мудрость географии – М.: Знание, 1986. – 142 с.
10. Казначеев В.П. Учение о биосфере. – М.: Знание, 1985. – 80с.
11. Кузнецов Г.А. Экология и будущее. – М.: Изд-во Московского унив-та, 1988. – 160с.
12. Моисеев Н.Н. Человек и ноосфера. – М.: Наука, 1995. – 215с.
13. Тейяр де-Шарден П. Феномен человека. – М.: Прогресс, 1965. –337 с.
14. Энгельс Ф. Диалектика природы. – М.: Изд-во политической литературы, 1953; Наука, 1986. – 353 с.
15. Касіяник І.П., Любинська І.Б. Матвійчук Б.В. Чернюк Г.В. Ступені формування екологічного світогляду студентів в процесі вивчення географічних дисциплін. // Навколишнє середовище і здоров'я людини : матеріали наукової конференції (18-20 листопада 2008 р., м. Кам'янець-Подільський). – Кам'янець-Подільський : Кам'янець-Подільський національний університет імені Івана Огієнка, 2008. – С. 246-248.
16. Матвійчук Б.В., Мисько В.З., Чернюк Г.В. Формування світогляду на взаємодію суспільства і природи при вивченні загального землезнавства. //Географія та екологія: наука і освіта: матеріали УІ Всеукраїнської науково-практичної конференції з міжнародною участю. – Умань: ВПЦ: «Візаві», 2016. – с.108-112.
17. Лихолат В.К., Чернюк Г.В. Метакронні закономірності розвитку природних процесів. //Подільські читання. Електронний збірник наукових праць. Матеріали міжнародної науково-практичної

- конференції. – Кам'янець-Подільський: К-ПНУ імені Івана Огієнка, 9-11 жовтня 2018. – С.268-274.
18. Лихолат В.К., Чернюк Г.В. Континуум простору-часу у розвитку природних процесів. //Міждисциплінарні інтеграційні процеси у системі географічної та екологічної науки. Матеріали міжнародної науково-практичної конференції, 7-8 травня 2019р. – Тернопіль: СМП «Тайп», 2019. – С.124-127.
  19. Мисько В.З. Касіяник І.П. Чернюк Г.В. Духовні принципи екологічного виховання під час педагогічної практики студентів спеціальності «географія і біологія»// Матеріали міжнародної конференції «Методологічні проблеми природничих наук». Остріг: вид-во Острозького університету, 2009. – с. 47-52.
  20. Федорчук І.В., Чернюк Г.В. Мисько В.З. Любинська І.Б. Континуум «простір-час» в географії. / Матеріали міжнародної конференції «Навколишнє середовище і здоров'я людини» Зб. ст. – Кам'янець-Подільський: вид-во КНПУ імені Івана Огієнка, 2008. - с. 246-248.
  21. Чернюк Г.В., Федорчук І.В., Касіяник І.П. Вчення про біосферу і ноосферу. //Вісник Кам'янець-Подільського національного університету імені Івана Огієнка. Природничі науки. – Вип. 2. – Кам'янець-Подільський, Аксіома, 2010. - С. 418-430.
  22. Чернюк Г.В. Питання про єдність фізичної та соціально-економічної географії./ Наукові записки ТНПУ ім.. В. Гнатюка. Серія: Географія №2. – Тернопіль, 2005. – с.51-54.
  23. Чернюк Г.В. Просторово-часові закономірності в географії. / Наукові записки ТДПУ. Серія: Географія №2. – Тернопіль, 2002. – с. 91-97.
  24. Чернюк Г.В., Федорчук І.В., Касіяник І.П., Матвійчук Б.В. Ноосферне поняття відповідальності за природу. //Вісник Кам'янець-Подільського національного університету імені Івана Огієнка. Природничі науки. – Вип. 2. – Кам'янець-Подільський, Аксіома, 2010. - С.293-300.
  25. The International Geosphere-Biosphere Programme. [Electronic resource]. – Mode of access: <http://www.igbp.net>.

## ПЕРСОНАЛІЇ

1. Алісов Борис Павлович
2. Аполлов Борис Олександрович
3. Беллінсгаузен Тадей Тадейович (Фабіан Готліб)
4. Берг Лев Семенович
5. Богословський Борис Борисович
6. Будико Михайло Іванович
7. Вернадський Володимир Іванович
8. Виноградов Олександр Павлович
9. Воскресенський Сергій Сергійович
10. Геренчук Каленик Іванович
11. Господінов Григорій Володимирович
12. Докучаєв Василь Васильович
13. Долгушин Леонід Дмитрович
14. Дроздов Олег Олексійович
15. Єрмолаєв Михайло Михайлович
16. Жуков Леонід Оандрович
17. Зубов Микола Миколайович
18. Калєсник Станіслав Вікентьєвич
19. Кальп Людвіг
20. Кант Іммануїл
21. Кац Микола Якович
22. Кеплер Іоганн
23. Кеппен Володимир Петрович
24. Коріоліс Густав
25. Коцебу Отто Євстахійович
26. Красовський Федір Михайлович
27. Крузенштерн Іван Федорович
28. Лазарєв Михайло Петрович

- 29.Лаплас П'єр Сімон
- 30.Лебединський Олександр Гнатович
- 31.Леонт'єв Олег Костянтинович
- 32.Лисянський Юрій Федорович
- 33.Марков Костянтин Костянтинович
- 34.Мещеряков Юрій Олександрович
- 35.Михайлов Вадим Миколайович
- 36.Ньютон Ісаак
- 37.Обручев Сергій Володимирович
- 38.Оорт Ян Хендрик
- 39.Петров Михайло Платонович
- 40.Пікар Огюст
- 41.Погосян Хорен Петрович
- 42.Саліщев Костянтин Олексійович
- 43.Свердруп Харальд
- 44.Спірідонов Олексій Іванович
- 45.Толвінський Костянтин Зіновійович
- 46.Хромов Сергій Петрович
- 47.Чеботар'єв Олексій Іванович
- 48.Чикішев Анатолій Григорович
- 49.Шмідт Отто Юлійович
- 50.Шубаєв Леонід Павлович
- 51.Шуберт Федір Іванович
- 52.Шулейкін Василь Васильович
- 53.Щукін Іван Семенович



## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. - М.: Изд-во МГУ, 1974. – 340 с.
- Антропогенные изменения климата (Под ред. М.И.Будыко, Ю.А.Израэля). - Л.: Гидрометеиздат, 1987. - 406 с.
- Анучин В.А. Географический фактор в развитии общества. - М.: Мысль, 1982. - 334 с.
- Апродов В.А. Вулкани. - М.: Мысль, 1982. - 239 с.
- Атлас облаков. - Л.: Гидрометеиздат, 1957, - 185 с.
- Бабаев А.Г., Дроздов Н.Н., Зонн И.С., Фрейкин З.Г, Пустыни, - М.: Мысль, 1986. - 318 с.
- Богословский Б.Б., Самохин А.А., Иванов К.Е., Соколов Д.П. Общая гидрология. - Л.: Гидрометеиздат, 1984, - 356 с.
- Бойко Р.Д., Чернюк Г.В. Основи фізичної географії. – Київ: ІСДО, 1995. - 288с.
- Введение в физическую географию К.К.Марков, А.О.Добродеев, Ю.Г. Симонов, И.А.Суетова. - М.: Высш. шк., 1978. - 191 с.
- Ганьшин В.Н, Простейшие измерения на местности. - М.: Недра, 1983.-108с.
- Гвоздвцкий Н.А., Голубчиков Ю.Н. Горы. - М.: Мысль, 1987. - 399 с.
- Геодезия. Топографичевкие съемки; Справочное пособие /Ю.К. Неумывакин, Е.И.Халугин, П.Н.Кузнецов, А.В.Бойко. - М.: Недра, 1991. – 317с.
- Гаренчук К.И., Боков В,А., Черванев И.Г. Общее землеведение, - М.: Высш. шк., 1984. - 255 с.
- Господинов Г.В., Сорокин В.И. Топография. - М.; Изд-во МГУ, 1974. - 359 с.
- Докучаав В.В. К учению о зонах природы. Соч. - Т. 6. - М.: Сельхозиз, 1951. - 414 с.
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Ледники. - М.: Мысль, 1989. - 447 с.
- Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В. и др. Климатология. - Л.: Гидрометеиздат, 1989. - 567 с.
- Ермолаев М.М. Введение в физичеокую географию. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. - 260 с.
- Жуков Л.А. Общая океанология. - Л.: Гидрометеиздат, 1976.
- Загальне землезнавство: Практикум /За ред. М.Ю.Кулаковської, П.Д.Шкрабія. - К.: Вища шк., 1981. - 248 с.
- Исаченко А.Г. Ландаафтоведение и физико-географичеокое районирование. - М.: Висш. шк., 1991. - 366 с.
- Калесник С.В. Общие географические закономерности Земли. - М.: Мысль, 1970. - 248 с.
- Калесник С.В. Основи общего землеведения. - М.: Учпедгиз, 1955. - 472 с.
- Картография с основами топографии /А.В.Гедымин, Г.Ю.Грюнберг, Н.А.Лапкина, М.В.Студеникин. - М.: Просвещение, 1973. - 160 с.

- Кобышева Н.В., Костин С.И., Струников Э.А. Климатология. - Л.: Гидрометеиздат, 1980. - 343 с.
- Кондратьев К.Я. Глобальный климат и его изменения. - Л.: Гидрометеиздат, 1987. - 232 с.
- Куприн А.М. Занилательная картография. - М.: Просвещение. 1989. - 191 с.
- Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. - М.: Высш.шк., 1988. – 319 с.
- Леонтьев О.К. физическая география Мирового океана. - М.: Изд-во МГУ, 1982. - 200 с.
- Львович М.И. Вода и жизнь. - М.: Мысль, 1986. - 254 с.
- Лямин В.С. География и общество. - М.: Мир, 1978. - 126 с.
- Марков К.К., Величко А.А., Лазуков Г.И., Николаев Н.А. Плейстоцен. - М.: Высш. шк., 1968. - 234 с.
- Марков К.К. Палеогеография. - М.: Наука, 1960. - 268 с.
- Матвеев Н.П., Сераев Н.А. Физические основы курса общего землеведения. - М.: Просвещение, 1978. - 163 с.
- Мильков Ф.Н. Общее землеведение. - М.: Высш. шк., 1990. - 335 с.
- Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая гидрология. - М.: Высш. шк., 1991. - 368 с.
- Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. - Л.: Гидрометеиздат, 1979. - 407 с.
- Салищев К.А. Картоведение. - М.: Изд-во МГУ, 1982. - 408 с.
- Салищев К.А. Картография. - М.: Высш. шк., 1982. - 272 с.
- Справочник по картографии /А.М.Берлянт, А.В.Гедымин, Ю.Г.Кельнер и др. - М.: Недра, 1988. - 428 с.
- Степанов В.И. Океаносфера. - М.: Мысль, 1983. - 270 с.
- Физико-географический атлас мира. - М.: ГУИК, 1964 /ФГАМ/.
- Физическая география Мирового океана /К.К.Марков, С.С.Сальников, Е.Е.Шведе и др. - Л.: Гидрометеиздат, 1980. - 362 с.
- Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. - М.: Недра, 1985. - 326 с.
- Хромов С.П. Метеорология и климатология для географических факультетов. - М.: Гидрометеиздат, 1994. - 455 с.
- Чернюк Г.В., Лихолат В.К. Метеорологія і кліматологія. Навчальний посібник для географічних факультетів університетів. – Тернопіль: Підручники і посібники, 2014. – 122с.
- [www.nbu.gov.ua/vernadsky/e-texts/archive/thought.html](http://www.nbu.gov.ua/vernadsky/e-texts/archive/thought.html)

## ЗМІСТ

Передмова .....	4
<b>Вступ</b> .....	5
<b>Розділ I. Земля у Всесвіті</b> .....	6
Глава I. Всесвіт .....	6
Глава 2. Сонячна система.....	7
2.1. Сонце .....	7
2.2. Планети Сонячної системи та їх супутники .....	9
2.3. Закони руху планет .....	11
2.4. Метеори, астероїди, комети .....	12
2.5. Гіпотези, що пояснюють утворення Сонячної системи .....	13
Глава 3. Планета Земля .....	14
3.1. Форма і розміри Землі .....	14
3.2. Внутрішня будова Землі .....	15
3.3. Осьове обертання Землі та його наслідки .....	18
3.4. Географічна система координат .....	19
3.5. Сила Коріоліса .....	19
3.6. Доба і час .....	20
3.7. Гравітаційне поле Землі .....	20
Глава 4. Рух Землі навколо Сонця .....	23
4.1. Рік. Рівнодення і сонцестояння .....	23
4.2. Тропіки і полярні кола .....	24
4.3. Зміна пір року і сезонні ритми природи .....	25
4.4. Космічні впливи на Землю.....	26
4.5. Сонячно-земні зв'язки .....	27
Глава 5. Геомагнітне поле Землі .....	28
5.1. Магнітне поле Землі та його елементи .....	28
5.2. Карти магнітного поля. Магнітні аномалії .....	29
5.3. Збурення магнітного поля. Магнітні бурі. Полярні сяйва.....	30
5.4. Радіаційні пояси .....	31
5.5. Магнітосфера і географічний простір.....	31
Глава 6. Географічна оболонка.....	32
6.1. Основні властивості та загальні особливості географічної оболонки .....	32
6.2. Межі географічної оболонки .....	33
6.3. Структури географічної оболонки .....	34
6.4. Природні комплекси .....	35
6.5. Ритмічні явища географічної оболонки .....	36
Глава 7. План і карта.....	38
7.1. План місцевості, його масштаб .....	38
7.2. Топографічна карта. Умовні знаки .....	40
7.3. Поняття про математичну основу карти та картографічну генералізацію .....	44

7.4. Зображення рельєфу місцевості. Абсолютна і відносна висота .....	45
7.5. Окомірне знімання місцевості .....	47
7.6. Аерофотознімки .....	49
7.7. Космічні знімки земної поверхні .....	51
7.8. Карта .....	52
7.9. Координатна сітка .....	53
7.10. Види карт .....	54
7.11. Картографічні проєкції .....	55
7.12. Використання карт .....	58
<b>Розділ II. Атмосфера</b> .....	<b>59</b>
Глава I. Склад і будова атмосфери .....	59
1.1. Газовий склад атмосфери.....	59
1.2. Будова атмосфери .....	59
1.3. Походження атмосфери .....	61
1.4. Методи дослідження атмосфери .....	62
Глава 2. Сонячна радіація.....	65
2.1. Типи радіації .....	65
2.3. Добовий та річний хід радіації .....	66
2.4. Розподіл сумарної сонячної радіації .....	67
Глава 3. Радіація на земній поверхні .....	69
3.1. Альbedo .....	69
3.2. Випромінювання теплоти.....	69
3.3. Радіаційний баланс .....	69
Глава 4. Тепловий режим атмосфери .....	72
4.1. Тепловий баланс .....	72
4.2. Адіабатичний процес в атмосфері .....	74
4.3. Інверсія температури .....	75
4.4. Тепловий режим нижнього шару атмосфери .....	76
4.5. Географічний розподіл температури повітря.....	77
4.6. Теплові пояси .....	80
Глава 5. Вода в атмосфері .....	80
5.1. Випаровування і випаровуваність .....	80
5.2. Абсолютна і відносна вологість .....	81
5.3. Конденсація і сублімація .....	83
Глава 6. Туман, хмари, опади .....	83
6.1. Типи туманів, їх утворення та поширення .....	83
6.2. Хмари і умови їх утворення.....	84
6.3. Міжнародна класифікація хмар.....	85
6.4. Опади, їх види і генетичні типи.....	87
6.5. Сніговий покрив.....	89
6.6. Розподіл опадів на земній поверхні .....	90
Глава 7. Атмосферний тиск. Вітер .....	94
7.1. Атмосферний тиск .....	94
7.2. Баричне поле .....	94

7.3. Вітер .....	95
7.4. Географічний розподіл тиску на рівні моря.	
Центри дії атмосфери .....	96
Глава 8. Повітряні маси і атмосферні фронти .....	99
8.1. Повітряні маси .....	99
8.2. Атмосферні фронти .....	100
Глава 9. Циркуляція атмосфери .....	101
9.1. Причини нерівномірного розподілу тиску і циркуляція атмосфери .....	101
9.2. Загальна циркуляція атмосфери.....	102
9.3. Циклонально-антициклональна циркуляція .....	103
9.4. Полярна циркуляція.....	104
9.5. Пасатна циркуляція .....	104
9.6. Тропічні циклони .....	105
9.7. Мусонна циркуляція. ....	105
9.8. Струменеві течії .....	106
9.9. Місцеві циркуляції і вітри.....	106
Глава 10. Погода і клімат .....	108
10.1. Елементи погоди .....	108
10.2. Синоптичний аналіз і завбачення погоди .....	108
10.3. Класифікація погоди .....	110
10.4. Клімат.....	110
10.5. Класифікація кліматів .....	111
10.6. Зміни і коливання клімату.....	117
Розділ III. Гідросфера .....	122
Глава I. Склад і будова гідросфери .....	122
1.1. Походження гідросфери .....	122
1.2. Кругообіг води на Землі .....	123
1.3. Водний баланс Землі .....	125
Глава 2. Світовий океан .....	126
2.1. Дослідження океанів і морів .....	126
2.2. Фізико-хімічні властивості океанської води .....	128
Глава 3. Тепловий режим океанів.....	132
3.1. Теплообмін в системі "океан - атмосфера" .....	132
3.2. Лід в океані .....	133
Глава 4. Динаміка океанських вод .....	134
4.1. Хвилі .....	134
4.2. Припливи .....	136
4.3. Течії .....	139
4.4. Загальна циркуляція вод .....	140
4.5. Життя в океані .....	142
Глава 5. Води суші. Підземні води .....	143
5.1. Типи підземних вод .....	143
5.2. Мінеральні води .....	146
Глава 6. Ріки .....	147

6.1. Гідрографічна сітка .....	147
6.2. Елементи ріки, басейн ріки .....	148
6.3. Морфометричні характеристики ріки.....	149
Глава 7. Динаміка річкового потоку .....	151
7.1. Річковий стік та його характеристика .....	151
7.2. Класифікація річок за характером живлення.....	152
7.3. Господарське використання річок .....	152
Глава 8. Озера .....	153
8.1. Водні маси, водний баланс озер .....	153
8.2. Динаміка вод .....	155
8.3. Термічний режим .....	156
8.4. Господарське використання озер.....	157
Глава 9. Болота.....	158
9.1. Утворення боліт та їх еволюція .....	158
9.2. Класифікація боліт .....	159
9.3. Меліорація і господарське використання .....	161
Глава 10. Льодовики .....	162
10.1. Сучасне зледеніння Землі .....	162
10.2. Умови виникнення і розвиток льодовиків.....	163
10.3. Будова льодовика, його рух .....	164
10.4. Льодовики - запаси прісної води планети.....	165
Розділ IV. Рельєф поверхні літосфери.....	167
Глава I. Рельєфоутворення .....	167
1.1. Процеси рельєфоутворення (ендогенні та екзогенні) .....	167
1.2. Фактори рельєфоутворення .....	169
Глава 2. Планетарний рельєф Землі .....	171
2.1. Материка та западини океанів, закономірності їх розташування ...	171
2.2. Гіпсографічна крива.....	173
Глава 3. Рівнини і гори .....	175
3.1. Морфологічні та генетичні типи рівнин .....	175
3.2. Плато, плоскогір'я, нагір'я .....	176
3.3. Гори.складчасті, брилові та складчастобрілові Розчленування гір .....	177
Глава 4. Флювіальний рельєф.....	180
4.1. Рельєф, створений тимчасовими водотоками. Яри.....	180
4.2. Рельєф, створений постійними водотоками. Річкова долина. Поперечні та поздовжні річкові долини.....	181
4.3. Морфологічні елементи річкової долини: русло, зап- лава, тераси, схили .....	183
Глава 5. Карстовий рельєф .....	185
5.1. Умови утворення і розвитку карсту. Типи карсту: голий і покритий .....	185
5.2. Поверхневі і підземні карстові форми.....	186
5.3. Географічне поширення карстового рельєфу. Карст і господарська діяльність .....	188

Глава 6. Гляціальний рельєф .....	190
6.1. Рельєфотворна роль снігу і льоду в горах і на рівнинах .....	190
6.2. Фогми рельєфу, створені льодовиковою денудацією і льодовиковою акумуляцією .....	190
Глава 7. Кріогенний (мерзлотний) рельєф .....	194
7.1. Процеси рельєфоутворення в умовах багатовікової мерзлоти .....	194
7.2. Форми кріогенного рельєфу та їх поширення .....	195
Глава 8. Еоловий рельєф .....	199
8.1. Рельєфотворна роль вітру в умовах аридного клімату .....	199
8.2. Форми рельєфу в кам'янистих, глинистих і піщаних пустелях .....	200
Глава 9. Рельєф морських берегів .....	203
9.1. Процеси, що формують береги .....	203
9.2. Типи берегів. Закономірності поширення різних типів морських берегів .....	205
Глава 10. Рельєф дна Світового океану .....	207
Розділ V. Вчення про біосферу і ноосферу. ....	212
5.1. Вчення В.І. Вернадського про біосферу .....	212
5.2. Співвідношення понять про біосферу і географічну оболонку.....	213
5.3. Космо-планетарні, сонячно-земні зв'язки живої і косної речовини ..	215
5.4. Метахронні закономірності розвитку природних процесів.....	218
5.5. Поняття про планетарно-космічні умови виникнення життя та існування біосфери.....	221
5.6. Вчення про ноосферу як стадію еволюції біосфери.....	223
5.7. Вчення про ноосферу як духовну сферу розуму.....	225
5.8. Концепція геосистеми «природа – людина – суспільство.....	229
5.9. Роль географії у формуванні світогляду.....	235
Література до розділу 5. Вчення про біосферу і ноосферу .....	237
ПЕРСОНАЛІЇ .....	239
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ .....	241
ЗМІСТ .....	243

**Навчальне видання**  
**Бойко Р.Д., Чернюк Г.В.**  
**Основи фізичної географії**  
**Навчальний посібник**

**Редактор Л.І. Василеня**  
**Коректор Н.Ф.Слоніна**

Підп. до друку 07.07.20  
Друк № 3, офсетний. Умовн.дрк.арк. 16,85. Облік.вид.арк.24,05.  
Тираж 800. Зам. № 4-4299.

ІСДО, 252070, Київ, вул. П.Сагайдачного, 37.  
Фірма «ВІПОЛ», 252151, Київ, вул.. Волинська, 60.